

**“Volcanismo postcolapso de la caldera Vilama, Mioceno superior, Puna argentino-boliviana. Mecanismos eruptivos y Petrogénesis.”**

**Tesis Doctoral**

**Lic. Diego Fracchia**

**Directora: Dra. Beatriz Lydia Luisa Coira**

**Codirector: Dr. Eduardo Jorge Llambías**

**Facultad de Ciencias Naturales y Museo  
Universidad Nacional de La Plata**

**Año 2009**

*Imagen de la portada:* Fragmento del “Plano del Territorio Nacional de Los Andes” del año 1924, en donde se observa el trazado del límite internacional con la República de Bolivia previo al tratado definitivo de límites firmado el 9 de julio de 1925 y vigente desde el 11 de octubre de 1938. Tomado de Catalano, L., 1927. “Datos hidrológicos del Desierto de Atacama (Territorio Nacional de Los Andes)”. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Publicación N° 35. Págs. 1-55. Buenos Aires.

**“Volcanismo postcolapso de la caldera Vilama, Mioceno superior, Puna argentino-boliviana. Mecanismos eruptivos y Petrogénesis.”**

**Tesis Doctoral**

**Lic. Diego Fracchia**

**Directora: Dra. Beatriz Lydia Luisa Coira  
Codirector: Dr. Eduardo Jorge Llambías**

**Facultad de Ciencias Naturales y Museo  
Universidad Nacional de La Plata  
Año 2009**



## Resumen

Este trabajo se realizó a partir de la hipótesis de trabajo: “los centros volcánicos emplazados alrededor y por encima del domo resurgente de la caldera Vilama (Puna argentina-Altiplano boliviano) con posterioridad a su colapso, son representantes de la Etapa de Postcolapso de dicha caldera”. De acuerdo con el modelo *clásico* de calderas resurgentes, para cumplir con dicha condición los centros volcánicos deberían estar formados por rocas derivadas del magma restante en la cámara magmática luego de la erupción formadora de la caldera. Para someter a prueba a esta hipótesis de trabajo se realizó un estudio petrológico de los centros volcánicos referidos, y luego se los comparó con la Ignimbrita Vilama, representante de la Etapa de Colapso de la caldera.

En la Primera Parte se exponen los datos generados durante la investigación. En primer lugar se presenta un mapa a escala 1:100.000 de la caldera Vilama, fruto de los trabajos de campo realizados, en donde se destacaron las unidades de roca sobre las cuales se enfocaron los estudios. A partir del mapeo se estableció un esquema estratigráfico, que fue luego ajustado mediante la realización de dataciones radimétricas. Esta información permitió identificar una mayor densidad de eventos eruptivos dentro de los 1,2 m.a. posteriores a la Ignimbrita Vilama (lapso 8,5-7,3 Ma). Dado que el enfriamiento de una cámara magmática *sin inyecciones posteriores* puede concretarse en pocos cientos de miles de años, a partir de aquí se restringió el estudio petrológico principal a las unidades que conforman el lapso 8,5-7,3 Ma. Este mecanismo de trabajo permitió descartar de este análisis, de una manera bastante simple aunque efectiva, a los centros volcánicos posteriores a la Ignimbrita Vilama con bajas posibilidades de pertenecer al sistema magmático de la caldera Vilama.

Sobre los centros volcánicos del lapso 8,5-7,3 Ma se realizaron levantamientos geológicos detallados, los cuales permitieron describir y analizar sus morfologías, y reconocer sus unidades internas y facies. El análisis de estos datos permitió interpretar el mecanismo eruptivo de las distintas unidades, que si bien resultó diverso, coincidió en su mayoría en un estilo efusivo de alta viscosidad. *Coulées*, domos bajos, y coladas de lava de corto recorrido son las formas más comunes que se hallaron. No obstante también se han descrito varios depósitos de flujos de bloques y ceniza, y un extenso aunque poco voluminoso depósito de flujos piroclásticos. La causa del predominio de este tipo de morfologías ha sido atribuida esencialmente a la escasez de volátiles presentes en los magmas posteriores a la Ignimbrita Vilama.

El estudio petrográfico brindó mayor profundidad en el conocimiento de los tipos litológicos observados en el campo; entre otras cosas permitió descubrir vinculaciones entre unidades distantes entre sí y sin relación aparente, y hallar diferencias mineralógicas notables entre rocas de un mismo centro que aparentaban un mismo origen. No obstante, el hallazgo principal fue la identificación de un fuerte desequilibrio mineralógico en gran parte de las unidades, evidenciado por texturas de resorción tales como cribado en plagioclasas y ortopiroxenos, deshidratación de biotita, y engolfamiento del cuarzo. El resultado de esta etapa de trabajo fue la identificación de tres tipos litológicos principales en las rocas del lapso 8,5-7,3 Ma: a) *riodacitas* con plagioclasa, cuarzo y biotita; b) dacitas vítreas con plagioclasa y ortopiroxeno cribados; c) dacitas con alta proporción de cristales, compuestas por plagioclasa, biotita, cuarzo, y piroxenos. De los tres tipos mencionados, sólo el c) muestra mineralogía y texturas que permiten asimilar su origen al mismo magma que dio origen a la Ignimbrita Vilama. También se halló una fuerte similitud entre el tipo b) y varias unidades volcánicas de diversa edad presentes en la región por fuera de la caldera Vilama. Esta evidencia fue el punto inicial en la senda que llevó a la individualización de una de las más importantes conclusiones de esta tesis.

En casi todas las unidades volcánicas identificadas se realizaron análisis de elementos mayoritarios y traza. Mediante esta información geoquímica, en primer lugar se confirmó la separación previamente realizada de acuerdo a la distribución de edades, ya que las unidades por fuera del lapso 8,5-7,3 Ma mostraban notables diferencias en los contenidos de algunos elementos mayoritarios y de varios elementos traza (*e.g.* Sr, Zr, Th, Y) respecto de la Ignimbrita Vilama. En segundo lugar se observó que la Ignimbrita Vilama y las unidades del lapso 8,5-7,3 Ma comparten un mismo *trend* de variación de elementos mayoritarios y de los principales elementos traza. No obstante, las rocas del tipo litológico asimilable al magma que originó a la Ignimbrita Vilama exhiben las menores diferencias. En cuanto a los elementos de las tierras raras, se observó que los patrones de las unidades estudiadas no tienen depresión del sector medio, y que se diferencian exclusivamente a través de la variación en la pendiente de las pesadas. Estas evidencias señalan por un lado la ausencia de anfíbol en la historia de cristalización de los magmas, y por el otro, distintas profundidades de generación de los fundidos parciales.

El conjunto de rocas estudiado se clasifica geoquímicamente como dacitas, y en menor medida andesitas y riolitas, de la serie calcoalcalina de alto K, caracterizadas por enriquecimiento de elementos LIL y empobrecimiento de elementos HFS. Estas

características no difieren mayormente de aquellas típicas de las rocas de arcos magmáticos, en especial del arco volcánico actual en el segmento central de los Andes Centrales. No obstante, se hallaron contenidos altos o mayores de  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}_T$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$  y de algunos elementos HFS (e.g. Nb, Ta e Y), y bajos o menores de  $\text{Na}_2\text{O}$  y de algunos elementos LIL (e.g. Sr y Ba).

A partir del análisis de la información geoquímica de roca total se concluyó que la mayor parte de los centros volcánicos no han tenido una historia de cámara magmática común, sino que se ajustan mejor a un modelo de *batches* de magma distintos, originados a distintas profundidades. Dichos magmas muestran una fuerte similitud en el comportamiento de los elementos mayoritarios y principales elementos traza, pero por el contrario contienen ensambles mineralógicos disímiles (plagioclasa-cuarzo-biotita vs. plagioclasa-ortopiroxeno) que sugieren evoluciones independientes y profundidades de estacionamiento distintas.

Una visión holista de las ideas que sugiere la Geoquímica, junto a ciertas características litológicas que indican un relativo carácter "seco" de los magmas participantes, permitió reconocer importantes diferencias interpretativas en la generación de los magmas en la Puna norte y el Altiplano respecto de la generación de magmas en el frente del arco volcánico. Entre varias de ellas se encontró una que probablemente sea el control principal de las demás, tal es la disminución, a medida que aumenta la distancia a la zona de subducción, del aporte de fluidos desde la placa subductante hacia la cuña astenosférica.

Para intentar caracterizar el área fuente se analizaron las relaciones isotópicas de Sr y Nd de varias unidades estratigráficas, pertenecientes o no al lapso 8,5-7,3 Ma. La relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$  resultó variable entre 0,713 y 0,716, mientras que el  $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$  entre -9,9 y -11. Estos datos demostraron la suposición planteada a partir del análisis de la información geoquímica, i.e. que los tipos litológicos (e incluso los distintos centros volcánicos) derivan de *batches* de magma distintos y/o parciales, y en este caso particular que los mismos fueron generados a partir de fuentes distintas. No obstante, la diferencia observada no es muy importante ni los valores típicamente corticales o mantélicos; esto sugiere un proceso de homogeneización isotópica ocurrido durante la génesis de las rocas de los centros estudiados.

Mediante microsonda electrónica se estudiaron en forma general las *riodacitas* y las dacitas vítreas, además de una riolita y una buchita. Entre las varias observaciones realizadas se destacan: a) la plagioclasa y el ortopiroxeno de las dacitas vítreas son extremadamente básicos y están en franco desequilibrio químico frente a la pasta que los rodea; b) la plagioclasa y la biotita de las *riodacitas* están en equilibrio con la pasta vítrea que las rodea;

c) una importante proporción de las rocas estudiadas contiene un ensamble mineralógico compuesto por una mezcla de los dos extremos recién detallados, salvo que afectados por importantes cambios morfológicos y composicionales que se interpretan debidos a la interacción entre ambos tipos de magma. El conocimiento de la composición geoquímica de los minerales permitió ampliar la caracterización de las unidades, afianzar o descartar correlaciones previamente establecidas, y obtener algunas estimaciones de las temperaturas y presiones preeruptivas (tarea que no brindó los resultados esperados, dado el fuerte desequilibrio observado en los sistemas cristal-fundido). Sin embargo, los datos fueron mejor aplicados para desentrañar el modo en que ocurrieron los fenómenos de resorción en plagioclasa, ortopiroxeno, biotita y cuarzo.

La Segunda Parte fue dedicada para exponer en forma sintética toda la información estratigráfica, geocronológica, petrográfica, geoquímica, isotópica, y de química mineral, y los resultados de los cálculos termobarométricos, obtenidos en cada una de las unidades estudiadas. Conjuntamente estos datos fueron comparados con datos de la Ignimbrita Vilama, ya obtenidos por otros investigadores en trabajos previos. De esta forma se cumple uno de los objetivos fundamentales de esta tesis. De las unidades volcánicas consideradas al inicio del trabajo, sólo una parte menor muestra evidencias de pertenecer a la Etapa de Postcolapso de la caldera Vilama; dichas unidades corresponden a las dacitas con alta proporción de cristales, y con un menor grado de certeza, a las *riodacitas*. Por el contrario, las dacitas vítreas y los centros volcánicos más jóvenes que 7,3 Ma se consideran Unidades de Postcaldera, sin relación genética con la Ignimbrita Vilama.

La Tercera Parte se reserva para exponer las ideas e hipótesis generadas durante el trabajo para explicar los mecanismos generadores de los magmas, los tipos de área fuente implicados y la profundidad a la cual se encontraban, y la forma en que los *batches* de magma ascendieron hacia la superficie hasta su actual posición. Todos estos puntos se presentan dentro de un Modelo Petrogenético General. El mismo considera que los magmas dacíticos de la región estudiada se generan en la corteza media, mediante la interacción entre fundidos originados a mayor profundidad y rocas de la corteza. A través de dicha interacción se produciría un magma compuesto por un fundido metaluminoso y una fracción cristalina gabro-norítica. Este magma estaría representado en superficie por las dacitas vítreas. El caso más común para estos magmas sería que se estacionen en cámaras magmáticas gigantes en la corteza superior. Dentro de estas cámaras los magmas continuarían cristalizando, al mismo tiempo que su mineralogía se reequilibraría según las nuevas condiciones de presión y



temperatura. De esta manera se formaría el tipo litológico representado por la Ignimbrita Vilama y las unidades que se asignan a la Etapa de Postcolapso de la caldera Vilama. Una vez llegadas a estar cuasi inmóviles, estas últimas cámaras magmáticas podrían verse afectadas por procesos de separación de su fracción líquida, generando así las *riodacitas*. Luego se tratan con mayor detenimiento ciertos casos particulares, *e.g.* mezcla de magmas y posible presencia de fundidos de anatexis.

Por otra parte, y desde un punto de vista regional, se puede concluir que las características de las rocas dacíticas de la Puna norte y el Altiplano están controladas por la particular ubicación de la región dentro del contexto del arco volcánico en los Andes Centrales, y por la fuerte elevación generalizada de las isotermas en la corteza ocurrida durante el Mioceno. Para finalizar se presenta un capítulo de Síntesis y Conclusiones.

## **Abstract**

This PhD thesis was inspired by the following working hypothesis: “the volcanic centres which emplaced along the resurgent dome of the Vilama caldera (Argentine Puna-Bolivian Altiplano) after its collapse are representative of the caldera’s Postcollapse Stage”. Considering the resurgent caldera’s *classic* model, those volcanic centres should be formed by rocks derived from the magma remaining in the magma chamber after the eruption which formed the caldera. To test this hypothesis a petrologic study was done on every volcanic centre and their results then compared with the Vilama Ignimbrite, the unit which represents the caldera’s Collapse Stage.

In the First Part the data obtained during the investigation are exposed. Firstly a scale 1:100,000 map of the Vilama caldera is presented, which is the result of a detailed field mapping. The studied rocks units are focused on it. A stratigraphic chart was established from this map and their related geological observations, and then adjusted by means of radiometric dating. This information made possible to identify a greater density of eruptive events in the 1.2 m.y. following the eruption of the Vilama Ignimbrite (8.5-7.3 Ma lapse). According to the idea that a magma chamber under no *later magma inputs* may cool in a few hundred thousands, hereupon the main petrologic study was restricted to the rocks units which fall in the 8.5-7.3 Ma lapse. This “way of working” made possible to discard, simply but effectively, the volcanic centres with low possibilities of pertaining to the magmatic system of the Vilama caldera.

Detailed geologic mapping was done in the volcanic centres of the 8.5-7.3 Ma lapse; this led to a description and analysis of their morphology and to identification of their internal units and facies. The analysis of these data permitted to interpret the eruption mechanisms in every volcanic unit, which essentially resulted to be, apart from some diverse, of a high-viscosity effusive style. *Coulées*, low domes, and short lava flows were found to be the more common volcanic forms. Nonetheless some block-and-ash flow deposits and an extensive but low-volume pyroclastic flow were described. Predominance of the effusive-type morphologies is thought to be controlled by the scarcity of volatiles in the original magmas.

The petrographic study helped to get better knowledge on the lithologic types identified in the field; among other things it made possible to discover petrographic relations between rock units which were distant and apparently unrelated, and to find important mineralogic differences in rocks from the same volcanic centre. However, the principal achievement was to identify of a strong mineralogic disequilibrium in many of the rock units, showed by resorption textures as sieved plagioclase and orthopyroxene, breakdown of biotite, and quartz engulfment. The result of this stage of the work was the identification of three main lithologic types in the rock units from the 8.5-7.3 Ma lapse: a) *rhyodacites* with plagioclase, quartz, and biotite; b) glassy dacites with sieved plagioclase and orthopyroxene; c) highly porphyritic dacites with plagioclase, biotite, quartz, and pyroxenes. Of these, just the type c) shows mineralogy and textures which resemble those in the Vilama Ignimbrite, and in this way to the magma that originated it. Likewise a strong similarity was found between the type b) and many volcanic units of diverse age in the region outside the caldera. The identification of this foregoing fact became the first step in the individualization of one of the most important conclusions in the thesis.

Nearly all of the identified volcanic units were analysed for major and trace elements. This information was useful, in the first place, to confirm the separation previously done according to the distribution of ages, for the rock units outside the 8.5-7.3 Ma lapse showed clear differences from the Vilama Ignimbrite in the content of some major elements and of several trace elements (*e.g.* Sr, Zr, Th, Y). In the second place, the Vilama Ignimbrite and their following units in the 8.5-7.3 Ma lapse were found to share a common variation trend in major and trace elements. Nevertheless, the rocks of the type c) showed the lesser differences. In the case of the rare earth elements, the patterns of the studied rock units showed no depression of the middle sector, and differentiated exclusively through variation

in the slope of the heavy rare earth elements pattern. On the one hand this supports the lack of amphibole in the crystallization history of the magmas; on the other, that partial melts generated at different levels in the crust.

The studied rocks are geochemically classified as dacites and *rhyodacites*, and in a lesser way andesites and rhyolites, of the high-K calcalkaline series. Characteristically they are LILE-enriched and HFSE-depleted. These features do not differ greatly from those of typical rocks in magmatic arcs, and especially from the modern volcanic arc in the central segment of the Central Andes. However, high or greater contents in  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}_T$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$  and some HFSE (*e.g.* Nb, Ta e Y), and low or minor in  $\text{Na}_2\text{O}$  and of some LILE (*e.g.* Sr y Ba) were found.

According to the whole-rock geochemical information it was concluded that the majority of the volcanic centres have not had a common magma chamber history, but on the contrary are better described by a model of distinct magma batches generated at different depths. Their rocks share a strong similarity in major and the principal trace elements behaviour, but on the contrary bear different mineralogic assemblages (plagioclase-quartz-biotite vs. plagioclase-orthopyroxene) which suggest an independent evolution and distinct deepness of stagnancy.

A holistic look at these ideas, considering also some lithologic features which point to a relative “dry” character of the involved magmas, helped to identify important interpretative differences in the magma generation processes in the north Puna and Altiplano from those which occur in the front of the volcanic arc. One of them differences is probably the principal control of all the rest; this is the diminution of the fluids contribution from the subducting slab to the astenospheric wedge as soon as the distance to the subduction zone increases.

The Sr and Nd isotopic relations of many stratigraphic units, belonging or not to the 8.5-7.3 Ma lapse, were analysed in order to try to characterise the source areas. In this sense, the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$  was variable between 0.713 and 0.716, while the  $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$  was between -9.9 and -11. These data demonstrate the hypothesis raised by the geochemical data, *i.e.* that the lithologic types (and even the several volcanic centres) derive from distinct and/or partial magma batches, and in this particular case that those batches were generated from different sources. Nonetheless, the observed difference is not important neither the values are typically mantelic or crustal; this suggest that some kind of isotopic homogenization occurred during the genesis of the studied rocks.

The *rhyodacites* and the glassy dacites, together with a rhyolite and a buchite, were studied in a general way by means of electron microprobe analysis. Of the several observations done, the following can be detached: a) the plagioclase and orthopyroxene in the glassy dacites are extremely basic and show a strong disequilibrium against its surrounding matrix; b) the plagioclase and biotite of the *rhyodacites* are in equilibrium with its surrounding matrix; c) a high proportion of the studied rocks bear a mineralogic assemblage which is compound by a mix of both of these extreme cases, except that many crystals are greatly affected by important morphologic and compositional changes which are interpreted to be due to the interaction between both kinds of magma. Then the knowledge of the geochemical composition of the minerals made able to enlarge the characterization of the volcanic units, to affirm or to discard previously established correlations, and to obtain some estimation of the pre-eruptive temperatures and pressures (a task which resulted not very satisfactory, according to the strong disequilibrium of the inferred crystal-melt systems). However, data were better applied to uncover the way in which the resorption phenomena in plagioclase, orthopyroxene, biotite and quartz occurred.

The Second Part was dedicated to show synthetically all of the stratigraphic, geochronologic, petrographic, geochemical isotopic, mineral chemistry, and the thermobarometric results, obtained in every one of the studied volcanic units. These data were at the same time compared with data from the Vilama Ignimbrite, previously obtained by other workers. In this way succeeded one of the main objectives of the thesis. Of all the volcanic units initially considered, just a minor part show evidences of pertaining to the Postcollapse Stage of the Vilama caldera; those units are the dacites with high crystal content, and less certainly, the *rhyodacites*. On the contrary, the glassy dacites and the volcanic centres younger than 7.3 Ma are considered to be Postcaldera Units, with no genetic relation to the Vilama Ignimbrite.

The Third Part is reserved to expose the ideas and hypothesis generated during the work to explain the mechanisms of generation of the magmas, the type and deepness of their source, and the way in which the magma batches ascended to the surface. All these subjects are presented as a General Petrogenetic Model. This considers that the dacitic magmas in the studied region are generated in the middle crust, through interaction of melts generated at greater depth and crustal rocks. By means of this interaction a new magma would be generated, which is compounded by a metaluminous melt and a gabbroic-noritic crystalline fraction. This magma may be represented at surface by the glassy dacites. The commonest

case for these magmas would be to be stationed at uppercrust giant magma chambers. Inside it the magmas would continue to crystallise and, and its mineralogical assemblage would re-equilibrate according to the new temperature and pressure constraints. The lithologic type represented by the Vilama Ignimbrite and the volcanic units assessed to the Postcollapse Stage units would be formed in this way. Ultimately, these magma chambers may be affected by processes in which its liquid fraction be separated from its high crystal content to generate the *rhyodacites*. Certain cases are then more carefully treated, *e.g.* magma mixing and the possible presence of anatectic melts.

On the other hand, and in a regional point of view, it can be concluded that the characteristics of the dacitic rocks of the north Puna and the Altiplano are controlled by the particular geographical setting of the region inside the context of the volcanic arc in the Central Andes, and by the strong and general isotherm elevation of the crust which occurred in the Miocene. To finalise, a chapter of Synthesis and Conclusions is presented.



## **Tabla de contenidos**

Resumen.....	v
Abstract.....	ix
Tabla de contenidos.....	xv
Agradecimientos.....	xxv
Introducción.....	1
1.1-Objetivos e hipótesis de trabajo.....	1
1.2-Calderas.....	2
Etapas en el desarrollo de una caldera.....	3
Volcanismo de postcolapso.....	4
1.3-Fundamentos de la elección del tema.....	5
1.4-Calderas en los Andes Centrales.....	6
La Etapa de Postcolapso en las calderas de los Andes Centrales.....	6
1.5-Marco geológico regional.....	7
La corteza en la Puna y el Altiplano.....	10
1.6-Geografía de la región.....	11
Primera parte: Las rocas volcánicas posteriores a la Ignimbrita Vilama.....	15
Capítulo 1-Ubicación geográfica y acceso.....	17
1.1-La región de la laguna Vilama.....	19
Capítulo 2-Antecedentes geológicos de la región.....	23
2.1-Los trabajos pioneros.....	23
2.2-Los estudios regionales sistemáticos.....	23
2.3-El descubrimiento de las calderas.....	24
2.4-Los estudios modernos.....	25
Capítulo 3-Materiales y métodos.....	27
Capítulo 4-Cambios en el esquema estratigráfico.....	29
4.1-Redefinición estratigráfica de la “Ignimbrita Pululus”.....	29
4.2-Redefinición estratigráfica de las “Lavas Vilama” (Soler, 2005).....	34
Capítulo 5-Estratigrafía.....	37
5.1-Sustrato pre-Ignimbrita Vilama.....	37
5.1.1-Secuencias sedimentarias.....	37
5.1.2-Rocas volcánicas miocenas.....	39
5.2-Unidades asociadas al colapso de la caldera Vilama.....	41
Ignimbrita Toloma.....	41
Ignimbrita Vilama.....	44
5.3-Unidades posteriores a la Ignimbrita Vilama.....	45
<i>Aglomerado lapillítico</i> .....	45
Dacita Pululus.....	46
Centro Volcánico Toloma.....	46
Dacita Río Blanco.....	48
Complejo Volcánico Khastor.....	48
Dacita Mesada Negra.....	50

Complejo Volcánico Salle .....	51
Ignimbrita Salle .....	53
<i>Ignimbritas rojas</i> .....	55
Ignimbrita Cerro Panizos .....	56
Ignimbrita Bonanza .....	57
Centro Volcánico Bayo .....	58
Complejo Volcánico Loromayu .....	59
Lavas Vitichi y Lavas Puntas Negras .....	61
Centro Volcánico Vilama .....	62
Cerro Uturunco .....	62
Capítulo 6-Geocronología .....	65
6.1-Datos previos .....	65
6.2-Nuevos datos .....	66
6.3-Discusión de los resultados obtenidos .....	67
Dacita Pululus .....	67
Mesada Negra .....	68
<i>Dique andesítico</i> .....	68
Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas superiores</i> .....	68
Complejo Volcánico Loromayu .....	68
Centro Volcánico Vilama .....	69
Síntesis .....	69
Capítulo 7-Estudio petrográfico .....	71
7.1-Petrografía de las unidades estratigráficas .....	71
7.1.1-Estadio de colapso de la caldera Vilama .....	71
Ignimbrita Toloma .....	72
Ignimbrita Vilama .....	73
7.1.2-Unidades posteriores a la Ignimbrita Vilama en el lapso 8,5-7,3 Ma ...	73
<i>Aglomerado lapillítico</i> .....	73
Dacita Pululus .....	74
Centro Volcánico Toloma .....	75
Dacita Río Blanco .....	76
Dacita Khastor .....	76
Dacita Mesada Negra .....	79
Complejo Volcánico Salle .....	79
Ignimbrita Salle .....	85
<i>Ignimbritas rojas</i> .....	88
7.1.3-Unidades no asociadas a la caldera Vilama .....	88
<i>Dacitas pre-Ignimbrita Vilama</i> .....	89
<i>Volcanitas pre-Ignimbrita Vilama del cerro Pululus</i> .....	89
Ignimbrita Cerro Panizos .....	90
Ignimbrita Bonanza .....	91
Centro Volcánico Bayo .....	92
Complejo Volcánico Loromayu .....	93
Centro Volcánico Vitichi .....	95
Centro Volcánico Puntas Negras .....	96



Dacita Vilama .....	97
7.2-Glomerulos (cumulatos) .....	98
7.3-Xenolitos.....	99
7.3.1-Xenolitos <i>sensu stricto</i> .....	99
7.3.2-Xenocristales .....	103
7.3.3-Material de origen incierto .....	104
7.3.4-Fragmentos líticos .....	104
Síntesis .....	105
Capítulo 8-Descripción geológica y morfológica de las unidades de postcolapso.....	109
8.1-Unidades posteriores a la Ignimbrita Vilama en el lapso 8,5-7,3 Ma ...	109
Dacita Pululus.....	109
Centro Volcánico Toloma.....	109
Dacita Río Blanco.....	111
Complejo Volcánico Khastor.....	111
Centro Volcánico Mesada Negra.....	114
Complejo Volcánico Salle .....	115
<i>Domo riolítico</i> .....	122
Ignimbrita Salle.....	123
8.2-Unidades no asociadas a la caldera Vilama.....	126
Ignimbrita Cerro Panizos.....	126
Centro Volcánico Bayo.....	127
Complejo Volcánico Loromayu.....	128
Centros volcánicos Vitichi y Puntas Negras.....	129
Centro Volcánico Vilama .....	130
Capítulo 9-Geoquímica.....	133
9.1-Información previa .....	133
9.2-Metodología.....	133
9.3-Elementos mayores.....	134
Interpretación .....	136
9.4-Elementos traza (excepto ETR).....	139
Interpretación .....	140
9.5-Elementos de las tierras raras .....	143
Interpretación .....	146
9.6-Diagramas multielemento.....	147
9.6.1-Normalización a MORB según Pearce (1983).....	147
9.6.2-Normalización a manto primitivo según Sun y McDonough (1989) .	148
9.6.3-Interpretación.....	149
9.7-Geoquímica de las unidades volcánicas .....	149
9.8-Conclusiones generales .....	155
9.9-Correlación geoquímica entre la Dacita Khastor y la Ignimbrita Salle.....	156
9.10-Comparación geoquímica con rocas del arco .....	156
Discusión .....	161
Conclusiones.....	165
9.11-Diferenciación geoquímica de la Ignimbrita Bonanza .....	166

Capítulo 10-Isótopos radiogénicos .....	171
10.1-Contexto .....	171
10.2-Datos previos .....	172
10.3-Nuevos datos .....	173
Sr .....	174
Nd .....	175
Edades $T_{DM}$ .....	175
10.4-Comparación con volcanitas de los Andes Centrales.....	176
Capítulo 11-Geoquímica mineral .....	179
11.1-Plagioclasa.....	179
Dacita Khastor, <i>Lavas grises</i> .....	179
Dacita Khastor, <i>Lavas marrones</i> .....	180
Dacita Mesada Negra.....	180
Xenolito en Dacita Río Blanco .....	181
Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas inferiores</i> .....	181
Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas intermedias</i> .....	182
<i>Domo riolítico</i> .....	182
Ignimbrita Salle .....	183
Centro Volcánico Bayo .....	183
Centro Volcánico Vilama, <i>Lavas inferiores</i> .....	184
Síntesis.....	184
11.2-Ortopiroxeno .....	185
Dacita Khastor, <i>Lavas marrones</i> .....	185
Dacita Mesada Negra.....	186
Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas inferiores</i> .....	186
Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas intermedias</i> .....	187
Ignimbrita Salle .....	187
Centro Volcánico Bayo .....	187
Centro Volcánico Vilama, <i>Lavas inferiores</i> .....	188
Síntesis.....	188
11.3-Biotita.....	189
Dacita Khastor, <i>Lavas grises</i> .....	189
Dacita Khastor, <i>Lavas marrones</i> .....	190
Dacita Mesada Negra.....	190
Xenolito en Dacita Río Blanco .....	190
Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas inferiores</i> .....	190
<i>Domo riolítico</i> .....	191
Ignimbrita Salle .....	191
Centro Volcánico Bayo .....	191
Síntesis.....	191
11.4-Clinopiroxeno.....	191
Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas inferiores</i> .....	192
Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas intermedias</i> .....	192
Centro Volcánico Bayo .....	192
Síntesis.....	193

11.5-Sanidina .....	193
<i>Domo riolítico</i> .....	193
Centro Volcánico Vilama, <i>Lavas inferiores</i> .....	194
11.6-Anfibol .....	194
Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas intermedias</i> .....	194
11.7-Vidrio .....	195
Dacita Khastor, <i>Lavas grises</i> .....	195
Dacita Khastor, <i>Lavas marrones</i> .....	197
Dacita Mesada Negra .....	197
Xenolito en Dacita Río Blanco .....	197
Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas inferiores</i> .....	197
Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas intermedias</i> .....	197
<i>Domo riolítico</i> .....	198
Ignimbrita Salle .....	198
Centro Volcánico Bayo .....	198
Centro Volcánico Vilama, <i>Lavas inferiores</i> .....	198
Cribas en plagioclasa y ortopiroxeno .....	198
Síntesis .....	200
11.8-Óxidos de hierro y titanio .....	200
Síntesis .....	202
11.9-Espinelo .....	202
Ignimbrita Salle .....	202
Centro Volcánico Vilama, <i>Lavas inferiores</i> .....	202
11.10-Granate .....	203
11.11-Composición geoquímica de los xenolitos .....	203
11.12-Correlación entre la Dacita Khastor y la Ignimbrita Salle .....	203
Capítulo 12-Geotermobarometría .....	205
12.1-Termometría .....	205
12.1.1-Termómetro ilmenita-magnetita .....	205
Dacita Mesada Negra .....	205
Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas inferiores</i> .....	206
Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas intermedias</i> .....	206
Centro Volcánico Bayo .....	206
Centro Volcánico Vilama, <i>Lavas inferiores</i> .....	206
Otras unidades .....	206
Síntesis del método y sus resultados .....	207
12.1.2-Termómetro plagioclasa-vidrio .....	207
Dacita Khastor .....	208
Dacita Mesada Negra .....	208
Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas inferiores</i> .....	208
Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas intermedias</i> .....	208
<i>Domo riolítico</i> .....	208
Ignimbrita Salle .....	209
Centro Volcánico Bayo .....	209
Centro Volcánico Vilama, <i>Lavas inferiores</i> .....	209

Síntesis del método y sus resultados .....	209
12.1.3-Termómetro de dos piroxenos.....	210
Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas inferiores</i> .....	210
Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas intermedias</i> .....	210
Centro Volcánico Bayo .....	210
12.1.4-Termómetro de un piroxeno.....	211
Dacita Khastor .....	211
Dacita Mesada Negra.....	211
Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas inferiores</i> .....	211
Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas intermedias</i> .....	212
Ignimbrita Salle .....	212
Centro Volcánico Bayo .....	212
Centro Volcánico Vilama, <i>Lavas inferiores</i> .....	212
Síntesis del método y sus resultados .....	212
12.1.5-Termómetro clinopiroxeno-fundido.....	213
Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas inferiores</i> .....	213
Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas intermedias</i> .....	213
Centro Volcánico Bayo .....	213
Síntesis del método y sus resultados .....	214
12.1.6-Termómetro de dos feldespatos .....	214
<i>Domo riolítico</i> .....	214
Centro Volcánico Vilama, <i>Lavas inferiores</i> .....	215
12.1.7-Termómetro Plagioclasa-Hornblenda .....	215
Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas intermedias</i> .....	215
12.1.8-Termómetro clinopiroxeno-hornblenda .....	215
Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas intermedias</i> .....	216
12.1.9-Síntesis de los cálculos termométricos.....	216
Dacita Khastor, <i>Lavas grises</i> .....	216
Dacita Khastor, <i>Lavas marrones</i> .....	216
Dacita Mesada Negra.....	216
Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas inferiores</i> .....	217
Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas intermedias</i> .....	217
<i>Domo riolítico</i> .....	217
Centro Volcánico Bayo .....	218
Centro Volcánico Vilama, <i>Lavas inferiores</i> .....	218
12.1.10-Conclusiones .....	218
12.2-Barometría.....	220
12.2.1-Barómetro de Al en anfíbol.....	220
Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas intermedias</i> .....	221
12.2.2-Barómetro de plagioclasa-fundido .....	221
Dacita Khastor .....	221
Dacita Mesada Negra.....	221
Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas inferiores</i> .....	222
Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas intermedias</i> .....	222
<i>Domo riolítico</i> .....	222

Ignimbrita Salle.....	222
Centro Volcánico Bayo.....	222
Centro Volcánico Vilama, <i>Lavas inferiores</i> .....	223
Síntesis de los resultados del barómetro plagioclasa-vidrio .....	223
12.2.3-Barómetro de clinopiroxeno-fundido .....	223
Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas inferiores</i> .....	223
Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas intermedias</i> .....	223
Centro Volcánico Bayo.....	223
12.2.4-Síntesis de los cálculos barométricos .....	223
12.3-Perspectivas a futuro.....	224
Capítulo 13-Estudio de las texturas de desequilibrio.....	227
13.1-Plagioclasa.....	227
13.1.1-Plagioclasa límpida (sin cribado o con cribas aisladas) .....	227
Cristales bitowníticos.....	227
Cristales labradorítico-andesínicos .....	228
Cristales labradorítico-andesínicos con borde bitownítico .....	230
13.1.2-Plagioclasa cribada con borde límpido, con paso transicional entre ambos sectores .....	231
13.1.3-Plagioclasa completamente cribada.....	233
13.1.4-Plagioclasas con sobrecrecimiento límpido.....	234
13.1.5-Plagioclasas con borde cribado .....	236
13.1.6-Resumen .....	237
13.1.7-Causas del cribado en las plagioclasas .....	238
13.2-Ortopiroxeno.....	243
13.2.1-Cristales “normales” .....	243
13.2.2-Cristales cribados.....	244
13.2.3-Mantos de ortopiroxeno sobre clinopiroxeno.....	246
13.2.4-Resumen .....	246
13.2.5-Causas del cribado en piroxenos .....	246
13.3-Biotita .....	247
13.3.1-Resumen .....	250
13.3.2-Causa de la deshidratación de las biotitas .....	251
13.4-Cuarzo.....	253
13.4.1-Cristales sin resorción.....	253
13.4.2-Cristales redondeados.....	254
13.4.3-Cristales engolfados.....	255
13.4.4-Texturas ocelares .....	255
13.4.5-Causas de la resorción del cuarzo.....	256
13.5-Origen de las texturas de desequilibrio .....	258
Hipótesis 1: ascenso de la temperatura por mezcla de magmas .....	258
Hipótesis 2: descompresión adiabática .....	260
Hipótesis 3: adición de fluidos.....	260
Capítulo 14-Mecanismos eruptivos y emplazamiento.....	261
14.1-Estilo eruptivo .....	261
14.2-Controles en la morfología de las unidades estudiadas .....	262

Dacita Pululus, Centro Volcánico Toloma, y Dacita Río Blanco .....	262
Complejo Volcánico Khastor .....	264
Centro Volcánico Mesada Negra.....	265
Complejo Volcánico Salle.....	266
Ignimbrita Salle .....	268
14.3-Síntesis .....	270
Segunda parte: Comparación petrológica entre los centros volcánicos estudiados	
y la Ignimbrita Vilama.....	273
1-Estratigrafía .....	273
2-Geocronología .....	273
3-Petrografía .....	274
4-Geoquímica .....	275
5-Isotopía.....	275
6-Química mineral.....	276
<i>Plagioclasa</i> .....	276
<i>Ortopiroxeno</i> .....	276
<i>Clinopiroxeno</i> .....	276
<i>Anfibol</i> .....	277
<i>Biotita</i> .....	277
<i>Vidrio</i> .....	278
Resumen de la información de química mineral .....	278
7-Cálculos termobarométricos.....	278
8-Conclusiones .....	279
Tercera parte:.....	283
Petrogénesis.....	283
1-Evolución de las hipótesis petrogenéticas aplicadas en la región .....	283
2-La teoría de la “zona caliente” como marco de referencia.....	286
3-Petrogénesis de las rocas estudiadas .....	287
3.1-Modelo petrogenético general.....	294
3.2-Descripción de casos particulares .....	298
3.2.1-Magmas producto de fusión parcial de la corteza.....	298
3.2.2-Mezcla de magmas .....	298
3.2.3-Asimilación .....	299
3.2.4-Una gran cámara magmática por debajo del domo resurgente .....	301
Síntesis y Conclusiones .....	303
Referencias .....	307
Anexo-Cálculo de volúmenes.....	321
1-Consideraciones preliminares .....	321
2-Metodología de trabajo.....	321
3-Resultados .....	324
Complejo Volcánico Khastor .....	324

Dacita Mesada Negra.....	324
Complejo Volcánico Salle.....	325
Ignimbrita Salle.....	325
Centro Volcánico Bayo.....	325
Centro Volcánico Vítichi.....	326
Centro Volcánico Puntas Negras.....	326
Centro Volcánico Vilama.....	326
4-Referencias.....	327
Apéndice.....	329
Muestras de roca.....	329
Análisis geoquímicos.....	341
Análisis por microsonda electrónica.....	351
Plagioclasa.....	351
Ortopiroxeno (Fórmula estructural normalizada a 6 átomos de oxígeno y 4 cationes).....	391
Biotita.....	400
Clinopiroxeno.....	406
Sanidina.....	408
Anfibol.....	409
Matrices vítreas.....	410
Vidrio en microenclaves.....	417
Vidrio en cribas de plagioclasa.....	418
Vidrio en cribas de piroxeno.....	418
Vidrio en biotitas resorbidas.....	419
Vidrio en xenocristal de granate.....	419
Ilmenita.....	420
Titanomagnetita.....	427
Espinelo.....	429
Granate.....	430
Mapa Geológico de la caldera Vilama, Escala 1:100.000.....	431
Mapa de localización de muestras de roca, Escala 1:100.000.....	433





## Agradecimientos

El texto de esta tesis resume el trabajo realizado durante casi cinco años. Se trata de un compendio de datos de diversa índole de un grupo de rocas volcánicas situado en una región inhóspita de América del Sur, tras cuyo análisis he intentado dar una explicación lo más fundamentada posible de su origen y de las causas que controlaron y provocaron sus características litológicas, mineralógicas, geoquímicas e isotópicas. Las dificultades geográficas de la región y en la logística (incluso en lo concerniente a la necesidad de cruzar la frontera internacional) han sido frecuentes, no obstante, a mi parecer, no han sido tan difíciles de superar como las dificultades metodológicas que fui hallando a medida que avanzaba el estudio petrológico. Me refiero a la extraña naturaleza de las rocas de la Puna norte y del Altiplano, en las cuales he tropezado con diversos tipos de “anomalías” mineralógicas y geoquímicas que en general me llevaron a la obtención de resultados espurios en gran parte de los métodos aplicados. Estos inconvenientes me impidieron arribar directamente a la interpretación de las condiciones de formación de las rocas estudiadas, pero por el contrario me llevaron por vía *indirecta*, buscando explicaciones a dichas “anomalías”, a delinear el tipo de petrogénesis que deben haber tenido las mismas.

Es probable que alguna parte de dichas explicaciones resulte inadecuada en algún tiempo cercano; la falta de un sólido soporte fáctico –esencialmente, datos analíticos– es quizás la principal falencia de este trabajo. A pesar de todo, considero que se trata de un intento valedero de explicar los mecanismos mediante los cuales se generan los magmas híbridos en esta región de los Andes Centrales. Ojalá los próximos investigadores de la región sepan llenar los huecos de información y las posibles falencias de este ensayo, y que así en un futuro próximo podamos comprender con mayor profundidad la petrogénesis de los Andes Centrales.

En primer lugar quisiera agradecer a Beatriz Coira, quien me brindó la posibilidad y los medios para realizar esta tesis doctoral. Asimismo al Estado Argentino, que a través de sendas becas de la SECyT y el CONICET me permitió perfeccionar mis estudios de grado.

En Jujuy, a Pablo Caffé, por la ayuda brindada a lo largo del período de realización de la tesis, su colaboración en trabajos de campaña y gabinete, y sus fructíferas charlas sobre la geología de los Andes Centrales; a Miguel Soler, por el intercambio de ideas y la sesión de algunos de sus análisis y muestras; a Patrocinio Flores, por la realización de los análisis de

Fluorescencia de Rayos X; a Paulino Cachizumba, por la cuidadosa preparación del material para la realización de los análisis geoquímicos; a Roberto Liquín, por su esmero aplicado en la preparación de cortes delgados y secciones pulidas; a Javier Elortegui Palacios, por el intercambio de ideas y su ayuda en tareas varias; a Alejandro y Alejandra Pérez, por su colaboración en cuestiones logísticas y administrativas; a Noemí Robles, por su noble atención en las búsquedas bibliográficas; a mis ayudantes de campo, los Sres. Balbino Llama y Carmelo Flores (de Lagunillas del Farallón), y los estudiantes de geología Hugo Mery (de Salta), Diego Sánchez (de Tucumán), y José Canavire (de Jujuy), y de agrimensura Álvaro Herrera (hoy Ingeniero Agrimensor) y Eric Jäger, ambos de Rosario.

En La Plata, a Eduardo Llambías, quien afrontó el riesgo de guiar *desde lejos* varias temáticas de esta tesis doctoral y dedicó mucho tiempo a mis consultas sobre la misma. A Eugenio Aragón –mi primer maestro en Petrología de rocas volcánicas– por la atención de mis consultas y la dedicación aplicada en la lectura crítica de parte del manuscrito. A Alfredo Benialgo, por su amistad y por la ayuda prestada en cuestiones gráficas y de escritura.

Otros investigadores a quienes agradezco su atención referente a consultas varias, pedidos de bibliografía, u otros temas, son Marcelo Arnosio, Raúl Becchio, Affonso Brod, Silvia Castro Godoy, Fernando Colombo, Raúl Giacosa, María Alejandra González, Natalia Hauser, Hugo Lamas, Raúl Lira, Estela Neder, Juan Otamendi, Iván Petrinovic, Liza Polo, Ana María Sato y Alfonso Sola. Las sugerencias de los árbitros Eugenio Aragón, Stella Poma, y Magdalena Koukharsky, permitieron mejorar notablemente la versión original del manuscrito.

A mis amigos, muchos de ellos colaboradores anónimos en alguna parte de este trabajo.

A mis padres, por su apoyo constante.

A Alejandra.

## Introducción

La presente investigación, desarrollada dentro del marco de la Carrera del Doctorado de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata, se centró en el magmatismo que, como hipótesis de trabajo, se consideraba integrante de la Etapa de Postcolapso de la caldera Vilama, con el fin de completar los objetivos propuestos por el Proyecto de Investigación PICT 2002 N° 07-12420 "Procesos eruptivos, formación de calderas y evolución de sistemas hidrotermales mineralizantes del Terciario superior en la Puna (22° 20' -22° 50' S, 66° 30' -67° 20' O)".

### 1.1-Objetivos e hipótesis de trabajo

Luego de su colapso, algunas calderas pueden continuar su actividad eruptiva durante una Etapa de Postcolapso. Al igual que la resurgencia, la actividad eruptiva de la Etapa de Postcolapso es el más claro indicador de un nuevo pulso magmático en un sistema de caldera, ya sea por represurización de la cámara magmática o por una nueva inyección de magma. El estudio de esta etapa en el ciclo de una caldera, por lo tanto, puede aportar importantes datos referentes al tiempo de residencia de los magmas en cámaras estacionadas en la corteza superior, a su velocidad de enfriamiento, y a la forma en que dichas cámaras se alimentan.

En el momento en que se inició este trabajo el volcanismo de postcolapso de la caldera Vilama se consideraba representado por los centros volcánicos Salle, Toloma, Alcoak, Vilama y Bayo en territorio argentino, y Vitichi, Puntas Negras, Mesada Negra, Khastor, Alto Khastor y Colorado en territorio boliviano (Fig. 1). El argumento principal que los asociaba a dicha etapa era su ubicación a lo largo de la periferia o sobre el domo resurgente que afecta a la Ignimbrita Vilama (ver Coira *et al.*, 1996; Coira *et al.*, 2004; y Proyecto de Trabajo de esta tesis presentado al Departamento de Postgrado de la FCNyM).

**La hipótesis preliminar de trabajo consideraba que estos centros pertenecen a episodios volcánicos asociados genética y temporalmente entre sí, emplazados a lo largo del borde estructural de la caldera Vilama durante la etapa de magmatismo posterior al colapso.** De esta forma se intentó, a través de la investigación, estudio petrológico y ajuste geocronológico de estos centros como posibles representantes del magmatismo postcolapso: a) delimitar espacial y temporalmente la extensión y duración del volcanismo postcolapso de

la caldera Vilama; b) caracterizar los centros volcánicos estudiados desde el punto de vista petrográfico, geoquímico e isotópico, así como de sus mecanismos de erupción, identificando diferencias y similitudes entre sí; c) establecer la evolución relativa entre ellos, el ritmo de actividad y los procesos petrogenéticos que han tenido lugar en la cámara magmática infrayacente durante la evolución de la caldera; d) elaborar un modelo de evolución de la Etapa de Postcolapso de la caldera Vilama.

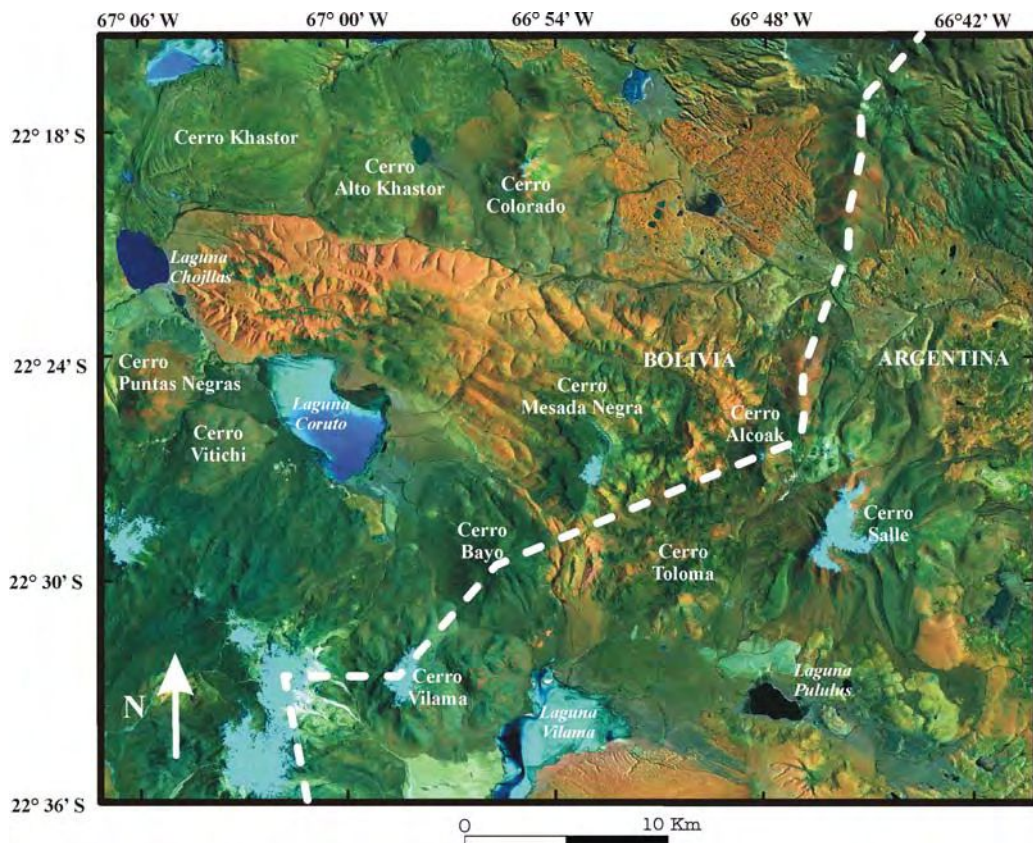


Fig. 1: Imagen satelital de la zona de trabajo, con indicación de los centros eruptivos que se consideraban asociados a la Etapa de Postcolapso de la caldera Vilama.

## 1.2-Calderas

Las calderas son los sistemas volcánicos de mayor envergadura tanto a escala mundial como planetaria. Esta característica ha sido, entre otras, uno de los principales focos de atracción para su estudio. Pero si bien a lo largo de todo el siglo XX se registran

numerosos trabajos (*e.g.* Williams, 1941) es a mediados de la década del '60 cuando el interés de la comunidad geológica por las calderas se hace muy notorio, y se amplía y diversifica la producción científica en esta temática. En este sentido, los estudios modernos de detalle más conocidos se hicieron en calderas cenozoicas asociadas a márgenes convergentes en el oeste de Estados Unidos (ver Steven y Lipman, 1976, y Elston, 1984), en la zona volcánica de Taupo en Nueva Zelanda (Wilson *et al.*, 1984), y en la Sierra Madre Occidental de México (Swanson y McDowell, 1984), pero también en otras paleozoicas como las de Glen Coe y Snowdon, en el Reino Unido, y las del Lachlan Fold Belt de Australia. Más tarde se prestó atención a las calderas de ambientes de *rift*, por ejemplo en el del este africano (Mahood, 1984).

A partir del trabajo de Smith y Bailey (1968), en el que se identificaron los distintos estadios en el desarrollo de una caldera *resurgente*, las contribuciones sobre el tema fueron más frecuentes y específicas. Respecto a la clasificación de calderas, los trabajos más conocidos son los de Williams y McBirney (1979) y Lipman (2000); sobre sus etapas de desarrollo, los de Lipman (1984, 2000); sobre su morfología y elementos constituyentes, los de Lipman (1976) y Walker (1984); y sobre su relación con el techo de batolitos graníticos, el de Lipman (1984).

#### Etapas en el desarrollo de una caldera

De acuerdo a Lipman (1984), la historia de una caldera involucra las siguientes etapas: 1) Volcanismo de precolapso; 2) Subsistencia de la caldera; 3) Magmatismo de postcolapso y resurgencia; y 4) Actividad hidrotermal y mineralización. Este modelo en etapas fue construido a partir del estudio de calderas riolíticas en América del Norte, pero su autor señala que puede aplicarse a muchas otras calderas. Asimismo destaca que la evolución de una caldera puede o no incluir a todas las etapas.

Tanto los términos “precolapso” como “postcolapso” tienen en su acepción original una connotación genética estrechamente ligada a la cámara magmática cuyo vaciamiento produce el colapso de la caldera. En el primer caso, y utilizando las mismas palabras que Peter Lipman, se consideraba que antes de las grandes erupciones ignimbríticas puede desarrollarse “actividad premonitoria”, en forma de “escapes volcánicos” de la gran cámara magmática que se acumula en niveles someros de la corteza. En el segundo caso, que el magma no eruptado durante la etapa de colapso puede continuar eruptando una vez finalizada la misma, esta vez en forma “desgasificada”. Este modelo puede aplicarse sin

mayores complicaciones cuando la caldera se desarrolla sobre un sustrato de litología no-volcánica, cuando las rocas volcánicas previas/posteriores pueden deslindarse de las rocas de la caldera por métodos de campo, o cuando la litología de las rocas de la caldera tiene una característica común que las diferencia. Por el contrario, su aplicación puede resultar errónea en regiones en donde el volcanismo es bimodal, o bien en donde los sistemas volcánicos se desarrollan a lo largo de varios millones de años solapándose entre sí –e.g., los Andes Centrales.

En el mismo trabajo, Peter Lipman sugirió por primera vez que el volcanismo de la Etapa de Postcolapso puede extenderse a través de millones de años e incluir pulsos de magma no relacionados genéticamente. Además señaló que el pico del ascenso resurgente ocurre típicamente dentro de las decenas a centenas de miles de años después del colapso de la caldera.

En esta tesis se utiliza el término “precaldera” para indicar a las rocas que subyacen a la Ignimbrita Vilama. En el caso de que las mismas sean volcánicas, se excluye de dicho término toda connotación genética, ya que no se realizaron estudios petrológicos que puedan definir la génesis del magma en dichas unidades. Por el contrario, se utiliza el término “postcolapso” estrictamente para señalar a las rocas petrogenéticamente asociadas a la Ignimbrita Vilama. Por último, se emplea el término “postcaldera” para señalar a las unidades y procesos volcánicos petrogenéticamente no-asociados al ciclo de la caldera Vilama.

#### Volcanismo de postcolapso

Smith y Bailey (1968) señalaron entre otras cosas la importancia del “volcanismo de postcolapso” como parte del desarrollo de las calderas. Consideraron al mismo como la etapa siguiente al domamiento resurgente de la caldera, que forma parte de la reactivación del sistema magmático originario de la caldera. Esta etapa es común en calderas resurgentes, y está caracterizada por volúmenes e intensidad mucho menores en comparación con las erupciones formadoras de la caldera. Está representada principalmente por el *Major Ring-Fracture Volcanism* (“volcanismo emplazado a lo largo de las fracturas anulares principales”), nombre de la etapa seis en el modelo de calderas resurgentes elaborado por Smith y Bailey (1968). La misma se caracteriza por la ocurrencia de magmatismo a lo largo de las fallas principales que definen el borde estructural de una caldera, se desarrolla comúnmente en calderas resurgentes luego de la formación del domo resurgente, y

representa las últimas erupciones del ciclo de la caldera.

Los autores mencionados precisaron que esta actividad magmática es escasa o nula antes de la formación del domo resurgente, pero por el contrario sigue a su formación. De esta forma, el término “volcanismo de postresurgencia” sería más correcto para describir nuestro caso. Sin embargo el término casi no se utiliza a nivel mundial, y es abrumadoramente superado por el más amplio “volcanismo de postcolapso”.

Se cree que la causa del volcanismo de postcolapso es la recuperación de la presión positiva dentro de la cámara magmática luego de la subsidencia de la caldera. Sin embargo, según Lipman (1984), la persistencia del volcanismo en la región puede también ser causada por “nuevo ascenso de magma desde fuentes profundas, simplemente localizado a lo largo de estructuras preexistentes” (la traducción es propia). En otras palabras, es posible malinterpretar dentro de una Etapa de Postcolapso a unidades que en realidad serían de postcaldera.

Por lo tanto, a la hora de definir la Etapa de Postcolapso de una caldera sería necesario considerar, además de la asociación espacial y temporal entre las ignimbritas de la etapa de colapso y las volcanitas que le siguen, una asociación geoquímica. En nuestro caso el gran desafío es poder encontrar evidencias geoquímicas que indiquen filiación y además permitan la separación de otros sistemas magmáticos superpuestos en tiempo y espacio.

### **1.3-Fundamentos de la elección del tema**

Actualmente existe un buen nivel de comprensión a nivel mundial sobre calderas, y la producción científica relacionada es importante. Las principales líneas de investigación son el refinamiento de historias evolutivas generales mediante ajuste radimétrico, el estudio geoquímico de detalle y el modelado petrogenético, y la experimentación con modelos analógicos (tanto mecánicos como simulaciones por computadora) de subsidencia de calderas y de generación de domos resurgentes. Pero no ocurre de la misma manera con el magmatismo de postcolapso como tema fundamental, que en general aparece algo eclipsado. La razón de este hecho podría atribuirse a la marcada diferencia de volúmenes eruptados. Si bien el estudio de centros volcánicos relacionados a etapas de postcolapso en calderas es muy amplio, los investigadores en general no enmarcan dichos episodios volcánicos en el ciclo evolutivo de la caldera. Para ilustrar esta afirmación basta como ejemplo mencionar el trabajo de síntesis de Cole *et al.* (2005), donde se trata poco sobre el tema. En muchos otros trabajos, las rocas eruptadas con posterioridad a las ignimbritas asociadas al colapso de

calderas se incluyen en escasos capítulos, o son consideradas en particular para el estudio de alguna de sus características. Dicho de otro modo, no es común el estudio integral de la etapa volcánica de postcolapso en calderas. Entre los ejemplos mejor estudiados de magmatismo de postcolapso se puede mencionar la caldera Long Valley (ver Hildreth, 2004).

En nuestro país el primer estudio realizado en el tema corresponde a la caldera de Payún Matrú (Llambías, 1966). En los años '70 y '80 fueron más frecuentes (*e.g.* caldera Diamante, Harrington 1989). En los '80 y '90 se han completado estudios con mayor detalle en varias calderas de la Puna tales como Cerro Galán (Sparks *et al.*, 1985; Francis *et al.*, 1989), Coranzulí (Seggiaro, 1994), Panizos (Ort, 1991; 1993) y Aguas Calientes (Petrinovic, 1999), junto con Piedra Parada (Aragón y Mazzoni, 1997) en la Patagonia. De todas formas, hasta hoy el volcanismo de postcolapso en calderas de Argentina no había sido motivo principal de estudio.

#### **1.4-Calderas en los Andes Centrales**

En los Andes Centrales el estudio de calderas comenzó hacia fines de los '70, con la identificación de estructuras volcánicas y grandes unidades ignimbríticas a través del uso de imágenes satelitales. A partir de esto se inició el trabajo detallado de mapeo e identificación de centros volcánicos, el cual continúa en nuestros días.

Como parte de este estudio detallado, de Silva (1989a) definió el Complejo Volcánico Altiplano-Puna (*Altiplano-Puna Volcanic Complex, APVC*). Éste es un extenso campo de rocas piroclásticas de composición intermedia y edad neógena asociado a grandes calderas, ubicado sobre la zona de frontera compartida por Argentina, Bolivia y Chile. El grueso de su volumen se emplazó a partir de los 10 Ma, como parte de un evento de magnitud considerable ("*flare-up*") que generó enormes volúmenes de ignimbritas. Dentro de este *flare-up* están incluidas las erupciones asociadas a las calderas La Pacana (Gardeweg y Ramírez, 1987), Guacha y Pastos Grandes (Francis y Baker, 1978; de Silva y Francis, 1991), Panizos, Coranzulí, y Vilama, entre otras.

#### **La Etapa de Postcolapso en las calderas de los Andes Centrales**

Muchas de las calderas del APVC tienen como rasgo distintivo una etapa de magmatismo de postcolapso. El mismo sólo ha sido estudiado, en forma somera, en las calderas Cerro Panizos (Ort, 1993; Ort *et al.*, 1996), La Pacana (Gardeweg y Ramírez, 1987; Lindsay *et al.*, 2001), y Cerro Galán (Sparks *et al.*, 1985). Dichos trabajos coinciden en



aplicar como concepto básico para discriminar a las unidades de postcolapso el criterio de cercanía al centro emisor, y en segundo lugar la similitud geoquímica. Sin embargo, no se realizan comparaciones petrográficas, geoquímicas e isotópicas detalladas para determinar si los magmas que originaron a la ignimbrita y a las lavas posteriores formaron parte de una cámara magmática común. En Coranzulí y Panizos la posición de intracaldera de las lavas sigue el modelo tradicional de Smith y Bailey (1968), razón por la cual sería más fácil considerar que las lavas son el resto del magma que previamente se erupió como ignimbrita. En cambio, en La Pacana y en Cerro Galán las lavas de postcolapso siguen una distribución algo irregular alrededor del domo resurgente, muestran un amplio espectro litológico, y edades diversas.

En calderas emplazadas en un sustrato no-volcánico y/o de edad no mayor que el Plioceno, como por ejemplo Cerro Galán, la asignación de unidades a un estadio de colapso es casi automática y probablemente certera. Por el contrario, en el resto del APVC las rocas de varias grandes calderas de edad Mioceno superior se yuxtaponen entre sí y además se ven intruidas por sistemas volcánicos pequeños, hecho que dificulta la distinción entre volcanismo de postcolapso y volcanismo de postcaldera.

### **1.5-Marco geológico regional**

La región motivo de la presente investigación forma parte del segmento central de la Cordillera de los Andes. De acuerdo al esquema desarrollado por Ramos (1999), este segmento se extiende desde el Golfo de Guayaquil, en Ecuador (4° de latitud sur), hasta el Golfo de Penas, en Chile (46° 30' de latitud sur).

La subducción de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana es el principal control tectónico en los Andes Centrales (Fig. 2). Dicha subducción no es uniforme a lo largo de los Andes Centrales, sino que exhibe cambios en el ángulo de subducción que aparentemente están controlados por la presencia de las dorsales Nazca y Juan Fernández en la superficie de la placa de Nazca. De esta manera, es posible hacer una subdivisión de los Andes Centrales en sectores Norte, Central, y Sur.



Fig. 2: Imagen satelital de Sudamérica (tomada de [www.flashearth.com](http://www.flashearth.com)) donde se muestra el encuadre tectónico de la región de trabajo. La división de la Cordillera de los Andes es según Ramos (1999).

El sector central de los Andes Centrales se extiende desde el sur de Lima hasta Santiago de Chile. A lo largo de este tramo la subducción es normal en la costa de Perú y de Chile hasta los 23° de latitud sur, con ángulo de aproximadamente 30° hasta profundidades

del orden de 550 km (Cahill e Isacks, 1992); hacia el sur mantiene el ángulo de penetración, pero entre 100 y 150 km de profundidad comienza a decrecer y desarrollar una zona subhorizontal que llega a los 400 km de ancho a los 32° de latitud sur. Otras características propias del sector central de los Andes Centrales relativas al tema de estudio son la importante ocurrencia de volcanismo, el gran espesor de la corteza continental adyacente, y la presencia del codo de Arica-Santa Cruz, probablemente el rasgo tectónico de mayor rango en la Cordillera de los Andes.

El volcanismo activo en el sector central de los Andes Centrales se extiende entre los 14° y 27° de latitud sur, a lo largo de la denominada Zona Volcánica Central. Esta faja volcánica constituye el arco volcánico actual, producto del ya mencionado proceso de subducción.

Los volcanes activos de la Zona Volcánica Central son la expresión actual de la actividad volcánica que durante el Neógeno se desarrolló en la región. Dicha actividad fue muy importante durante el Mioceno y dio lugar a una extensa provincia volcánica, principalmente representada por ignimbritas de composición intermedia, a lo largo de la Cordillera Occidental, el Altiplano y la Puna, desde Perú hasta Argentina y Chile. Los afloramientos de ignimbritas más extensos en esta provincia se hallan en el sector fronterizo entre Argentina, Bolivia y Chile en el ya mencionado APVC, complejo descrito como un extenso campo volcánico silíceo de alrededor de 70.000 km<sup>2</sup>, producto de la erupción de al menos 15.000 km<sup>3</sup> de magma entre los 10 y 1 Ma (de Silva *et al.*, 2006).

La historia de la actividad volcánica en la Puna norte argentina y el Altiplano adyacente ha sido descrita por Coira *et al.* (1993) en 4 fases o ciclos. Podemos resumir dicha historia de la siguiente manera:

*Oligoceno tardío a Mioceno temprano (~26 a 17 Ma).* Durante esta etapa la actividad volcánica fue escasa; se han reportado pequeños domos andesítico-dacíticos y secuencias piroclásticas dacítico-riolíticas aisladas sin centro volcánico reconocible (Caffe *et al.*, 2002).

*Mioceno medio (16 a 12 Ma).* Se inicia una etapa de volcanismo de arco, representada por domos pequeños de composición dacítica generalmente asociados a depósitos de metales base (Caffe *et al.*, 2002). En menor medida se hallan complejos intrusivos.

*Mioceno tardío (11 a 3 Ma).* El volcanismo desarrollado durante esta etapa constituye el rasgo más característico de la región. A partir de los 10 Ma comenzaron a erupcionar extensas

ignimbritas a partir de calderas de grandes dimensiones situadas preferentemente en el este de la Puna. Luego de los 6,7 Ma la erupción de grandes ignimbritas se restringió al sector occidental, junto al actual arco volcánico. Por el contrario, el volcanismo efusivo se desarrolló lo largo de toda la región en forma aparentemente continua aunque siempre con volúmenes marcadamente menores al de las ignimbritas.

*Plioceno tardío al Reciente (< 3 Ma).* Hacia fines del Plioceno casi toda la actividad volcánica se restringió al actual arco volcánico. Sin embargo, continuaron produciéndose efusiones aisladas en sectores alejados del arco.

Cada una de dichas fases se desarrolla en forma posterior a la máxima expresión de los pulsos de deformación de la Orogenia Andina (Fases Pehuenche, Quechua y Diaguita).

De acuerdo al esquema propuesto, Coira *et al.* (1993) propusieron que la distribución espacial y temporal y la geoquímica de las rocas volcánicas de la Puna puede ser explicada por cambios temporales en el ángulo de subducción de la placa de Nazca, y por cambios en el espesor de la litósfera mantélica y de la corteza por debajo de la Puna.

#### La corteza en la Puna y el Altiplano

Los Andes Centrales se caracterizan por el desarrollo en su interior del segundo plateau más grande de la Tierra: el Plateau de los Andes Centrales, o Plateau de la Puna-Altiplano. Este plateau tiene aproximadamente 1800 km de elongación en sentido norte-sur y 400 km de ancho, y una elevación promedio de 3700-3800 msnm. La deformación ha sido escasa dentro de esta región desde el fin del Mioceno medio, por esta razón su comportamiento tectónico a gran escala es a manera de bloque rígido.

El plateau se divide en dos sectores principales: el Altiplano (desde 15° hasta ~ 22° de latitud sur) y la Puna (desde ~ 22° hasta 27° de latitud sur). Ambas regiones tienen características propias, no obstante el límite entre ellas es transicional. Entre otras podemos mencionar las siguientes diferencias, particularmente importantes dada su relación con el tema de esta tesis: 1) la altura promedio es más alta en la Puna; 2) la placa subductada tiende a horizontalizarse al sur de los 24° de latitud sur, donde comienza el segmento de *flat-slab*; 3) la litósfera y la corteza de la Puna son más delgadas; 4) en la Puna el basamento es más antiguo y contiene una gran proporción de rocas magmáticas paleozoicas, mientras que en el Altiplano está enteramente formado por sedimentitas ordovícicas; 5) en el Altiplano el

volcanismo fue muy abundante durante el Mioceno tardío pero casi nulo en el Cuaternario, mientras que en la Puna fue moderado durante el Mioceno (con ciertas excepciones, *e.g.* Cerro Galán) y modesto y principalmente básico durante el Cuaternario. Por último, en Argentina la Puna se divide en Puna Norte y Puna Sur, tomando como zona divisoria a la cadena volcánica transversal asociada al Lineamiento El Toro.

La opinión generalizada o más aceptada a nivel científico considera que la gran altitud media de la Puna y el Altiplano refleja un alzamiento producido por engrosamiento de la corteza. Los mayores espesores registrados son de 65 a 80 km (Yuan *et al.*, 2002; McGlashan *et al.*, 2008). Sin embargo, dicho espesor no es constante sino que muestra variaciones. De acuerdo a Kay *et al.* (2008), quienes realizaron una puesta al día de la información geofísica en los Andes Centrales, la corteza es más espesa por debajo de las cordilleras Oriental y Occidental, y más delgada por debajo de la Puna.

Según Allmendinger *et al.* (1997), el espesor anómalo de la corteza de los Andes se debe principalmente al acortamiento horizontal de la litósfera ocurrido durante el Neógeno. Los mismos autores indican que el acortamiento observado en superficie explica solamente el 70 a 80 % del engrosamiento cortical observado, y por esta razón consideran que otros procesos deben haber contribuido al engrosamiento. Los procesos sugeridos son adición magmática, adelgazamiento litosférico, hidratación del manto superior, y *underplating* (bajocorrimiento) tectónico.

## **1.6-Geografía de la región**

La zona en que fue realizada esta tesis se encuentra dentro de la Puna norte argentina y del Altiplano boliviano (Fig. 3). Los límites naturales de la Puna y del Altiplano son, por el oeste, la Cordillera Occidental; por el norte y este, la Cordillera Oriental; y hacia el sur, una zona de transición a las Sierras Pampeanas Occidentales.

La Cordillera Occidental es la cadena montañosa más alta en este sector de la Cordillera de los Andes. En el sur de la Puna corre aproximadamente a lo largo del límite entre Argentina y Chile, al norte de los 24° de latitud sur continúa dentro de territorio chileno, y luego a lo largo del límite entre Chile y Bolivia. Como ya se mencionó, está formada en esencia por rocas volcánicas cuaternarias.

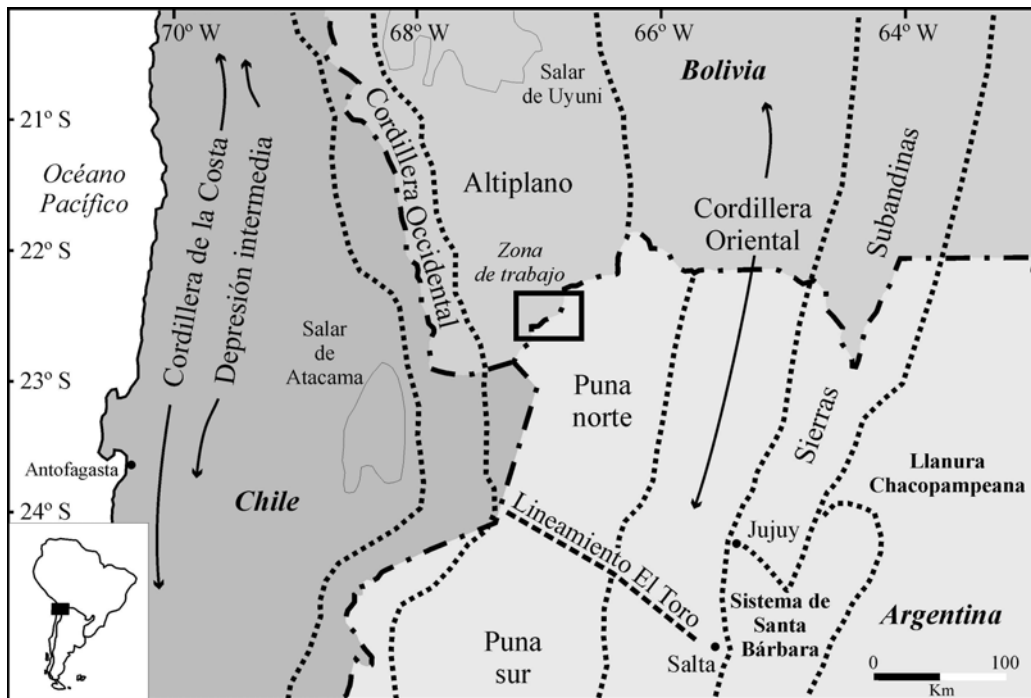


Fig. 3: Ubicación geográfica de la zona en que fue realizada esta tesis.

La Cordillera Oriental es una faja plegada y corrida que se extiende desde Perú hasta la ciudad de Tucumán en la Argentina, rodeando en forma de arco el borde oriental del Altiplano y de la Puna. En Bolivia comprende a las cordilleras Central y Oriental. Su relieve tiene una gran amplitud altimétrica, con mínimas en valles de hasta 500 msnm y máximas de poco más de 6000 msnm. Geológicamente está caracterizada por un basamento de rocas del Proterozoico tardío, sobre el que se desarrollan espesas secuencias del Cámbrico y Ordovícico, y en menor medida del Paleozoico superior, Mesozoico, y Cenozoico.

La morfología de la Puna está caracterizada por la presencia de cordones montañosos de sentido meridiano, separados por valles que en su mayor parte están rellenos por sedimentos neógenos y que tienen drenaje centrípeto. El relleno de estas cuencas es variable, siendo de esta manera un control morfológico de la elevación relativa de los cordones.

Hacia el oeste y norte el relleno sedimentario es mayor. Asimismo, adquiere más importancia la participación de rocas volcánicas. Particularmente en la región estudiada, los mantos de ignimbritas ahogan completamente el relieve de cordones montañosos, resultando así una meseta aún más elevada que el promedio general del plateau: el Altiplano.

Por encima de esta planicie principalmente ignimbrítica se encuentran infinidad de edificios volcánicos, dispuestos a lo largo de lineamientos de corta extensión, en grupos, o aislados. Estos cerros alcanzan una altura de hasta 1500 m sobre el nivel medio de las ignimbritas.

Dentro de la zona de trabajo se encuentra la Serranía Transversal o Cordillera de Lipez. Se trata de una concentración algo desordenada de volcanes, con orientación general NE-SW. El punto más alto corresponde al volcán Uturunco, de 6033 msnm.





## **Primera parte:**

### **Las rocas volcánicas posteriores a la Ignimbrita Vilama**

La caldera Vilama es una de las grandes calderas que se desarrollaron en la Puna y el Altiplano en el Mioceno tardío. Ha sido incluida en la Provincia Volcánica Cenozoica de Retroarco de la Puna (Coira y Kay, 2004), y en el APVC (de Silva *et al.*, 2006).

El descubrimiento y los primeros estudios de la caldera Vilama son recientes. Inicialmente de Silva (1989a, b) reconoció en imágenes satelitales su domo resurgente. Coira *et al.* (1996) asociaron dicha estructura a la resurgencia de una caldera, a la cual postularon como origen de la Ignimbrita Vilama. Por último, Soler (2005) y Soler *et al.* (2007) reinterpretaron esta última hipótesis, redefiniendo de esta manera la caldera Vilama; entre otros logros, estos autores reconocieron un volumen de ignimbritas mínimo de 1685 km<sup>3</sup> y acotaron con mayor precisión su edad al lapso 8,5-8,4 Ma.

En este ámbito, el estudio y caracterización de la Ignimbrita Vilama, de su magma originario, y de los procesos de colapso asociados, son tema de una tesis doctoral presentada recientemente (Soler, 2005). Por su parte, la actividad volcánica de postcolapso de la caldera Vilama constituye el tema desarrollado en la investigación que aquí se expone.



## **Capítulo 1-Ubicación geográfica y acceso**

La caldera Vilama está situada a ambos lados del límite internacional argentino-boliviano. En Argentina la zona de trabajo forma parte del NW de la provincia de Jujuy (Fig. 4), dentro del departamento Rinconada. El acceso más cómodo a la región es desde la ciudad de Abrapampa, transitando la ruta provincial (RP) N° 7 a través de las localidades Abra de Moreta, Carahuasi, y la depresión de la laguna Pozuelos, luego la RP N° 70 a través de Santo Domingo, Abra de Fundiciones, y Liviara. En Liviara existen dos alternativas: a) continuar por el camino que va hacia el sur hacia Mina Pirquitas y desde allí hacia el oeste hasta Bolivia (en mal estado de conservación); o b) por el camino que conduce a Cusi Cusi, desviando al sur hacia Loma Blanca y luego hacia el este hasta Lagunillas del Farallón. Desde Lagunillas del Farallón parten tres caminos que acceden a distintos sectores de la zona de trabajo:

- hacia el NW, pasando por Mina Pabellón y el cementerio de Mesada Blanca, hasta el límite internacional con Bolivia en Limitayoc (las huellas continúan en Bolivia, pasando por la comunidad de Río Chilenas, hasta empalmar con caminos que se dirigen hacia el norte a San Antonio de Esmoruco y San Pablo de López y hacia el oeste a Quetena);
- hacia el sur, pasando por Abra Granadas, hasta unirse al camino que conduce desde Mina Pirquitas hacia el paso internacional entre los cerros Vilama y Bayo (y que continúa en Bolivia hacia Quetena y la laguna Colorada). Al NE de la laguna Vilama este camino se bifurca hacia el norte al área de alteración del cerro Salle, y hacia el sur a Pairique, Mina Bonanza y Cerro Zapaleri;
- hacia el SW, hasta unirse al sur del cerro Salle con el camino que viene desde Mina Pirquitas.

Otra forma de llegar a la región es desde el sur. Partiendo desde la localidad de Susques se sigue hacia el oeste por la ruta nacional N° 52, luego la RP N° 74 y 74b pasando por Coranzulí y Coyaguaima hasta Mina Pirquitas. Una alternativa es dejar la RP N° 74 poco después de pasar por el norte del Salar de Olaroz, virar hacia el norte, pasando por El Toro, Rosario de Coyaguayma y Pairique hasta llegar al sur de la laguna Vilama.

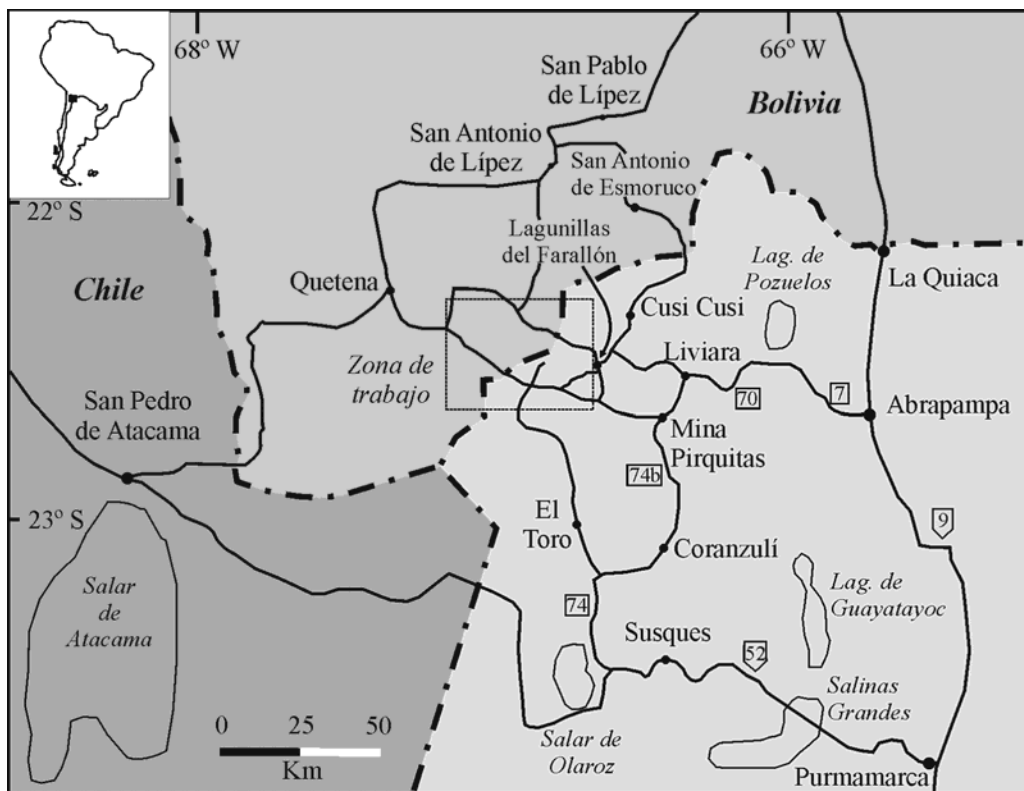


Fig. 4: Principales rutas de acceso a la zona de la laguna Vilama.

Dentro de la región de la laguna Vilama, aparte de los caminos principales existen varias huellas que comunican pequeños puestos y permiten un mejor acercamiento a los afloramientos. De todas formas la red vial está muy poco desarrollada en la región, hecho que obliga a transitar a “campo traviesa” o a efectuar largos trechos a pie.

En Bolivia la zona de trabajo forma parte de la Provincia de Sud Lipez, ubicada dentro del Departamento Potosí. Las localidades más cercanas son San Antonio de Esmoruco y San Antonio de Lipez, ubicadas al norte de la caldera Vilama, y Quetena, hacia el oeste. Los caminos que pasan por esas localidades se conectan entre sí, y comunican: a) de San Antonio de Esmoruco, hacia el este, hacia el paso fronterizo con Argentina en la localidad de Cieneguillas; hacia el norte, pasando por San Pablo de Lipez, hasta Tupiza, y de ahí hacia el este hasta la RN N° 14 que comunica Villazón con Potosí; b) de Quetena, hacia el SW, a la frontera con Chile, y de allí hacia San Pedro de Atacama.

Toda la región estudiada forma parte de dos áreas protegidas: la Reserva Nacional de Fauna Andina “Eduardo Avaroa”, en Bolivia, y la Reserva Provincial Vilama (otro nombre

es Reserva Provincial Alto-andina de la Chinchilla), en Argentina. También fue designada como Sitio Ramsar (Humedal de importancia internacional).

### **1.1-La región de la laguna Vilama**

La caldera Vilama se halla en la región transicional entre la Puna norte argentina y el Altiplano boliviano. Sus características geológicas y morfológicas permiten afirmar que la región de Vilama podría considerarse como parte del Altiplano.

Las condiciones climáticas y de altura de la región condicionan fuertemente la vida del hombre. Por esta razón no se encuentran poblaciones humanas permanentes. Sin embargo, sí existe presencia temporaria y tránsito del hombre. Estudios antropológicos (Nielsen, 2000; Nielsen, 2003) mencionan “ocupaciones temporarias substanciales durante el Período Formativo” (anterior a *ca.* 900 d.C.), y “un predominio no excluyente de ocupaciones transitorias probablemente vinculadas al tráfico caravanero durante los Períodos de Desarrollos Regionales e Inka” (*ca.* 900 d.C.-1550 d.C.). Estas costumbres son actualmente mantenidas por muchos habitantes de los pueblos cercanos (Cusi Cusi, Lagunillas, Quetena, Río Chilenas, etc.), quienes llevan a la región sus rebaños de llamas a pastar durante el verano, recolectan sal en la laguna Vilama, o transitan durante viajes entre las localidades con motivos principalmente comerciales.

El lado argentino de la zona de frontera es visitado periódicamente por patrullas de Gendarmería Nacional, que vigilan la presencia de cazadores de vicuña (es especie protegida) y de contrabandistas (que utilizan los pasos de Vilama y Zapaleri).

Últimamente se ha acrecentado la actividad turística. En la Reserva Eduardo Avaroa se han registrado más de 40.000 visitantes durante el año 2003 (Drumm, 2004).

*Fisiografía e hidrografía.* La morfología de la región tiene las características propias del Altiplano boliviano. El control principal en ella son los tipos litológicos predominantes. Por un lado se destaca un relieve de meseta o altiplanicie impuesto por la Ignimbrita Vilama, la cual forma un manto casi continuo a partir de los 66° 30' de longitud oeste que ahoga el relieve previo de sierras de rumbo meridional. Por el otro, un paisaje típicamente volcánico, con preponderancia de formas cónicas aisladas o en grupos de escaso número. La altura media de la altiplanicie es de unos 4600 msnm, mientras que los cerros por encima de ella rondan entre 5500 y 5800 msnm.

El sistema hidrográfico es principalmente de tipo endorreico. Está compuesto por

arroyos de caudal exiguo (aunque constantes en verano) de diseño anárquico, que nacen en vegas al pie de los cerros (muchas veces en manantiales coincidentes con el contacto entre la ignimbritas y los volcanes) y que desembocan en salares y lagunas. Sin embargo los arroyos que nacen en el flanco norte del cerro Salle, y todos aquellos del extremo este del sector, pertenecen a la cuenca atlántica del río San Juan de Oro.

Los cuerpos de agua de la región se nombran en forma indistinta, pero en realidad se pueden diferenciar en salares y lagunas. Los primeros tienen gran extensión y escasa profundidad, y se recargan de agua dulce durante el verano, mientras que en el resto del año se ven sujetos a fuerte evaporación. Las segundas tienen menores dimensiones y son profundas, y tienen agua dulce durante todo el año. Los salares más importantes son las lagunas Vilama y Coruto, mientras que entre las lagunas se destacan las lagunas Pululus y Chojllas.

*Clima, flora y fauna.* De acuerdo a la clasificación de Köppen-Geiger el clima en la región de Vilama puede catalogarse como Frío de Alta Montaña. Para esta clasificación se tiene en cuenta principalmente la disminución de la temperatura y el aumento de las precipitaciones con la altura, la amplitud térmica importante, y la temperatura media anual menor a 10 °C. En invierno las temperaturas son rigurosas durante todo el día. En verano la temperatura puede superar los 25 °C al mediodía, mientras que la mínima alcanza entre 0 y -5 °C poco antes del amanecer. La radiación solar es muy intensa. Los vientos predominantes son del oeste, e influyen muchísimo en la sensación térmica. En Abrapampa entre los años 1981 y 1990 las temperaturas absolutas máxima y mínima fueron 27 y -22 °C respectivamente, y la temperatura media 8,7 °C (Servicio Meteorológico Nacional, en [http://www.mineria.gov.ar/estudios/irn/jujuy/tabla\\_meteo.asp?donde=t1#t2](http://www.mineria.gov.ar/estudios/irn/jujuy/tabla_meteo.asp?donde=t1#t2)).

Las precipitaciones se concentran en el verano (diciembre a marzo), mientras que los inviernos son extremadamente secos. No existen registros en la zona. En la estación Cusi Cusi (22° 20' de latitud sur y 66° 28' de longitud oeste; 3930 msnm) entre los años 1978 y 1990 se ha registrado un promedio de 621 mm (Dirección de Recursos Hídricos de Jujuy, en <http://www.mineria.gov.ar/estudios/irn/jujuy/tablapludio.asp?donde=t1#t3>). En Mina Pirquitas los datos más recientes indican un promedio de 259,4 mm (MacRae y McCrea, 2008).

Según Cabrera y Willink (1973) y Cabrera (1976) la región pertenece a la Región Fitogeográfica “Provincia Altoandina”. Ésta se desarrolla entre los 4200 msnm y el nivel de

las nieves permanentes, y está caracterizada por una vegetación pobre cuya distribución de especies está fuertemente controlada por la altura y la disponibilidad de agua. Entre otras podemos mencionar: en las planicies, pastizales abiertos de *Festuca* spp. y *Stipa* spp., entremezclados con ejemplares aislados de tola (*Parastrephia* spp.); en vegas, “colchones” de hierbas (*Oxychloe andina*, *Werneria pygmaea*); en las quebradas y al resguardo de los vientos, la queñoa (*Polylepis* sp.), único árbol en estas regiones; directamente sobre la roca, la yareta (*Azorella compacta*); entre los 5400 y 5600 msnm, la pupusa (*Werneria* spp.) y la espina amarilla (plantas medicinales utilizadas para el tratamiento del mal de altura).

La fauna silvestre altoandina es variada, e incluye varias especies de mamíferos, aves, anfibios y reptiles con adaptaciones al ambiente de altura. Entre los primeros se destaca por su mayor tamaño y abundancia la vicuña (*Vicugna vicugna*), que forma grupos sociales familiares y tropillas, estas últimas a veces muy numerosas. También se observan: la vizcacha o chinchillón (*Lagidium viscacia*); el puma (*Puma (Felis) concolor*); el gato andino (*Oreailurus jacobita*). La fauna de aves no es muy rica, pero su endemismo lleva a la región a ser considerada una de las áreas de alta prioridad de conservación en el mundo; algunas de las más comunes son los flamencos (*Phoenicoparrus andinus*, *P. jamesi* y *P. chilensis*), el suri (*Pterocnemia* sp.), los patos (*Anas* sp.), y el cóndor (*Vultur gryphus*).





## **Capítulo 2-Antecedentes geológicos de la región**

### **2.1-Los trabajos pioneros**

En la región de Vilama los datos bibliográficos más antiguos, tanto geológicos como de otra índole, son de las décadas del '20 y del '30. Por ese entonces la búsqueda de depósitos minerales era el principal motor de investigación.

El más antiguo antecedente geológico de la región hallado es un mapa geológico del por entonces Territorio Nacional de Los Andes, realizado por Luciano Catalano (Catalano, 1930); en el mismo, en la región de la laguna Vilama está señalada la presencia de rocas volcánicas terciarias y cuaternarias. Poco tiempo más tarde fue publicada una reseña de la geología de la provincia de Jujuy realizada por Pascual Sgrosso (Sgrosso, 1939), integrante de la Dirección de Geología y Minería de la Nación. En su mapa se ilustra la región de Vilama, donde se señalan correctamente como “Rocas dacíticas (Mioceno-plioceno)” a los actuales cerros Vilama, Bayo, Toloma, Alcoak, Salle y Pululus. Sin embargo, los afloramientos de las ignimbritas Toloma y Vilama en la zona de intracaldera, al otro lado de la frontera, están indicados como “Areniscas amarillentas o rojizas (“Areniscas superiores”); areniscas y margas parduscas (“Terciario subandino”) y “Estratos jujeños”. Esto es, dicho autor asignó, probablemente por su color y estructura “anticlinal”, las ignimbritas de intracaldera a las secuencias cretácico-paleógenas y neógenas.

Pascual Sgrosso publicó más tarde un trabajo mucho más abundante en información (Sgrosso, 1943), en donde hizo una reseña general de la minería y geología del NW argentino. Dentro de ella dedicó un capítulo al “Yacimiento estannífero del Cerro Pululus”, en el que describe brevemente las características de la mina Pululus y su entorno geológico.

Por la misma época Federico Ahlfeld dedicó algunas notas al mismo yacimiento y al de Cerro Negro, junto a las manifestaciones de estaño de la zona de los cerros Granada, Caucani y Solterío (Ahlfeld, 1945; 1948). En el segundo de los informes también describe brevemente la mina Pabellón, de antimonio y oro, situada al NE del cerro Salle dentro de rocas ordovícicas. Entre los datos de interés figura el inicio de la exploración en Cerro Pululus en el año 1937.

### **2.2-Los estudios regionales sistemáticos**

El estudio sistemático de la región fue promovido por el Servicio Geológico Argentino. El mapeo geológico de la región estuvo a cargo del Dr. Juan Carlos Turner; uno

de sus ayudantes geólogos fue el Dr. Eduardo Llambías, codirector del presente trabajo de tesis. Las hojas geológicas que abarcan el complejo en territorio argentino fueron relevadas entre 1964 y 1968. La hoja San Juan de Oro fue presentada como informe inédito en 1962, en cambio la hoja Mina Pirquitas se redactó cerca del año 1972 (no contiene ninguna referencia posterior a esa fecha). Finalmente fueron publicadas varios años más tarde, respectivamente Turner (1978) y Turner (1982).

En 1979 la empresa italiana AQUATER, contratada por las secretarías nacionales de Energía y Minería y por el gobierno de la provincia de Jujuy, presentó el informe “Estudio del potencial geotérmico de la prov. de Jujuy. Estudio de Reconocimiento.” En este trabajo se delinearón las actuales líneas de trabajo, esencialmente a través del reconocimiento de la naturaleza ignimbrítica de las rocas antes consideradas como lavas, y de su probable erupción a través de calderas. La Dra. Beatriz Coira, directora del presente trabajo de tesis, participó en los trabajos de campo de este emprendimiento, formando parte del Servicio Geológico Argentino.

En el sector boliviano de nuestro interés los primeros trabajos de índole regional se realizaron entre 1965 y 1970, a cargo de geólogos del Servicio Geológico de Bolivia (GEOBOL) en colaboración con geólogos alemanes, a través del “Proyecto de la Carta Geológica Nacional”. Los resultados de esas investigaciones se publicaron algunos años más tarde. Primero fue el trabajo de Fernández *et al.* (1973), quienes hicieron una primera caracterización petrológica de las rocas volcánicas más modernas del SW de Bolivia (desde los 21° 20' de latitud sur hasta el límite sur con Chile). Luego siguieron los trabajos de Kussmaul *et al.* (1975) y Kussmaul *et al.* (1977), que continuaron la misma línea de investigación que el anterior, el primero con dataciones radimétricas y el segundo con estudios petrológicos.

En el sector chileno (si bien lejos de la zona de nuestro interés) el mapeo regional fue realizado por el Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile entre los años 1980 y 1985.

### **2.3-El descubrimiento de las calderas**

Los primeros investigadores geólogos en los Andes Centrales interpretaron un esquema estratigráfico regional muy simple para las rocas volcánicas del Neógeno (Brüggen (1950) y Zeil (1964) en Chile; Ahlfeld (1946; 1972) y Ahlfeld y Branisa (1960) en Bolivia; Turner (1970) en Argentina). En ese entonces se entendió que las ignimbritas riódacíticas

formaban un extenso plateau, sobre el que se desarrollaron posteriormente volcanes de lavas andesíticas y dacíticas; la causa de esta concepción es la impresión que resulta a simple vista y la falta de buenos afloramientos de los contactos entre ignimbritas y lavas. Así, en Chile W. Zeil describió una “Rhyolithformation” (Formación Riolítica), seguida de un “Andesit-Vulkanismus” (Volcanismo andesítico). El mismo esquema fue seguido en Bolivia por F. Ahlfeld como “Serie Riolítica”, y “Volcanes Viejos” y “Volcanes Nuevos”, y por Kussmaul *et al.* (1975) como “Ignimbrite Formation” y “Strato-volcano Formation”. En Argentina, J. Turner señaló “Dacitas y Tobas” en la base, luego “Andesitas A y B y sus tobas”, y por último, basaltos. Las ignimbritas eran asignadas al Plioceno, mientras que los volcanes al Cuaternario; a pesar de que estas edades resultan hoy erróneas, hay que destacar que en esa época las escalas del tiempo geológico tenían límites cronológicos distintos (*e.g.* Kussmaul *et al.* 1975, con edades de 9,7 Ma que se ubicaban en el Plioceno).

Más tarde se comenzó a reconocer que ciertos volcanes eran previos a las erupciones de ignimbritas (Guest, 1969; Pichler y Zeil, 1971). Esta situación finalmente se impuso luego de las primeras dataciones realizadas, las cuales demostraron que la intercalación de ignimbritas y volcanes era la regla y no la excepción (Kussmaul *et al.*, 1975; Baker, 1977).

La aparición en el mercado de las primeras imágenes Landsat, a mediados de la década del ‘70, llevó al descubrimiento de enormes estructuras circulares y semicirculares en la Puna y Altiplano, las cuales se asociaron a las extensas unidades ignimbríticas. Las primeras observaciones reportadas corresponden a las calderas de Cerro Panizos (Kussmaul *et al.*, 1977), Cerro Galán (Francis *et al.*, 1978), Cerro Guacha (Francis y Baker, 1978), y Kari Kari (Francis *et al.*, 1981). Más tarde, y mediante trabajos de campo, se identificó la caldera La Pacana (Gardeweg y Ramírez, 1985; 1987).

## **2.4-Los estudios modernos**

Los estudios realizados por Shanaka de Silva (de Silva 1987, y subsiguientes) y Michael Ort (Ort *et al.*, 1987; Ort, 1991) son los primeros estudios geológicos y petrológicos avanzados en la región. El primer investigador encaró un estudio a nivel regional de las rocas volcánicas del Neógeno y Cuaternario a lo largo de la frontera chileno-boliviana, focalizando en aspectos petrogenéticos y tectónicos; el segundo estudió en detalle la caldera Panizos, focalizando en aspectos petrológicos y mecanismos eruptivos. En Argentina, Beatriz Coira realizó algunos trabajos tanto de nivel regional como local (*e.g.* Coira, 1990; Coira *et al.*, 1993; Somoza *et al.*, 1994).

En la década del '90 se inició un nuevo plan de mapeo geológico regional en Bolivia y Argentina. En Bolivia la región de nuestro interés fue nuevamente mapeada pero con énfasis en la volcanología, esta vez a escala 1:100.000 (hojas Laguna Busch/Intihuasi (Almendras *et al.*, 1996a), Laguna Corante/Picalto (García *et al.*, 1997), y Quetena (Pacheco y Ramírez, 1996)).

En Argentina se realizó la hoja geológica Mina Pirquitas a escala 1:250.000 (Coira *et al.*, 2004). Este trabajo se concentró en la geología de los sistemas volcánicos presentes en la región. Consecuencia de ello fue el modelado inicial de caldera hoy conocida como caldera Vilama (Coira *et al.*, 1996).

Luego de la identificación de un origen caldérico para los extensos afloramientos de ignimbrita presentes en la región, se iniciaron trabajos conducentes al conocimiento de la estratigrafía interna de la caldera. La primera parte de estos trabajos fue realizada por Miguel Soler. Este investigador, luego de realizar un detallado mapeo de las unidades ignimbríticas que en trabajos previos se habían relacionado a la caldera Vilama, estableció un esquema estratigráfico y modelo evolutivo de la misma. Los principales logros de dicha investigación fueron la correlación entre la Ignimbrita Vilama y unidades ignimbríticas aflorantes en Bolivia; la separación en sendos y distintos sistemas volcánicos de las ignimbritas Granada y Vilama; y la identificación de un borde topográfico en el sector occidental de la caldera. Los resultados obtenidos se presentaron en una tesis doctoral inédita (Soler, 2005), y en varios trabajos presentados en revistas científicas y congresos (Soler *et al.*, 2004; 2005; 2007).

La segunda parte de los trabajos mencionados corresponde a la presente tesis. Ellos tuvieron como objetivo la identificación y mapeo de distintos centros volcánicos emplazados por encima de la Ignimbrita Vilama, y que dada su concentración en la región a lo largo de la periferia de un domo resurgente, se consideraban asociados a la Etapa de Postcolapso de la caldera Vilama.

### **Capítulo 3-Materiales y métodos**

Este trabajo se realizó en el Instituto de Geología y Minería de la Universidad Nacional de Jujuy, dentro del marco del proyecto PICT 2002 N° 07-12420 (Secretaría de Ciencia y Técnica de la Nación) y bajo la dirección de la Dra. Beatriz Coira. El mismo fue posible gracias a becas otorgadas por la Secretaría de Ciencia y Técnica de la Nación (de Iniciación, período 06/2004 a 03/2007) y por el CONICET (de Postgrado tipo II, período 04/2007 a 04/2009).

La información de base principal fue adquirida durante varios días de trabajo en el campo, distribuidos en seis campañas realizadas entre la primavera de 2004 y el verano de 2007. Durante dichos trabajos se relevó con distinto grado de detalle un área de cerca de 2100 km<sup>2</sup> a ambos lados de la frontera argentino-boliviana, encuadrada entre los meridianos de 66° 40' y de 67°15' de longitud oeste, y los paralelos de 22°10' y 22°40' de latitud sur.

Los trabajos de campo permitieron realizar un nuevo mapa geológico de la zona (que aquí se presenta a escala 1:100.000), en el cual se destaca la identificación de varias unidades estratigráficas previamente no reconocidas. El proceso de mapeo fue complementado en el campo y/o en el laboratorio mediante interpretación de fotos aéreas, imágenes satelitales y modelos digitales de elevación, tarea que resultó efectiva para completar el mapa en regiones de difícil acceso.

Durante los trabajos de campo se tomaron unas 270 muestras de las unidades litológicas identificadas, con el fin de realizar el estudio petrológico de las mismas. Dichas muestras se encuentran actualmente en el depósito del Instituto de Geología y Minería. En el Apéndice de esta tesis se detalla la localización geográfica (en coordenadas Gauss-Krüger y geográficas) en donde fueron colectadas, y la unidad estratigráfica a la cual pertenecen. En el texto, el lugar donde fueron extraídas se refiere como, *e.g.*, localidad A-115.

La caracterización mineralógica y textural de las unidades de roca se realizó principalmente a través de microscopio óptico de transmisión. Se estudiaron unos 150 cortes delgados, realizados por el artesano Roberto Liquín, del CONICET. En algunos de dichos cortes se realizaron observaciones texturales mediante un microscopio electrónico de barrido de alto y bajo vacío JEOL JSM 6360 LV, en el Museo de Ciencias Naturales de La Plata.

Los estudios geoquímicos, radimétricos e isotópicos fueron realizados a través de laboratorios especializados; la metodología empleada en cada uno de ellos se detalla en el capítulo correspondiente. La preparación de las muestras fue realizada en el Instituto de

Geología y Minería, en su mayor parte por el técnico Paulino Cachizumba.

Una parte importante de los resultados de esta tesis fue obtenida a través de estudios de microsonda electrónica. Los mismos fueron realizados durante una estadía personal en el Laboratorio de Microsonda Electrónica de la Universidad de Brasilia, en Brasil, en octubre del año 2007.

## **Capítulo 4-Cambios en el esquema estratigráfico**

Antes de iniciar la descripción de las unidades estratigráficas de la región estudiada, es necesario dar una breve explicación respecto a ciertos cambios realizados en el esquema estratigráfico que se utilizaba en el momento de iniciar los trabajos de campo. Tanto este trabajo como el de otros colegas tuvo como consecuencia un inevitable aumento en el conocimiento de la región. Esto desactualizó a cierta parte de la información previa.

Los cambios que se tratan en esta sección son la redefinición de las unidades “Ignimbrita Pululus” y “Lavas Vilama”. Cambios menores, y la descripción de nuevas unidades diferenciadas, se tratan directamente en el capítulo “Estratigrafía”.

### **4.1-Redefinición estratigráfica de la “Ignimbrita Pululus”**

La denominación “Ignimbrita Pululus” fue acuñada por Coira *et al.* (1996) para designar al extenso afloramiento ignimbrítico con forma de escudo cuyo punto más alto es el cerro Pululus, al sur de la laguna homónima. Estos autores le asignaron edad Plio-pleistocena, y la ubicaron estratigráficamente por encima de las ignimbritas Vilama y Salle. Previamente, Turner (1982) la había incluido en la Formación Galán, de edad pliocena, pero ubicándola por debajo de la actual Ignimbrita Vilama. Polo (2005) hizo un estudio más detallado de la unidad; entre otras cosas, dividió a la unidad en tres unidades de enfriamiento.

En el campo las unidades Ignimbrita Vilama e “Ignimbrita Pululus” muestran notorias semejanzas litológicas, y en ninguna localidad a lo largo de la periferia del cerro Pululus es posible observar un contacto de superposición entre ambas unidades. Por otra parte, al sur de la laguna Pululus se observa por debajo de la “Ignimbrita Pululus” un conjunto de lavas e ignimbritas muy distintas a la Ignimbrita Vilama.

#### **Observaciones de campo**

Un nuevo mapeo permitió correlacionar lateralmente ambas unidades. De esta manera, se observa que las ignimbritas del cerro Pululus se extienden en forma continua hasta el flanco SE del cerro Salle. En esta última localidad, desde el informe de AQUATER (1979) los mapas indicaban la presencia de la unidad Ignimbrita Vilama.

Tanto en el cerro Pululus como en el SE del cerro Salle las ignimbritas tienen un aspecto similar. Su color en superficie meteorizada es rojizo hasta grisáceo con tintes

violetas, mientras que en superficie fresca es gris claro con tintes rosados. En muestra de mano se identifican, según su abundancia, plagioclasa, biotita y cuarzo; la segunda siempre está muy oxidada. No se identifica pómez como en las ignimbritas típicas, sino fragmentos juveniles\*. Éstos son ligeramente redondeados y con formas elipsoidales, de hasta 20 o 30 cm de diámetro (excepcionalmente mayor), de color muy claro, y con la misma mineralogía que presenta la matriz de la roca. No tienen vesicularidad visible. En las facies más soldadas aparecen como *fiamme* aplastadas, muy cristalinas, en general de color más claro que el de la matriz. Por último, aparecen en ambas localidades, en facies de diverso grado de soldamiento, “*fiamme* rojas” con fenocristales pequeños. En otras localidades en que aflora la Ignimbrita Vilama, por ejemplo en cerro Bayo, cerro Alcoak, y al NE del cerro Salle, también se encuentran estas “*fiamme* rojas”.

Al sur de la laguna Pululus las ignimbritas yacen desde la mitad inferior del faldeo hasta la cima del cerro. Debajo de las ignimbritas se hallan lavas e ignimbritas dacíticas que mineralógica y texturalmente se diferencian notablemente de las volcanitas asociadas a la caldera Vilama.

#### Observaciones petrográficas

Las rocas asignadas a las ignimbritas Vilama y Pululus tienen una notable similitud textural. Se trata de ignimbritas muy cristalinas, con aproximadamente 40 a 50 % de cristales. Sus fenocristales son de plagioclasa, biotita, cuarzo y piroxeno. La matriz es vitroclástica, y está ligeramente desvitrificada según esferulitas.

Las plagioclasas constituyen aproximadamente entre 25 y 35 % del volumen de la roca. La mayor parte de sus cristales son límpidos, mientras que los cribados son mínimos; en general están muy fracturados. Su composición varía desde bitownita hasta andesina (Soler, 2005; Polo, 2008). Le sigue en abundancia la biotita, que supera ligeramente el 10 %.

---

\* Típicamente las ignimbritas contienen fragmentos de material vesiculado denominados pómez. Este material representa a una “espuma” que se forma en los sectores más altos de la cámara magmática, debido a la súbita descompresión a la que se ve sometido el magma al comienzo de la erupción. Por otra parte, si bien no siempre se hace explícito, la pómez es un fragmento de material juvenil. En las ignimbritas de la zona estudiada es muy común la presencia de fragmentos de material porfírico no vesiculado. Consideramos que el mismo es un equivalente de la pómez. Por lo tanto, llamamos “fragmentos juveniles” a este material porfírico no vesiculado, dado que no lo podemos llamar “pómez” debido a su falta de vesículas. La ausencia de pómez en muchas de las ignimbritas de la zona se debería a la escasez de volátiles en los magmas involucrados. Por último (dado que el tema excede los objetivos de esta tesis), sólo indicaremos que detrás de esta característica debe buscarse un desencadenante de la erupción distinto de la clásica sobrepresurización de la cámara magmática.



Se encuentra indefectiblemente alterada a lo largo de las trazas del clivaje, reemplazada por muy finos cristales de óxidos de hierro, y cuarzo (¿o cordierita?). Esta alteración probablemente esté asociada a fenómenos posteruptivos de fase vapor. El cuarzo constituye aproximadamente entre 5 y 10 % del volumen de la roca. Se presenta en cristales muy fracturados, típicamente redondeados y/o con engolfamientos. A veces son poiquilíticos. Por último, ortopiroxeno y clinopiroxeno, en una proporción de hasta un 5 %. Casi siempre tienen desarrollado un fino borde opacítico por alteración. El primero de ellos, más abundante, es incoloro; a veces crece sobre cristales de clinopiroxeno. El segundo, menos abundante, es ligeramente verdoso. La alteración observada, algo similar al caso de la biotita, también se atribuye a una fase vapor. La aparición de anfíbol es esporádica. Los pocos casos observados son restos de cristales rodeados por una corona de óxidos, que se interpretan como francamente inestables.

Los minerales accesorios son apatitas, circón y opacos. Los fragmentos líticos, escasos, son de volcanitas con textura felsítica, y de sedimentitas, probablemente del basamento ordovícico.

Los fragmentos juveniles tienen mineralogía similar a la de la roca. Sólo es distinta la textura de su matriz, que es vítrea, homogéneamente desvitrificada, de aspecto finamente granular.

Las “*fiamme* rojas” tienen textura pumícea, con vesículas irregulares de paredes rugosas. Son muy porfíricas. Contienen fenocristales de dos tamaños principales. Los pequeños son muy abundantes y en general son fragmentos de cristales mayores. La especie más abundante es la plagioclasa, siempre límpida. Le siguen en abundancia el cuarzo y los piroxenos. Éstos últimos son de dos tipos: los mayores son ortopiroxenos, de color amarillento y rebordes oscuros. Los más pequeños son zonados, formados por un centro completamente negro por óxidos, y un borde delgado de color amarillo muy fuerte, perfectamente separados entre sí; probablemente sean clinopiroxenos rodeados de un borde de ortopiroxeno, tal como se observa en algunos fenocristales en la Ignimbrita Vilama. Se observan masas de óxidos, que probablemente sean cristales de biotita completamente desnaturalizados. Por último, hay gran cantidad de xenolitos cuarcíticos, probablemente parte del basamento ordovícico. La matriz de estas *fiamme* es oscura, desde rojiza hasta marrón muy oscura, y siempre isótropa.

## Observaciones geoquímicas

Con análisis geoquímicos de trabajos anteriores, junto a algunos datos propios, se han comparado geoquímicamente ambas unidades. En la confección de la base de datos se utilizaron los siguientes datos (la mayoría corresponde a fragmentos juveniles):

- Pul-15pi, Pul-23p, Pul-29, Pul-33p, Pul-36, Pul-44, MY-24 y P18-5, correspondientes a la “Ignimbrita Pululus”, presentados por Polo (2005). No se utilizó la muestra Pul-37 (que Polo asigna a la Unidad de enfriamiento inferior) pues su composición es andesítica y su contenido de elementos traza es muy distinto al de las otras rocas, hechos que la autora no explica a qué se deben.
- M-180p, M-183p, M-185p, M-186p, M-194, M-203p1, M-203p2, M205, M-208p1, M-216, M-217, y F02, P86-30, V2, V8 y V11, correspondientes a la Ignimbrita Vilama dacítica y presentados por Soler (2005)
- Análisis propios: E-024 y E-025 (*fiamme* rojas de cerro Pululus y SE del cerro Salle, respectivamente), y E-027 (fragmento juvenil del SE del cerro Salle).

En la muestra Pul-36 de Polo hay un contenido muy bajo de MgO, que probablemente sea un resultado espurio. Aparte de eso, no se encuentra ningún comportamiento anómalo.

Los datos de elementos mayores se comparan en la Tabla 1. Los mismos indican que las muestras en ambos grupos tienen una composición semejante. Los datos de elementos mayores de la “Ignimbrita Pululus” se solapan con los de la Ignimbrita Vilama, y en la mayor parte de los casos tienen menos variación que el conjunto de datos de Soler. Asimismo, la composición de las *fiamme* rojas es notablemente similar, incluso a los fragmentos juveniles.

Los valores de elementos traza (*e.g.* Y, 17-22 ppm en Pululus y 14-26 ppm en Vilama; Sr, 223-263 ppm en Pululus y 228-352 ppm en Vilama; y Ba, 596-657 ppm en Pululus y 543-810 ppm en Vilama) y de las TR coinciden. Por último, las pendientes de los patrones de ETR también son iguales ((La/Sm)<sub>N</sub> 3,3 en Pululus y 2,9-3,5 en Vilama, y (La/Yb)<sub>N</sub> 18,4 en Pululus y 18,4-20,5 en Vilama).

	<b>“Ignimbrita Pululus”</b>	<b>Ignimbrita Vilama</b>	<b><i>Fiamme rojas</i></b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	64-66,1 %	62,1-66,9 %	64,8-65,4 %
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,85-1 %	0,8-1,1 %	0,9-1 %
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	16-16,8 %	15,4-17,2 %	16,1-16,5 %
<b>FeO<sub>T</sub></b>	4,9 %	4,4-5,5 %	-
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3(t)</sub></b>	4,4-5,1 %	4,1-5,4 %	5,3-5,6 %
<b>MnO</b>	0-0,08 %	0,01-0,12 %	0,06-0,07 %
<b>MgO</b>	1,3-1,9 %	1,3-2,1 %	1,4-1,5 %
<b>CaO</b>	3,7-4,8 %	3,4-5,7 %	3,9-4,3 %
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2,3-2,7 %	1,4-2,8 %	2,1-2,4 %
<b>K<sub>2</sub>O</b>	3,5-4,2 %	3,5-4,2 %	3,6-3,7 %
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,2-0,3 %	0,2-0,3 %	0,2 %
<b>LOI</b>	0,2-0,9 %	0,6-3,8 %	0,6-1 %

Tabla 1: datos comparados de elementos mayores en “Ignimbrita Pululus” e Ignimbrita Vilama (valores extremos).

#### Discusión y conclusiones

En el campo existe continuidad lateral entre los afloramientos del cerro Pululus y del SE del cerro Salle. Esto no coincide con las interpretaciones previas (Soler, 2005, y trabajos más antiguos), en donde se afirmaba que la Ignimbrita Vilama se extendía tabularmente por debajo del cerro Pululus.

En imágenes satelitales las localidades comparadas muestran patrón (color y textura) muy similar, caracterizado por un relieve lobulado y de suave pendiente hacia el SE. En el cerro Pululus se observa particularmente un domamiento a causa de la intrusión de la Dacita Pululus (ver el capítulo “Estratigrafía”).

Además, las similitudes petrográficas son notorias, y los datos geoquímicos de ambas localidades son indistinguibles entre sí.

Una característica de notable interés son las *fiamme* rojas. Su composición es similar a la de los fragmentos juveniles, por lo tanto también podrían considerarse material juvenil. Su color probablemente se debe al estado de oxidación del hierro, hecho que probablemente esté ligado a la cantidad de fluidos presente en el magma que les dio origen. La gran cantidad de vesículas y la oxidación de los minerales máficos concuerdan con esta idea. Es posible homologar estas *fiamme* con aquellas presentes en las ignimbritas del cerro Chimpa, las cuales fueron señaladas por Arnosio (2002) como producidas durante la erupción a través de una alta tasa de cizalla.

En síntesis, de acuerdo a las características litológicas y a la correlación lateral aquí presentadas, se considera que las ignimbritas del cerro Pululus son las mismas que en el resto

de la región se conocen como Ignimbrita Vilama. De esta manera, se propone el abandono del término “Ignimbrita Pululus”, y que sus afloramientos se consideren parte de la Ignimbrita Vilama.

#### **4.2-Redefinición estratigráfica de las “Lavas Vilama” (Soler, 2005)**

Durante los trabajos de campo de la presente tesis se observó que las lavas del cerro Bayo yacen directamente sobre la Ignimbrita Vilama. Esto contrasta con las observaciones de Soler (2005), quien describió en el mismo sector a una unidad que denominó Lavas Vilama. En la página 154 de su trabajo se lee: **“Lavav Vilama: [<8.4 Ma] fueron reconocidas en el perfil NE cerro Bayo (Figura 9 y Apéndice A). Son de color pardo rojizo a rosa, composición dacítico-andesítica y con presencia de clinopiroxeno, ortopiroxeno y hornblenda. Afloran en forma de lajas subhorizontales o masivas y en algunos sectores muestran un apretado diaclasamiento subvertical. Contienen muy escasos xenolitos de grano fino y se disponen por debajo de las lavas del domo Bayo”**. En su Apéndice (Págs. 320 y 321) describe además que el **“...perfil consta de dos unidades lávicas que muestran una discordancia angular entre ellas. La base se encuentra cubierta y el techo de la secuencia está acotado por las lavas dómicas del cerro Bayo.”** Este perfil tiene más de 400 m de espesor, y fue ubicado en el campo según datos GPS cedidos por M. Soler. Las muestras de roca recolectadas por M. Soler son las M-174, M-175, M-176, M-177 y M-178.

#### Geología

El cerro Bayo es un volcán de forma cónica aplastada, cuyas laderas tienen ángulo menor al de un estratovolcán típico. Tanto en campo como en imágenes satelitales se identifican varias coladas derramas a partir de un punto central que coincide con el punto más alto del cerro. Estas observaciones no concuerdan con la descripción de M. Soler, quien considera a la unidad como un domo.

Las rocas que integran las “Lavav Vilama” exhiben ojivas que indican coladas que fluyeron desde el ápice del cerro Bayo hacia la periferia, especialmente en dirección hacia el domo resurgente.

En el campo las rocas de las unidades “Lavav Vilama” y Centro Volcánico Bayo (este trabajo, ver el capítulo “Estratigrafía”) son similares, compartiendo color, texturas (foliada, masiva, y vesicular, siguiendo el perfil de una colada) y estructuras (filetes de flujo,

pliegues). Petrográfica y geoquímicamente también son similares.

#### Petrografía

Se han comparado los cortes de las muestras Y-50, A-066, M-175, M-177 y M-178. Bajo el microscopio estas rocas tienen textura porfírica con pasta de textura hialofítica a intersertal. Contienen fenocristales de plagioclasa cribada, clinopiroxeno, ortopiroxeno, biotita cribada y oxidada, y cuarzo resorbido (de aparición esporádica). Como accesorios se observan apatita y opacos.

No se encontró anfíbol (*cf.* Soler, 2005); en realidad se trata de cristales de biotita oxidada. Respecto a los xenolitos de grano fino que el mismo autor menciona, son en realidad restos de la biotita que por deshidratación pasa a un agregado de plagioclasa, ortopiroxeno y opacos.

#### Geoquímica

Soler (2005) presenta tres análisis de la unidad Lavas Vilama. Dos de esos tres análisis, los correspondientes a las muestras M-177 y M-178, fueron reanalizados por elementos mayores sobre la misma perla vítrea. Esto se realizó como medida de precaución, dado que inicialmente mostraban un cierre bastante lejano al 100 %.

Estos análisis se compararon con la muestra Y-50 (Coira y Kay, en preparación) y con la A-063 (este trabajo). La distancia entre el sitio en el que se extrajo la muestra A-063 y el perfil realizado por M. Soler es de poco más de 2 km. La muestra Y-50 proviene del flanco sur del cerro Bayo, cerca del camino que conduce a Bolivia.

El rango de SiO<sub>2</sub>, cuya variación es menor al 2 %, ubica a estas rocas en el límite entre las andesitas y las dacitas. Las muestras de M. Soler corresponden a la mitad más silícica. El resto de los elementos mayores tiene contenidos muy similares entre sí, y en la mayoría de los casos se interdigitan (ver Fig. 47 en el capítulo “Geoquímica”, Pág. 138). En cuanto a los elementos traza, la muestra A-063 tiene contenidos mayores de Zr, y las muestras de M. Soler tienen unos 100 ppm menos de Sr.

El mayor contenido de Zr podría atribuirse a que haya habido circones en la muestra. En el caso del Sr, el menor contenido podría ser a causa de cristalización fraccionada de plagioclasa. Siguiendo esta idea, podría pensarse en una cámara magmática estratificada, o en dos etapas de erupción.

## Conclusiones

De acuerdo a los datos presentados, se considera que la identidad estratigráfica de las “Lavas Vilama” no tiene sentido geológico. Dicha interpretación se debería a que M. Soler consideró que dichas rocas eran distintas de las del cerro Bayo, quizá a causa de que lo consideraba como un domo. Por lo tanto, en este trabajo se propone dejar de lado el término “Lavav Vilama”, e integrar sus afloramientos en la unidad “Centro Volcánico Bayo”.

## **Capítulo 5-Estratigrafía**

En este capítulo se enumeran en forma cronológica todas las unidades estratigráficas diferenciadas en la región estudiada, incluso aquellas previas o posteriores a la caldera Vilama. Casi todas ellas figuran en el Mapa Geológico adjunto a esta tesis (por razones de tamaño y escala se han obviado la mayor parte de las unidades previas, y aquellas cuya extensión es muy reducida). Se siguen las recomendaciones de Llambías (2003). Para ilustrar la metodología empleada a fin de nombrar y catalogar las unidades sirven los siguientes ejemplos:

- la Dacita Mesada Negra es un *coulée* que fue eruptado por el Centro Volcánico Mesada Negra;
- la Ignimbrita Salle es un depósito de flujos piroclásticos cuyo centro eruptivo es incierto, si bien se relaciona tentativamente al Complejo Volcánico Salle;
- la Dacita Khastor es un *coulée* que fue eruptado por el Centro Volcánico Khastor, el cual forma parte junto a otros centros volcánicos del Complejo Volcánico Khastor.

En este listado se entremezclan unidades nombradas tanto formal como informalmente. Aquellas informales se escriben en *cursiva*. En los casos en que el centro volcánico haya eruptado más de una unidad estratigráfica, todas ellas se describen bajo el nombre del centro volcánico en la posición cronológica que le corresponde a su unidad más baja. Para una mejor visualización de las relaciones entre las unidades estratigráficas se aconseja ver el esquema presentado en la página 64 (Fig. 14).

### **5.1-Sustrato pre-Ignimbrita Vilama**

Bajo este título se enumeran y describen las unidades que se hallan por debajo de la Ignimbrita Vilama, las cuales son representantes del sustrato sobre el que se emplazó la caldera Vilama. Aquí se dividen en dos grupos: Secuencias sedimentarias, y Rocas volcánicas miocenas; ambos están separados por una discordancia angular de carácter regional que se denomina superficie San Juan de Oro (Gubbels *et al.*, 1993).

#### **5.1.1-Secuencias sedimentarias**

*Formación Acoite*. El basamento de la Puna norte es la Formación Acoite (Harrington, 1957; Turner, 1959). Está formado por sedimentitas marinas pelíticas y arenosas de colores

verdosos a oscuros, intensamente plegadas y falladas con rumbo meridiano a submeridiano. Dentro del área de trabajo aflora en Mina Pabellón y sus alrededores, por debajo de las ignimbritas Lagunillas, Granada y Vilama (*cf.* Soler, 2005). En Bolivia, en los mapas del Servicio Geológico está señalado a los 22° 17' de latitud sur y 67° 20' de longitud oeste como "Ordovícico no diferenciado".

Según Turner (1982) su edad es ordovícica, más precisamente del Arenig y posiblemente hasta del Llanvirn, en base a graptolitos hallados en la sierra de Carahuasi (al este de Mina Pirquitas). Por su parte, Bahlburg *et al.* (1990) sugieren una edad llanvirniana en la Sierra de Rinconada y el bloque de Mina Pirquitas.

Se hallan fragmentos líticos de esta unidad en las ignimbritas Vilama, Salle y Bonanza, en los cuales es característica la fractura frágil y la ausencia de metamorfismo térmico. Esto indicaría que las erupciones tuvieron un nivel de ruptura próximo a la superficie (si bien se desconoce el espesor de las secuencias plegadas). Sin embargo, también podrían ser asignados a la Formación Acoite ciertos xenolitos con metamorfismo térmico y hasta con fusión parcial cuyo protolito tiene características afines a las rocas mencionadas.

*Grupo Salta.* Según Coira *et al.* (1996, 2004), cerca de Mina Bonanza afloran sedimentitas del Grupo Salta (Brackebusch, 1883; *nom. subst.* Turner, 1958), cuya edad general es Cretácico inferior-Eoceno. Durante la investigación estos afloramientos no fueron visitados.

*Formación Potoco.* Al norte del cerro Colorado, en Bolivia, el mapa del Servicio Geológico señala la presencia de la Formación Potoco, de edad Eoceno-Oligoceno (García *et al.*, 1997). En el mismo se describe a esta unidad como formada por facies fluviales de cauces entrelazados y meandriformes, vinculadas a una cuenca de antepaís asociada a movimientos compresivos.

*Formaciones San Vicente y Peña Colorada.* En la región del río Grande de San Juan yace mediante discordancia angular sobre la unidad anterior la Formación San Vicente, de edad Oligoceno superior-Mioceno inferior (García *et al.*, 1997). La misma está formada por facies de abanicos aluviales y cauces entrelazados. Esta unidad continúa en territorio argentino, donde se denomina Formación Peña Colorada (Bellmann y Chomnales, 1960; *nom. subst.* Turner 1966).

*Formación Tiomayo.* Al este de la localidad de Lagunillas y en las inmediaciones de Mina



Pirquitas aflora extensamente la Formación Tiomayo (Seggiaro y Aniel, 1989), denominada en Bolivia como Tobas Torrelaire. En Argentina esta unidad está integrada por tres miembros, identificados por sus colores rojo, amarillo, y verde según se asciende en el nivel estratigráfico. Dentro de esta unidad Coira *et al.* (2004) incluyeron la Toba Cusi Cusi (Ort, 1991), que yace debajo de la Ignimbrita Cerro Panizos en la localidad homónima. La edad del conjunto sería Mioceno medio, dentro del lapso 15-13 Ma.

#### 5.1.2-Rocas volcánicas miocenas

Debajo de la Ignimbrita Vilama yacen varias unidades estratigráficas volcánicas cuya edad varía entre el Mioceno medio y el Mioceno tardío más temprano.

“*Ignimbritas Grises Indiferenciadas*”. Soler (2005) ubicó dentro de esta agrupación informal a varias unidades de ignimbritas dacíticas que infrayacen a la Ignimbrita Vilama en Cerro Tinte, Cerro Lucho y Laguna Catal. En esta última localidad su edad mínima es de  $11,0 \pm 0,3$  Ma (Caffe *et al.*, 2008).

*Complejo Volcánico Pairique*. Este complejo fue definido inicialmente por Coira *et al.* (1996). Caffe *et al.* (2005) lo definen como un complejo de domos emplazado sobre edificios volcánicos lávicos más antiguos y parcialmente erodados, interdigitado con unidades provenientes de otros centros volcánicos ubicados al oeste y/o al sur. Sus rocas pertenecen a un magmatismo de tipo bimodal calcoalcalino y peraluminoso, y tienen una edad aproximada de entre 10 y 11 Ma. De las rocas de esta zona solamente se encuentran en contacto con la Ignimbrita Vilama lavas andesíticas de la “Secuencia Volcanoclástica de Patahuasi” y la Dacita Crestones La Negra (Caffe *et al.*, 2007). Esta última es un conjunto de lavas y depósitos de flujos de bloques y ceniza dacíticos cuya edad es  $8,76 \pm 0,06$  Ma.

*Ignimbrita Granada e Ignimbrita Lagunillas*. La Ignimbrita Granada (AQUATER, 1979; Coira *et al.*, 1996) aflora extensamente en los alrededores del volcán Granada. Está formada por flujos piroclásticos dacíticos de color gris claro, con intercalaciones de oleadas piroclásticas y depósitos de caída (ver Caffe *et al.*, 2008). Su edad fue acotada al lapso 9,7 a 9,8 Ma (Soler, 2005). En los alrededores del pueblo de Lagunillas Soler (2005) obtuvo en la misma unidad una edad de  $10,25 \pm 0,12$  Ma, razón por la cual renombró a las rocas del lugar con la denominación Ignimbrita Lagunillas. A ésta última corresponden los afloramientos de Mina Pabellón y alrededores. En esta localidad la unidad está caracterizada por contener

fragmentos líticos de rocas plutónicas y metamórficas.

*Lavas Ojo de Perico.* En la Carta Geológica de Bolivia se utiliza este nombre para denominar a la unidad volcánica que aflora sobre el lado oeste de la laguna Chojillas.

Constituye un extenso afloramiento de lavas porfíricas con bandeamiento fluidal, de color gris a marrón y de composición dacítica, con biotita, hornblenda e hipersteno. Su edad es de  $9,8 \pm 0,7$  Ma (Pacheco y Ramírez, 1996a). Dado que esta unidad está fuera de los objetivos de esta tesis, remitimos al lector interesado en ella a la obra citada.

*Centros Volcánicos Caucani, Colorado y Solterío.* Al SE del cerro Salle se hallan los cerros Caucani, Colorado y Solterío. Estos centros volcánicos están integrados por varias unidades estratigráficas tanto previas como posteriores a la Ignimbrita Vilama. En el cerro Caucani se ha diferenciado la Ignimbrita Caucani (Soler, 2005), y por encima de ella depósitos de flujos de bloques y cenizas, coladas y domos, todos ellos de composición dacítica; la colada más baja ha sido datada en  $7,9 \pm 0,2$  Ma (Soler, 2005; Caffè *et al.*, 2008). Los cerros Colorado y Solterío son menos conocidos; ambos se ubican estratigráficamente por debajo del cerro Caucani (Ramírez, 1997).

Inmediatamente al oeste de estas unidades se encuentra el cerro Negro, un centro volcánico de composición dacítica (Coira y Kay, en preparación). La Ignimbrita Vilama se acuña en relación de *onlap* contra su flanco oeste.

*“Dacitas pre-Ignimbrita Vilama”.* Al oeste y sur de Mina Pabellón se han identificado dos nuevas unidades de lava. La más abundante yace sobre la Ignimbrita Lagunillas al norte del camino a Bolivia, desde el oeste de Mina Pabellón hasta la Ignimbrita Cerro Panizos en la zona de Mesada Blanca. Está formada por lavas grises muy porfíricas con grandes fenocristales, con textura masiva, foliada y autobrechada. Cerca de su base se hallan facies de depósitos de flujos de bloques y ceniza (Fig. 5), particularmente abundantes en el extremo oeste de los afloramientos de la unidad.

La otra unidad aflora escasamente sobre la Formación Acoite, 1500 m al sur de Mina Pabellón (localidad F-038). Está formada por lavas oscuras muy vítreas de fractura astillosa, con escasa proporción de fenocristales.

Estas unidades de *precaldera* tienen particular importancia ya que permiten mejorar la localización del borde estructural de la caldera Vilama. De acuerdo a ello, podemos afirmar que dicho límite se halla un poco más hacia el SW que lo que indicaban los mapas

previos (cf. Coira *et al.*, 1996; Soler, 2005).



Fig. 5: Depósitos de flujos de bloques y ceniza en una de las unidades dacíticas previas a la Ignimbrita Vilama.

“*Volcanitas pre-Ignimbrita Vilama del cerro Pululus*”. En la cima del cerro Pululus, por debajo de la Ignimbrita Vilama aparece un estrato de *Ignimbritas grises* soldadas, de no más de 10 m de espesor, con *fiamme* blancas y abundantes fragmentos líticos porfíricos de hasta 1-2 cm. Este paquete de ignimbritas forma parte de una estructura cómica elongada en sentido NNW-SSE, con flancos de suave inclinación, formada a causa de la intrusión de la Dacita Pululus. También puede observarse al sur de la laguna Pululus, en especial en el área de alteración donde aparecen muy afectadas por alteración hidrotermal, fracturación y venilleo. Asimismo entre las ignimbritas alteradas se halló un pequeño afloramiento de un depósito de flujos de bloques y ceniza (Fig. 6), también afectado por alteración hidrotermal. El mismo tiene textura clasto-sostén, y está formado por clastos angulosos de lavas con fenocristales de plagioclasa y biotita, junto a una matriz fina completamente alterada. Todas estas rocas habían sido previamente asignadas a la Ignimbrita Salle (Coira *et al.*, 1996), la cual se consideraba infrayacente a la “Ignimbrita Pululus”.

Por último, inmediatamente al este del área de alteración aflora una lava andesítica, de grano muy fino y fractura astillosa. Probablemente se trata de un dique que intruye a las *Ignimbritas grises*.

## 5.2-Unidades asociadas al colapso de la caldera Vilama

### Ignimbrita Toloma

Esta unidad fue identificada y descrita inicialmente por AQUATER (1979), en cuyo informe se denominó “Ignimbritas del Cerro Toloma”. Más tarde, Coira *et al.* (1996,

2004) la denominaron “Ignimbrita Toloma”, y la asignaron al basamento de la caldera Vilama como parte de un grupo de “Complejos volcánicos antiguos”.



Fig. 6: Depósito de flujos de bloques y ceniza en el área de alteración de la laguna Pululus, situado por debajo de la Ignimbrita Vilama.

Soler (2005) correlacionó la Ignimbrita Toloma con la Ignimbrita Vilama, señalando que la primera forma parte de las secuencias de intracaldera de la caldera Vilama. Realizó esta correlación en base a la interpretación de evidencias geológicas, geoquímicas y geocronológicas.

Durante los trabajos de campo de la presente investigación se visitaron los afloramientos de la Ignimbrita Toloma, a pesar de que no constituían parte de los objetivos de trabajo. De acuerdo a las observaciones realizadas se considera que las ignimbritas Toloma y Vilama son unidades de roca diferenciables litológica y petrográficamente. Por estas razones, y siguiendo criterios absolutamente geológicos, se continúa con el esquema estratigráfico iniciado por AQUATER (1979) y continuado por Coira *et al.* (1996 y subsiguientes). No obstante, no se descarta la interpretación que hizo Soler (2005) sobre la pertenencia de la Ignimbrita Toloma a las secuencias de intracaldera de la caldera Vilama. Solamente se pone de manifiesto que la diferencia litológica entre ambas unidades es argumento suficiente para que sean consideradas como pertenecientes a dos grandes episodios eruptivos.

Dentro de los afloramientos previamente mapeados como Ignimbrita Toloma se diferenciaron algunas unidades de roca que no son ignimbritas. Las mismas son:

- a) Un depósito de flujos de bloques y ceniza (Fig. 7). Esta unidad aflora en la localidad

A-025. Está formada por bloques de lava de diverso tamaño, generalmente angulosos y con caras planas, inmersos en una matriz de la misma composición (ver capítulo Petrografía). Toda la roca tiene color verdoso, aparentemente a causa de alteración. Por encima le siguen ignimbritas similares a las típicas de la Ignimbrita Toloma.

- b) Una colada de lava intercalada entre las ignimbritas, con inclinación de unos 40° hacia el este. Está ubicada en la localidad D-002, unos 1000 m al norte del puesto Toloma, sobre la orilla oeste del río Blanco.
- c) Un depósito sedimentario. Esta unidad aparece en el flanco oeste del cerro Salle en las localidades A-123 (junto a las vetas de cuarzo que se hallan frente al puesto Toloma) y A-137. Existen afloramientos más pequeños hacia el norte, siempre muy cerca del contacto con las lavas del cerro Salle.



Fig. 7: Depósitos de flujos de bloques y ceniza en la localidad A-025.

De las tres unidades, la más importante con respecto a los objetivos de esta tesis es la mencionada en tercer lugar. Esta unidad yace por debajo de las *Lavas intermedias* del Complejo Volcánico Salle, mediante discordancia erosiva y angular *por resurgencia magmática* (Fig. 8). Está formada por estratos de conglomerados y areniscas conglomerádicas que inclinan unos 40° al este (Fig. 9). En los conglomerados se identifican clastos monomícticos con escasa selección granulométrica, de entre 1 y 50 cm de diámetro, si bien son muy redondeados y aparecen bien acomodados entre sí; esta última observación sugiere un origen fluvial para este depósito. La estratificación está bien marcada, principalmente por el cambio brusco en la selección de los clastos entre uno y otro estrato. La litología de los clastos corresponde a una ignimbrita de color claro, con cristaloclastos de biotita, plagioclasa y cuarzo; internamente se diferencian algunos litoclastos. Los estratos

inclinan hacia el este en forma similar a la Ignimbrita Toloma, por lo tanto probablemente ambas habrían sido deformadas en conjunto antes del emplazamiento de las *Lavas intermedias* del Complejo Volcánico Salle. Por último, estas rocas probablemente estén asociadas a la etapa de relleno de la caldera Vilama.



Fig. 8: Vista del cerro Salle desde el SW. En la parte más baja se observan sedimentitas verdosas (ver explicación en el texto).



Fig. 9: Unidad identificada en la localidad A-123. A la derecha, detalle de los estratos.

### Ignimbrita Vilama

Esta unidad es particularmente importante en esta tesis, ya que es el patrón de referencia estratigráfico y petrológico sobre el que se construye la hipótesis de trabajo.

La primera mención de esta unidad corresponde al informe de AQUATER (1979), en donde aparecen una primera descripción bajo el nombre informal de “Ignimbritas de Laguna Vilama”, un correcto fechado radimétrico, y el primer mapa que la diferencia de unidades infra y suprayacentes. Posteriormente, Somoza *et al.* (1994) la nombran tal cual la conocemos hoy. Coira *et al.* (1996, 2004) realizaron su primer mapeo integral dentro de

territorio argentino, describieron someramente sus características petrográficas y geoquímicas, y establecieron el modelo de caldera como modelo petrogenético. Otros trabajos más detallados aportaron datos de interés (Singer y Somoza, 1998; Soler *et al.*, 2004; Soler *et al.*, 2005). Por último, Soler (2005) es quien presentó el trabajo más profundo de la Ignimbrita Vilama y de la caldera asociada a su erupción. Los logros más importantes de este trabajo fueron el mapeo de los afloramientos en territorio boliviano, el preciso fechado radimétrico de la unidad, y la diferenciación genética de la Ignimbrita Granada. Los resultados más importantes se presentan en Soler *et al.* (2007).

En un trabajo reciente (Fracchia *et al.*, 2008) se sumaron a la Ignimbrita Vilama los afloramientos anteriormente descritos como “Ignimbrita Pululus” (ver “Redefinición estratigráfica de la Ignimbrita Pululus”).

### **5.3-Unidades posteriores a la Ignimbrita Vilama**

Por encima de la Ignimbrita Vilama se han emplazado muchas unidades de rocas volcánicas, principalmente lávicas. En este apartado se mencionan las unidades identificadas en la zona de trabajo, ordenadas en sentido estratigráfico. Algunas de ellas, por ejemplo la Ignimbrita Cerro Panizos, forman parte de sistemas magmáticos independientes de la caldera Vilama.

#### *Aglomerado lapillítico*

Al este de la laguna Coruto (localidad A-005) se halló dentro de un paleovalle labrado en la Ignimbrita Vilama y por debajo de la Ignimbrita Bonanza un depósito piroclástico con alta concentración de fragmentos juveniles, de hasta 40-50 % (Fig. 10). Su matriz está formada por material de la misma composición, de tamaño lapilli (aprox. 20 % del total de la matriz) hasta ceniza. Los fragmentos juveniles son muy porfíricos, con hasta 50 % de cristales.

La denominación que se aplica a esta unidad es informal. Se aplica el término según la clasificación de Teruggi *et al.* (1978).

Es posible que se trate de un depósito de caída proximal. No se ha podido hallar afinidades claras con ninguna unidad de la zona. Respecto de la Ignimbrita Bonanza muestra un fuerte contraste mineralógico y textural (ver capítulo “Petrografía”).



Fig. 10: *Aglomerado lapillítico*. A la izquierda, relación con la suprayacente Ignimbrita Bonanza; a la derecha, detalle de su textura.

### Dacita Pululus

Esta unidad se diferencia por primera vez en este trabajo. Algunos de los datos aquí expuestos ya han sido publicados (Fracchia *et al.*, 2008).

*Distribución areal.* Se trata de un intrusivo subvolcánico que aflora escasamente en el tope del cerro Pululus, en el núcleo de una estructura cómica elongada en sentido NNW-SSE. La génesis de esta estructura se debe a la propia intrusión de la unidad. Afloramientos más extensos aparecen hacia el norte, en la costa de la laguna Pululus. Intruye a una *Ignimbrita Gris*, y a la Ignimbrita Vilama; ambas aparecen en los flancos de la estructura (Fig. 11).

*Litología.* La roca que forma esta unidad es un pórfiro de color gris, con fenocristales de plagioclasa, biotita, cuarzo y ortopiroxeno. Contiene enclaves de lava fenoandesítica de grano muy fino.

*Edad.* Una edad K/Ar realizada sobre un concentrado de biotita resultó en  $8,1 \pm 0,2$  Ma, hecho que acuerda con su carácter intrusivo en la Ignimbrita Vilama.

### Centro Volcánico Toloma

*Antecedentes.* Soler (2005) denominó “Lavas Toloma” a las rocas que se hallan en un pequeño afloramiento junto al camino, en la base del cerro Toloma.

Durante los trabajos de campo de la presente tesis se reconocieron rocas similares a las descritas por Soler inmediatamente al oeste, en el cerro Toloma.



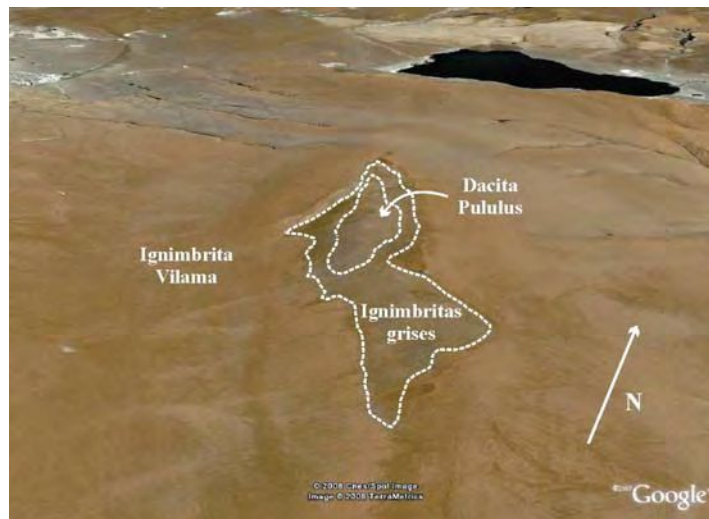


Fig. 11: vista aérea de la estructura dómica del cerro Pululus, modelo digital de elevaciones (como indicación de la escala, el largo de la laguna Pululus en sentido E-W es de 3,1 km). Se indica el límite aproximado entre la Ignimbrita Vilama, *Ignimbritas grises*, y Dacita Vilama.

*Distribución areal.* Aflora en el cerro Toloma y en sus inmediaciones. Hacia el norte, a lo largo de la parte más alta de los cerros que están detrás del puesto Toloma, se encuentran rocas de aspecto similar, que posiblemente correspondan a la misma unidad.

*Litología.* En este centro volcánico se hallan lavas muy porfíricas, de colores rojizos hasta claros; asimismo se han identificado algunas ignimbritas. A simple vista se identifican fenocristales de plagioclasa (de hasta 1,5 cm) y de biotita. En las lavas del domo superior es muy conspicua la presencia de xenolitos.

*Relaciones estratigráficas.* Las rocas del Centro Volcánico Toloma están depositadas mediante discordancia angular *por resurgencia magmática* sobre la Ignimbrita Toloma. Por su parte, en la localidad A-120 existe un afloramiento de ignimbritas rojizas que infrayacen a lavas oscuras del tipo de las *Lavas inferiores* del Complejo Volcánico Salle.

*Edad.* Las rocas del Centro Volcánico Toloma fueron eruptadas luego de la formación del domo resurgente de la caldera Vilama, y posiblemente antes de la erupción de las *Lavas inferiores* del Complejo Volcánico Salle. Según sus rasgos texturales se las asocia con la Ignimbrita Vilama.

### Dacita Río Blanco

Se propone denominar así a una unidad que aflora escasamente en las laderas sur y este del cerro Alcoak hasta la quebrada del río Blanco, en asomos muy tapados por derrubio. El afloramiento más oriental se halló en la ladera oriental del cerro Salle (localidad G-017). Previamente era mapeada como parte de las lavas del cerro Salle.

Está formada por lavas claras de textura porfírica, en las que resalta a simple vista su contenido de biotita fresca. Hacia el centro del área de alteración adquieren color verdoso.

Esta unidad se apoya sobre la Ignimbrita Vilama en un flanco del domo resurgente, mientras que por encima le siguen las *Lavas intermedias* del Centro Volcánico Salle. Posiblemente esté emplazada en un borde de la caldera.

### Complejo Volcánico Khastor

Se utiliza este nombre para agrupar a los cuerpos de lava que forman los cerros Khastor, Alto Khastor y Colorado, todos ellos en la República de Bolivia. En los trabajos de campo sólo se visitaron los afloramientos del cerro Khastor, por lo tanto la información litológica del complejo se limita al mismo.

*Antecedentes.* Estos cuerpos de lava fueron definidos en la Carta Geológica de Bolivia como Centro Volcánico Khastor (Pacheco y Ramírez, 1996a; García *et al.*, 1997). Dentro del mismo se diferenciaban tres unidades estratigráficas. Sus rocas fueron descritas como “lavas porfíricas grises, laminadas, dacitas de biotita e hipersteno”.

En el trabajo de Fernández *et al.* (1973), en donde forman parte de la “Stratovolcano Formation”, figura un análisis geoquímico de elementos mayores y traza de una roca tomada en la zona del cerro Alto Khastor.

*Estratigrafía interna.* En el cuadro siguiente se detalla la equivalencia entre los nombres utilizados en Bolivia y en el presente trabajo:

<i>García et al. (1997), Pacheco y Ramírez (1996a)</i>	<i>Este trabajo</i>
Centro Volcánico Khastor	Complejo Volcánico Khastor
Domo Khastor 1	Cerros Khastor y Alto Khastor
Domo Khastor 2	Cerros Morokho y <i>sin nombre</i>
Estratovolcán Khastor	Cerro Colorado

La unidad más antigua del conjunto es el cerro Alto Khastor. Por encima de éste yace el cerro Khastor. Ambos cuerpos de lava están cortados de este a oeste por la falla Thujlicito-Khastor (Pacheco y Ramírez, 1996a, b). Por encima siguen al menos dos cuerpos de lava, uno de ellos corresponde a un cerro sin nombre (de ahora en más llamado *cerro sin nombre*), el otro al cerro Morokho (Fig. 12). Otros cuerpos de edad similar se encuentran en la base del cerro Colorado.

Por último el cerro Colorado, un volcán o estratovolcán. Su litología y edad se desconocen, pero se piensa que probablemente corresponda a un evento volcánico de composición distinta y mucho más joven que los otros integrantes del Complejo Volcánico Khastor.

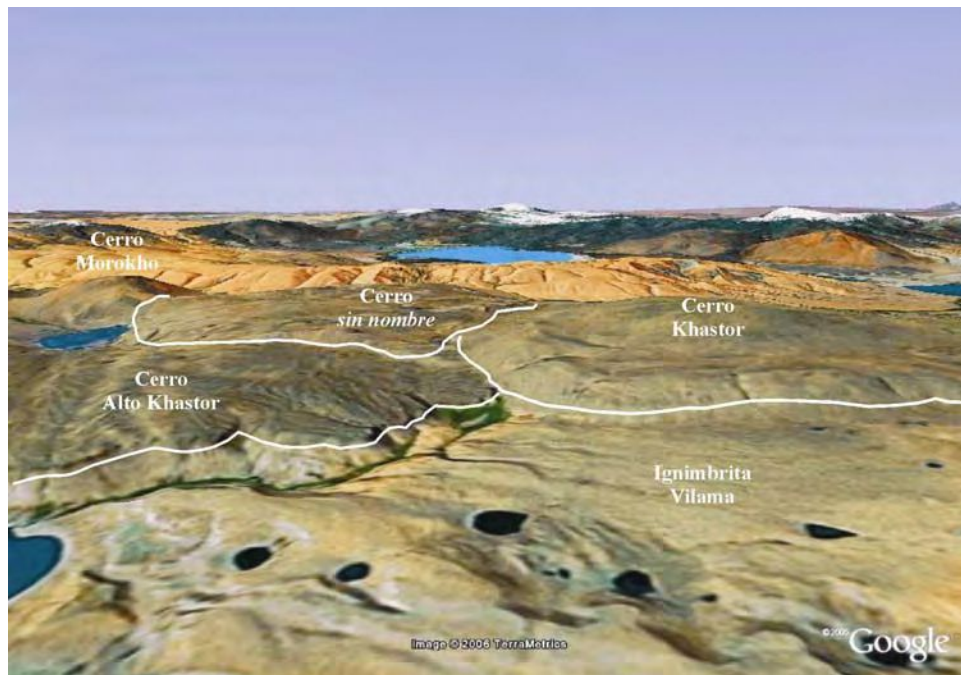


Fig. 12: Relaciones estratigráficas en el Complejo Volcánico Khastor. Modelo digital de elevaciones, vista desde el norte (el ancho de la vista en primer plano mide aprox. 3 km). Por encima de la Ignimbrita Vilama yacen, en orden estratigráfico, los domos correspondientes a los cerros Alto Khastor, Khastor y *sin nombre*.

*Litología.* En este trabajo se denomina Dacita Khastor a las rocas que afloran en el cerro Khastor. La misma está formada en su mayor parte por lavas grises con fenocristales de plagioclasa, biotita y cuarzo, de textura masiva; identificamos a las mismas como *Lavas grises*.

En las localidades M-227 y G-011 se hallaron bandas o filetes irregulares de hasta 1 m de espesor de lavas porfíricas con matriz vítrea de color marrón claro, intercalados dentro de las *Lavas grises*. Debido a su distinto color y a diferencias mineralógicas, distinguimos a estas rocas como *Lavas marrones*. El contacto entre ambos tipos litológicos es a través de una zona difusa, por lo tanto consideramos que representan una mezcla de magmas. Aquí también debemos mencionar que las *Lavas marrones* son petrográficamente similares a la pómez (claro está, sin las vesículas) de la parte más alta del perfil de la Ignimbrita Salle (ver capítulo “Petrografía”).

*Relaciones estratigráficas.* El Complejo Volcánico Khastor se apoya hacia el oeste sobre una escarpa de falla (borde topográfico de la caldera Vilama) labrada en las Lavas Ojo de Perico. Sobre sus flancos norte y sur se apoya sobre la Ignimbrita Vilama, al norte en forma concordante sobre sus facies de extracaldera, y al sur en relación de *onlap* contra el domo resurgente. En su esquina NE está cubierto en relación de *onlap* por la Ignimbrita Cerro Panizos.

*Edad.* La Carta Geológica de Bolivia presenta tres edades K/Ar sobre biotita:  $7,6 \pm 0,5$  Ma, en el centro del cerro Alto Khastor;  $8,1 \pm 0,5$  Ma, en el flanco norte del cerro Khastor; y  $7,6 \pm 0,6$  Ma, en las rocas que sirven de base al cerro Colorado (y que probablemente forman parte del Domo Khastor 2).

#### Dacita Mesada Negra

*Antecedentes.* En la Hoja Laguna Busch/Intihuasi de la Carta Geológica de Bolivia esta unidad fue denominada y descrita como “Lavas Mesada Negra. Lavas porfíricas gris claras, bandeamiento fluidal. Dacitas de broncita-biotita”. En el presente trabajo se propone denominarla Dacita Mesada Negra, ya que su litología es muy uniforme.

*Distribución areal.* Esta unidad está compuesta por lavas derramadas sobre la cresta del domo resurgente de la caldera Vilama. Su centro eruptivo es el Centro Volcánico Mesada Negra, ubicado tres km al NW del hito fronterizo Mary Bonita. Ocupa un área de casi 8 km<sup>2</sup>, enteramente en territorio boliviano. Su punto más alto alcanza una altura de 5527 msnm.

*Litología.* Son rocas vítreas, con fenocristales de plagioclasa y ortopiroxeno. Su color en superficie meteorizada es amarronado, pero en superficie fresca es gris oscuro a negro.

Contienen escasas cantidades de biotita, que sólo se advierte en los planos de flujo. En la roca adyacente a estos planos de flujo el tamaño de grano es mucho menor, al igual que la proporción de cristales.

*Relaciones estratigráficas.* La Dacita Mesada Negra yace sobre el domo resurgente de la caldera Vilama, probablemente mediante *discordancia angular por resurgencia magmática*.  
*Edad.* Se ha realizado una datación K/Ar sobre una muestra de roca total. La misma resultó en  $8,0 \pm 0,3$  Ma.

### Complejo Volcánico Salle

Dentro de este complejo se agrupan tres unidades lávicas que se consideran eruptadas por el Centro Volcánico Salle.

*Antecedentes.* Esta unidad se discrimina de esta manera por primera vez en este trabajo. Previamente, Turner (1982) la había ubicado dentro de la Formación VicuñaHuasi. Luego fue incluida en el “Conjunto lávico temprano” (Coira *et al.*, 1996), y por último en las “Lavas tempranas de los cerros Bayo, Brajma, Salle y Orosmayo” (Coira *et al.*, 2004), ambos grupos formando parte de la etapa de resurgencia de la caldera Vilama. En la Hoja Laguna Busch/Intihuasi de la Carta Geológica de Bolivia (Almendras *et al.*, 1996a), las lavas de esta unidad que se encuentran en el cerro Alcoak se denominaron “Estratovolcán Alcoak”, y fueron descritas como “Lavas porfíricas gris oscuras, masivas. Andesitas de augita-biotita”.

Parte de las lavas de esta unidad fueron definidas como “Ignimbrita Portillo” por Coira *et al.* (1984).

*Distribución areal.* Esta unidad abarca lavas que afloran en los cerros Salle Chico, Salle Grande, Alcoak y Panizos, y en sus inmediaciones. Por el sur alcanza la latitud del puesto del señor Joaquín Llampá, y hacia el norte llega hasta el camino que va desde Mina Pabellón hasta el límite internacional con Bolivia.

*Litología.* Dentro del Complejo Volcánico Salle se distinguen tres conjuntos principales de lavas, los cuales se han identificado según su posición estratigráfica como *Lavas inferiores*, *Lavas intermedias*, y *Lavas superiores*. Las *Lavas inferiores* afloran escasamente, pues se encuentran bastante ocultas por lavas más jóvenes y por depósitos modernos. Las *Lavas*

*intermedias* forman la mayor parte del cerro, y se encuentran muy bien expuestas. Por último, las *Lavas superiores* forman un capuchón de lavas en la parte más alta del cerro. Las lavas *inferiores* y *superiores* son bastante similares entre sí: oscuras, masivas, sin vesículas. En cambio, las *Lavas intermedias* tienen tonos marrones y cierto grado de porosidad; contienen además enclaves microgranulares fácilmente reconocibles (en general no superan los dos milímetros, pero a veces llegan hasta los 6 cm), de color ligeramente más claro que el resto de la roca. Si se utilizase el nombre propuesto por Coira *et al.* (1984), debería denominarse a estas *Lavas intermedias* como “Dacita Portillo” o “Lavas Portillo”.

En varios puntos a lo largo de la periferia del complejo se han hallado afloramientos de depósitos de flujos de bloques y ceniza; los mismos se consideran asociados a las lavas *inferiores* o a las *intermedias*.

En menor medida, en el área de alteración se han observado lavas de color muy oscuro, bastante alteradas (no diferenciadas en el mapa). Con los datos actualmente disponibles es difícil afirmar si las mismas están ubicadas por debajo de las *Lavas intermedias*, o bien se trata de lavas derramadas por encima del área de alteración dentro del cráter del volcán. Esta última hipótesis se considera la más probable.

*Relaciones estratigráficas.* Las lavas del cerro Salle, en sus flancos norte y este, se apoyan concordantemente o mediante discordancia erosiva sobre la Ignimbrita Vilama. En la zona de alteración hidrotermal yacen sobre la Dacita Río Blanco, y quizás sobre alguna unidad cuya identificación es difícil dada la fuerte desnaturalización de las rocas en el sector (¿Ignimbrita Vilama, lavas oscuras mencionadas en el párrafo anterior?). En su flanco SW yace mediante discordancia angular sobre la Ignimbrita Toloma y sobre la unidad sedimentaria que aflora en la localidad A-123.

No obstante, existe una cuestión aún no solucionada respecto al párrafo anterior. La yacencia de las *Lavas inferiores* sobre la Ignimbrita Vilama en la esquina SE del cerro es dudosa, ya que ambas unidades se encuentran a la misma altura topográfica a ambos lados de una quebrada (ver Fig. 37 en Pág. 118). Al no estar expuesto el contacto se consideran dos posibilidades: a) el contacto entre la Ignimbrita Vilama y las *Lavas inferiores* es mediante una escarpa de falla (borde estructural o topográfico de la caldera); o b) la Ignimbrita Vilama se apoya lateralmente contra una colada de lava o domo lávico previo (ver capítulo “Descripción geológica y morfológica de las unidades de postcolapso”).

Por encima, en relación de *onlap* sobre las lavas *inferiores* e *intermedias*, se apoyan

la Ignimbrita Salle en el flanco sur del cerro, y la Ignimbrita Cerro Panizos en el flanco norte.

*Edad.* Una datación de una muestra de las *Lavas superiores* dio una edad de  $7,3 \pm 0,3$  Ma.

Para las otras dos unidades (siempre y cuando todas las lavas sean posteriores a la Ignimbrita Vilama), y de acuerdo a las dataciones de Ignimbrita Vilama e Ignimbrita Salle, es posible considerar una edad de entre 8,5 y  $8,4 \pm 0,6$  Ma.

#### *Domo riolítico*

Se utiliza esta denominación informal para identificar una pequeña colada dómica emplazada en el centro del área de alteración del cerro Salle. Previamente no había sido diferenciada de las lavas que se hallan a su alrededor.

Se trata de una roca de color claro, desde amarillo hasta pardo muy claro. Sin embargo, en su base adquiere color oscuro debido a una mayor compactación.

Esta unidad yace por encima de las rocas alteradas y de lavas oscuras alteradas que se encuentran en el área de alteración (ver posición estratigráfica en apartado anterior). Es junto a la Dacita Río Blanco una de las probables unidades cuyo emplazamiento produjo la alteración. A pesar de no disponerse de una datación radimétrica, las relaciones indicadas sugieren que la edad del *Domo riolítico* es mucho más joven que las *Lavas superiores* del Salle.

#### Ignimbrita Salle

*Antecedentes.* En el informe de AQUATER (1979) se diferenció estratigráficamente a las “Ignimbritas de Cerro Salle”, y se las ubicó por encima de las “Ignimbritas de Laguna Vilama”. Más tarde Turner (1982) ubicó las rocas de esta unidad dentro de la Formación Lipiyoc. El nombre actual se utilizó por primera vez en el trabajo de Somoza *et al.* (1994). La unidad fue definida por Coira *et al* (1996; 2004), quienes diferenciaron tres miembros. En la presente investigación las rocas del tercer miembro de dicho esquema se correlacionan con la Ignimbrita Cerro Panizos (Ort, 1993), mientras que el primero y segundo pasan a ser considerados como Inferior y Superior (ver cuadro siguiente). Algunos otros datos fueron aportados por Soler (2005).

<i>Según Coira et al. (1996, 2004)</i>	<i>Este trabajo</i>
Ignimbrita Salle, Miembro superior	Ignimbrita Cerro Panizos
Ignimbrita Salle, Miembro intermedio	Ignimbrita Salle, Miembro Superior
Ignimbrita Salle, Miembro basal	Ignimbrita Salle, Miembro Inferior

*Distribución areal.* La Ignimbrita Salle ocupa la Depresión de Pululus (ver Pág. 125), al sur del cerro Salle, desde el pie de la colada Portillo en el oeste hasta una escarpa situada aproximadamente a los 66° 41' de longitud oeste (Fig. 13).

Esta unidad está formada por dos miembros. El Miembro Inferior ocupa completamente la depresión mencionada. En cambio, el Miembro Superior aflora por debajo de la Ignimbrita Bonanza en las inmediaciones del puesto del Sr. Joaquín Llampá. Las ignimbritas más altas del perfil son similares a las ignimbritas que se hallan entre la Ignimbrita Vilama y la Ignimbrita Cerro Panizos al NE del cerro Salle.



Fig. 13: Imagen satelital de la Ignimbrita Salle (amarillo) dentro de la Depresión de Pululus. Al norte (arriba) se observa el cerro Salle. La base de la imagen mide aproximadamente 18 km.

*Litología.* La Ignimbrita Salle es un depósito de carácter bastante heterogéneo, con amplias variaciones en textura y color. Ambas características están directamente relacionadas con el grado de soldamiento de la roca. Así, se ven desde facies claras con pómez poco aplastadas y muy porosas, hasta vitrófiros negros con *fiamme* casi indistinguibles. En su Miembro Inferior varía desde incolora a muy oscura, e incluso negra en facies vitrofíricas; en su Miembro Superior tiene facies blancas, verdosas y rosas. Esta heterogeneidad es probable consecuencia del estilo eruptivo.

La mineralogía está compuesta por plagioclasa, biotita, ortopiroxenos, y cuarzo. El



anfíbol es muy raro, y siempre muestra resorción: puede considerarse como una fase no estable en el magma. Los fragmentos líticos son metasedimentarios.

*Relaciones estratigráficas.* La Ignimbrita Salle se depositó por encima de la Ignimbrita Vilama, ocupando la Depresión de Pululus (ver Pág. 125). La única localidad en que puede verse la relación estratigráfica es E-011, en el extremo oriental de la depresión; en el resto de las localidades el contacto es a través de una escarpa. Esta escarpa es el lineamiento semicircular que se observa desde el sur de la laguna Pululus hasta el SE del cerro Salle. Se considera que el mismo es un borde topográfico de la caldera Vilama.

También yace por encima de las lavas *inferiores e intermedias* del Complejo Volcánico Salle: a 500 m al ENE del puesto del Sr. Joaquín Llampá, y en la esquina SW del cerro.

Por encima le sigue en forma concordante la Ignimbrita Bonanza.

Si la correlación entre la parte más alta de la Ignimbrita Salle y las ignimbritas que se hallan al NE del cerro Salle fuera correcta, es lógico pensar que la Ignimbrita Salle es previa a las *Lavas superiores* del Salle, y que tuvo su centro de emisión a partir del centro del volcán. De esta manera podría considerarse a la Ignimbrita Salle como parte del Complejo Volcánico Salle.

*Edad.* Coira *et al.* (2004) presentaron una edad K/Ar de  $8,4 \pm 0,6$  Ma.

#### *Ignimbritas rojas*

Esta unidad ha sido diferenciada en este trabajo. Previamente formaba parte de las unidades Ignimbrita Toloma o Ignimbrita Vilama.

Estas ignimbritas están dispuestas mediante discordancia erosiva dentro de un paleovalle labrado en la Ignimbrita Toloma. Si bien son visualmente parecidas a la Ignimbrita Vilama, no pertenecerían a ella ya que están en una posición topográfica muy baja. Probablemente sean parte de una unidad mucho más joven, dado que su posición topográfica sugiere una fuerte erosión del domo resurgente antes de su depositación.

Dado que sus características petrográficas (ver el capítulo “Petrografía”) no permiten asociarla con ninguna unidad en el sector, y a que no se ha profundizado en su estudio, sería necesario realizar nuevas observaciones antes de inferir el posible centro emisor de esta unidad.

### Ignimbrita Cerro Panizos

*Antecedentes.* Las rocas de esta unidad fueron inicialmente ubicadas en la Formación Lipiyoc (Turner, 1982).

Ort (1993) denominó Ignimbrita Cerro Panizos al conjunto de depósitos de flujos piroclásticos que rodean en forma de plateau al cerro Panizos, a ambos lados de la frontera argentino-boliviana. Estableció un esquema estratigráfico de dos unidades de enfriamiento, Inferior y Superior, cuya edad es  $6,7 \pm 0,05$  Ma.

Ort *et al.* (1989) presentaron una edad K/Ar realizada sobre una muestra tomada en el afloramiento del NE del cerro Salle, que resultó en  $9,3 \pm 1,9$  Ma, con 13,9 % de  $^{40}\text{Ar}$  y 3,43 % de K. Indudablemente no refleja la verdadera edad de dichas rocas.

*Distribución areal.* La Ignimbrita Cerro Panizos se halla al norte del área de estudio, en contacto con la Ignimbrita Vilama y con lavas del Complejo Volcánico Salle.

Al NE del cerro Salle y al sur del escudo de la caldera Panizos se encuentra un afloramiento aislado de ignimbritas, por encima de la Ignimbrita Vilama. De acuerdo a sus características, en este trabajo se lo correlaciona con la Ignimbrita Cerro Panizos. Este afloramiento inicialmente había sido asignado a la misma por Ort *et al.* (1989), pero luego fue considerado por Coira *et al.* (1996, 2004) como Miembro Superior de la Ignimbrita Salle.

*Litología.* En los afloramientos de la Ignimbrita Cerro Panizos visitados se observaron flujos piroclásticos pumíceos con soldamiento variable, desde bajo hasta muy alto. En general las facies poco soldadas son las correspondientes a las más cercanas a la región del cerro Salle, en donde el espesor es bastante menor a la centena de metros. Hacia el norte, en donde se pierde de vista la base del depósito, el soldamiento aumenta hasta ser muy alto. El color varía desde muy claro hasta gris oscuro según aumenta su soldamiento. A simple vista se identifican sólo cristales de biotita y plagioclasa, y probables xenolitos. La textura es eutaxítica en facies soldadas, sobre todo hacia el norte y hacia arriba en la columna depositacional. Su estructura varía desde masiva y sin laminación, en la base, hasta laminada en ciertas localidades en que está presente su techo.

En la zona del cementerio de Mesada Blanca el tamaño de grano es mayor; la pómez llega a los 30 cm, y los líticos, a veces concentrados en lentes, hasta 50 cm de diámetro.

*Relaciones estratigráficas.* Se apoya sobre la Ignimbrita Vilama, ya sea en forma

concordante o mediante discordancia erosiva, en *onlap* o dentro de valles. Respecto a los fragmentos líticos (rodados tomados del sustrato) hallados en la parte más cercana a la base en la zona de Mesada Blanca y en el límite internacional, es probable que sean de lavas del Complejo Volcánico Salle o del cerro Limitayoc.

### Ignimbrita Bonanza

La Ignimbrita Bonanza tiene amplia extensión dentro de la región de trabajo e inmediaciones, pero sus afloramientos son de poco espesor. En el presente trabajo fue mapeada y estudiada someramente en la zona de las lagunas Vilama, Coruto y Chojllas. Con esta información, sumada a la información previa, se la comparó con las unidades de la región de Vilama a fin de determinar si existen relaciones genéticas.

*Antecedentes.* Coira *et al.* (1996) definieron esta unidad, tomando como perfil tipo el del Abra de Bonanza, al sur de la laguna Vilama y SE del cerro Tinte. Su erupción fue interpretada por dichos autores como parte del cuarto ciclo del Complejo Caldérico Vilama-Coruto, y asociada al colapso de una caldera que denominaron Coruto, que postulaban situada por debajo del Complejo Volcánico Loromayu y anidada en la caldera Vilama. Anteriormente, Turner (1982) la consideró dentro de la Formación Lipiyoc. En el trabajo de Somoza *et al.* (1994) fue referida como Ignimbrita Atana.

En Bolivia esta unidad se denomina Tobas Loromayu 2 (Almendras *et al.*, 1996a, b). Las Tobas Inca (mapeadas por debajo de los volcanes de Loromayu a todo lo largo de su flanco SW) probablemente correspondan a la misma unidad. Ambas fueron incluidas dentro del “Centro Volcánico Loromayu” *sensu* Almendras *et al.* (1996b)

*Distribución areal.* En Argentina los afloramientos de la Ignimbrita Bonanza más importantes se hallan al SE del cerro Tinte y al este del cerro Zapaleri. Afloramientos menores se hallan al sur del cerro Salle, y al SW del cerro Toloma.

En Bolivia esta unidad tiene mayor extensión. Aparece por debajo del Complejo Volcánico Loromayu a casi todo lo largo del perímetro de la unidad. En este trabajo fueron relevados los afloramientos del sur y este de la laguna Coruto, y los que se encuentran al oeste del cerro Puntas Negras.

*Litología.* Esta unidad está formada por ignimbritas de color blanco a gris muy claro, de

textura homogénea, con tamaño de grano fino y bien seleccionado. En general la roca tiene fuerte soldamiento. Son frecuentes las *fiamme* muy aplastadas, la disyunción columnar, y la lajosidad hacia la parte superior.

A simple vista se identifican fenocristales de plagioclasa, biotita, cuarzo rosado a violeta, anfíbol, pómez algo más oscuras que la matriz, y escasos fragmentos líticos (menos de 1 %, excepcionalmente 3 % en el afloramiento del SW del cerro Toloma) de volcanitas y sedimentitas, inmersos en una matriz piroclástica fina. Los fragmentos juveniles y *fiamme* son siempre pequeños, de hasta 3 cm, y los líticos de hasta 2 cm (localmente, del tamaño de un puño).

*Relaciones estratigráficas.* Al SW del cerro Toloma se apoya, sin base visible, sobre la Ignimbrita Toloma. En el área de la laguna Coruto lo hace sobre la Ignimbrita Vilama, mediante discordancia erosiva, y localmente sobre el *Aglomerado lapillítico*. Al sur del cerro Salle yace sobre ambos miembros de la Ignimbrita Salle.

Por encima de la Ignimbrita Bonanza se apoyan las lavas de los cerros Bayo, Vitichi, Puntas Negras y Vilama, y del Complejo Volcánico Loromayu.

La relación con la Ignimbrita Vilama es muy informativa si consideramos que en la laguna Coruto es mediante *onlap* contra uno de los flancos del domo resurgente de la caldera, mientras que en cerro Toloma yace mediante discordancia erosiva sobre ignimbritas muy soldadas, dentro de una quebrada que tendría un faltante por erosión de más de 200 m de la columna estratigráfica original. Esto sugiere que hubo un lapso de tiempo considerable entre la formación del domo resurgente y la depositación de la Ignimbrita Bonanza.

*Edad.* Coira *et al.* (2004) presentaron una datación K/Ar, sobre biotita, cuyo resultado fue  $6,2 \pm 0,5$  Ma. Otra datación figura en la Hoja Laguna Busch/Intihuasi de la Carta Geológica de Bolivia, realizada por el método K/Ar sobre biotita, la cual es de  $5,6 \pm 0,5$  Ma. (Almendras *et al.*, 1996a). De acuerdo a las observaciones de campo, se concluye que existe algún tipo de problema con los resultados de las dataciones mencionadas, ya sea las dos de la Ignimbrita Bonanza, o bien la del Centro Volcánico Bayo ( $7,49 \pm 0,35$  Ma, ver la siguiente unidad).

### Centro Volcánico Bayo

Se denomina de esta manera al edificio volcánico que forma el cerro Bayo, volcán

ubicado sobre el límite internacional con la República de Bolivia.

*Antecedentes.* Las rocas que integran esta unidad se discriminan de esta manera por primera vez en este trabajo. Previamente habían sido incluidas en la Formación VicuñaHuasi (Turner, 1982); en la unidad Estratovolcanes Loromayu (Almendras *et al.*, 1996a); en un “Conjunto lávico temprano” (Coira *et al.*, 1996); y finalmente, en las “Lavas tempranas de los cerros Bayo, Brajma, Salle y Orosmayo” (Coira *et al.*, 2004).

Soler (2005) lo considera un domo; en realidad es un edificio central lávico. Las rocas de la unidad “Lavas Vilama” definida en ese mismo trabajo forman parte de las coladas más bajas del Centro Volcánico Bayo.

*Litología.* Está formado por rocas oscuras, con fenocristales de plagioclasa y biotita. Su similitud con las lavas oscuras basales del Complejo Volcánico Loromayu es notable.

*Relaciones estratigráficas.* Sobre sus bordes este, norte y oeste se apoya mediante discordancia angular *por resurgencia magmática* sobre la Ignimbrita Vilama. Hacia el norte y oeste, además, sobre la Ignimbrita Bonanza. Al sur desaparece por debajo del Centro Volcánico Vilama.

*Edad.* AQUATER (1979) presentó una datación K/Ar de estas lavas, cuyo resultado fue  $7,49 \pm 0,35$  Ma. De dicha muestra (Y-50) se analizó roca total; el porcentaje de K fue de 3 %, y el del  $^{40}\text{Ar}$  radiogénico de 22,7 %. La muestra fue colectada por la Dra. Beatriz Coira sobre el flanco SE del volcán.

#### Complejo Volcánico Loromayu

*Antecedentes.* En la Hoja Laguna Busch/Intihuasi de la Carta Geológica de Bolivia (Almendras *et al.*, 1996a) esta unidad fue definida como “Centro Volcánico Loromayu”, en el cual se agruparon las siguientes unidades (en orden cronológico): Tobas Loromayu 1 y 2 (a grandes rasgos correspondientes a las ignimbritas Vilama y Bonanza), Lavas Loromayu, Estratovolcanes Loromayu (incluyendo al cerro Bayo), Tobas Inca (probablemente sea la Ignimbrita Bonanza), Estratovolcán Tinte, Estratovolcanes Vilama y Domos Vitichi.

A la luz de las nuevas investigaciones es evidente que dicho agrupamiento es demasiado abarcativo y transgrede límites genéticos naturales. Por lo tanto en este título se consideran solamente las rocas de las unidades Lavas Loromayu y Estratovolcanes

Loromayu, excluyendo al cerro Bayo. El cerro Tinte parece ser similar, por lo tanto también se lo incluye en el complejo. Las demás unidades se tratan bajo su debida posición estratigráfica, o bien se dejan de lado. Se propone el siguiente esquema estratigráfico:

<i>Almendras et al. (1996a, b)</i>	<i>Este trabajo</i>
Centro Volcánico Loromayu	Complejo Volcánico Loromayu
Tobas Loromayu 1	Ignimbrita Vilama
Tobas Loromayu 2; Tobas Inca	Ignimbrita Bonanza
Lavas Loromayu	Lavas Loromayu
Estratovolcanes Loromayu	
Estratovolcanes Vilama	Dacita Vilama
Domos Vitichi	Lavas Vitichi y Lavas Puntas Negras

La separación o distinción del Centro Volcánico Bayo del Complejo Volcánico Loromayu es por el momento sólo espacial. Ambas son, petrográfica y geoquímicamente, muy similares entre sí. Es posible que futuros estudios permitan incluir al primero como parte del segundo.

*Distribución areal.* El Complejo Volcánico Loromayu se desarrolla en su mayor parte dentro de territorio boliviano. Está integrado por una serie de volcanes alineados en sentido NW-SE desde la laguna Loromayu hasta el límite internacional con Argentina (cerros Bravo, Loromayu, Cueva Negra, Dulce Nombre, Negro, Piedras Grandes y Tinte). El cerro Negro es el hito que sirve de límite con nuestro país.

*Litología.* La mayor parte de las rocas de este complejo son andesitas oscuras con fenocristales de plagioclasa, con textura vesiculada, masiva y brechada. En la parte alta de los cerros Dulce Nombre y Negro también aparecen dacitas grises y oscuras con fenocristales plagioclasa y biotita. Esto hace pensar que en los demás centros volcánicos del complejo también pueden existir dacitas.

*Relaciones estratigráficas.* A lo largo de todo el perímetro de la unidad asoman retazos de las ignimbritas Vilama y Bonanza. Hacia el SW yacen por encima las Lavas Cojina y el Domo Totoral, este último con una edad de  $1,9 \pm 0,5$  Ma (Almendras *et al.*, 1996a).

*Edad.* La Carta Geológica de Bolivia presenta una edad K/Ar sobre biotita que resultó en  $6,2 \pm 0,5$  Ma. La muestra fue colectada en el flanco norte de la unidad, junto al contacto con las ignimbritas Vilama y Bonanza. Coira *et al.* (2004) obtuvieron una edad de  $3,77 \pm 0,1$  Ma en el cerro Tinte. Por último, en este trabajo se obtuvo una edad de  $4,0 \pm 0,2$  Ma en una colada cercana a la laguna Chojllas.

De acuerdo a las diversas relaciones estratigráficas y a la amplitud de los valores absolutos obtenidos, se considera que este complejo se ha desarrollado a lo largo de un lapso de tiempo muy extenso, que abarca desde el Mioceno tardío hasta el Cuaternario.

#### Lavas Vitichi y Lavas Puntas Negras

*Antecedentes.* En la Hoja Laguna Busch/Intihuasi de la Carta Geológica de Bolivia (Almendras *et al.*, 1996a), estas unidades fueron agrupadas en la unidad Domos Vitichi, y ubicadas dentro del “Centro Volcánico Loromayu”.

*Distribución areal.* Los cerros Vitichi y Puntas Negras se ubican en territorio boliviano, sobre el borde sur del domo resurgente de la caldera Vilama.

*Litología.* Son rocas porfíricas de color gris a rojizo, de textura masiva y foliada. A simple vista se identifican fenocristales de plagioclasa, biotita, y cuarzo. En las rocas del cerro Puntas Negras se encuentran enclaves microgranulares marrones de diverso tamaño.

*Relaciones estratigráficas.* En las localidades visitadas los cerros Vitichi y Puntas Negras se apoyan directamente sobre la Ignimbrita Bonanza.

Por encima de los cerros Vitichi y Puntas Negras (según se interpreta observando imágenes satelitales) siguen lavas eruptadas por el volcán Loromayu que se acomodaron a la topografía preexistente, fluyendo por los valles intermedios (*e.g.* en el abra al este del cerro Puntas Negras, donde el flujo de lava se angosta y luego se abre en forma de abanico hacia la depresión de la laguna Coruto).

No obstante, al pie del flanco norte del cerro Puntas Negras aparece una colada de lavas oscuras que forma parte del Complejo Volcánico Loromayu. Es difícil afirmar si estas lavas están por debajo del cerro Puntas Negras o bien se apoyan lateralmente.

*Edad.* En la Carta Geológica de Bolivia el cerro Puntas Negras aparece por encima de lavas del cerro Loromayu datadas en  $6,2 \pm 0,5$  Ma, y por encima de la Ignimbrita Bonanza. Por su parte, la datación K/Ar en biotita realizada sobre las lavas del Complejo Volcánico Loromayu al pie del cerro Puntas Negras resultó en  $4,0 \pm 0,2$  Ma. Como se mencionó en el párrafo anterior, nuestros datos de campo no nos permiten asegurar la posición estratigráfica de las lavas datadas respecto del cerro Puntas Negras. Por lo tanto, existen dos posibilidades: a) el cerro Puntas Negras tiene una edad menor a  $4,0 \pm 0,2$  Ma; b) el cerro Puntas Negras

tiene una edad de entre  $6,2 \pm 0,5$  y  $4,0 \pm 0,2$  Ma. De acuerdo a la morfología general del cerro, creemos que la primera posibilidad es la real.

### Centro Volcánico Vilama

*Antecedentes.* Las rocas de esta unidad fueron previamente ubicadas dentro de la Formación VicuñaHuasi por Turner (1982), junto al resto de las rocas lávicas de la región. En Bolivia, fueron incluidas en el “Centro Volcánico Loromayu” por Almendras *et al.* (1996a).

*Distribución areal.* El Centro Volcánico Vilama se encuentra sobre el límite internacional con la República de Bolivia, al oeste de la laguna Vilama y al sur del cerro Bayo. Algunos afloramientos menores de la unidad aparecen hacia el sur, aislados entre los sedimentos del abanico aluvial que baja desde el cerro Negro hacia la laguna Vilama.

*Litología.* La mayor parte del cerro está formado por rocas de color negro a gris, muy vítreas, con fenocristales de plagioclasa y ortopiroxeno. Por encima de ellas se distinguen varias coladas de color gris claro a rojizo, que además contienen biotita y cuarzo. Se propone denominar a ambas como “Dacita Vilama”, distinguiéndolas informalmente como “*Lavas inferiores*” y “*Lavas superiores*”. Poseen foliación de flujo bien marcada, con filetes que se diferencian por su color. Se observan abundantes estructuras producidas por flujo, como autobrechas, *boudinage* de filetes, pliegues.

*Relaciones estratigráficas.* El Centro Volcánico Vilama se apoya sobre la Ignimbrita Vilama en el extremo NW de la laguna Vilama, y sobre las lavas del Centro Volcánico Bayo a lo largo del paso internacional a Bolivia. Hacia el oeste y SW sus lavas desaparecen por debajo de lavas eruptadas por el Centro Volcánico Negro, del Complejo Volcánico Loromayu.

*Edad.* Se realizó una datación K/Ar sobre roca total en las *Lavas inferiores*, que resultó en  $1,2 \pm 0,2$  Ma. Para confirmar este resultado se hizo un análisis sobre biotita perteneciente a la colada de aspecto más joven en las *Lavas superiores*, cuyo resultado fue  $0,9 \pm 0,03$  Ma. Estas edades convierten al Vilama en el centro volcánico más joven de la región estudiada.

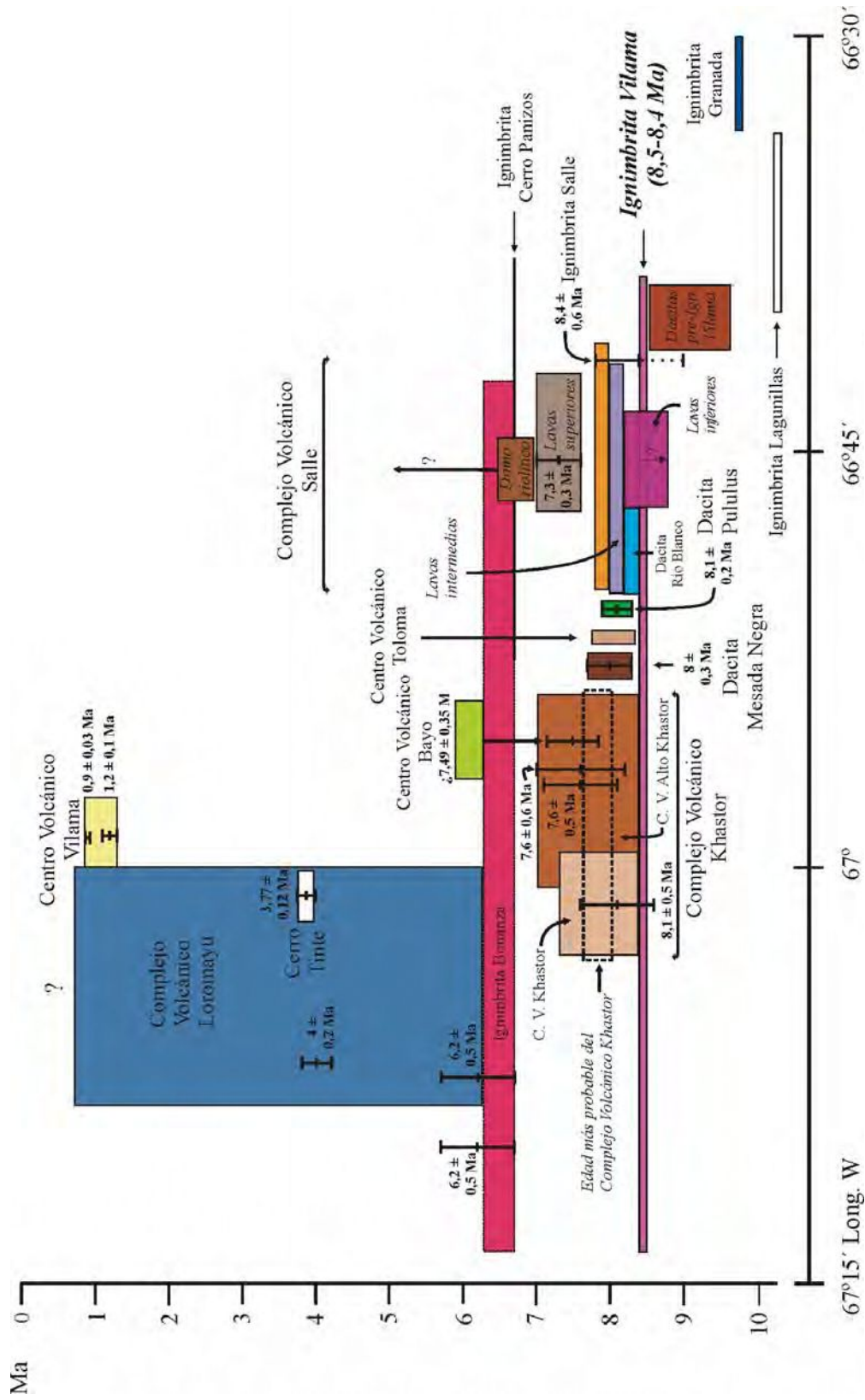
### Cerro Uturunco

Este centro volcánico no fue incluido dentro de los objetivos de estudio debido a que su edad se suponía cuaternaria, hecho que permitía deslindarlo fácilmente de la etapa de



postcolapso de la caldera Vilama. En este capítulo se lo menciona sólo por el hecho de que parte de sus coladas ocupan una porción del Mapa Geológico realizado. Se trata de un cono lávico de importantes dimensiones, compuesto por dacitas de color oscuro con enclaves andesíticos. A partir de las recientes observaciones altimétricas satelitales que indican que el volcán está sufriendo una deformación positiva constante (Pritchard y Simons, 2002), se han iniciado investigaciones en detalle; entre los datos de mayor interés, podemos mencionar que se han hallado edades tan jóvenes como 271 ka (Sparks *et al.*, 2008).

Fig. 14 (en la página siguiente): Diagrama esquemático que sintetiza las relaciones estratigráficas entre las unidades volcánicas de la zona de trabajo. Las edades absolutas pertenecen a autores previos o a este trabajo (ver próximo capítulo).



## **Capítulo 6-Geocronología**

En este capítulo se presentan los datos que permitieron sentar las bases para la definición de la Etapa de Postcolapso de la caldera Vilama.

Uno de los objetivos de la presente investigación es establecer la estratigrafía de la Etapa de Postcolapso de la caldera Vilama, en base al mapeo de campo y su posterior ajuste mediante la realización de dataciones radimétricas. Asimismo, y en forma conjunta con un estudio petrogenético, definir cuáles de los centros volcánicos en la región pertenecen a la Etapa de Postcolapso de la caldera Vilama, y delimitar espacial y temporalmente la extensión y duración del mismo.

### **6.1-Datos previos**

Previamente a esta investigación existían en la región las siguientes dataciones geocronológicas:

<i>Centro volcánico/ Unidad</i>	<i>Edad</i>	<i>Método</i>	<i>Referencia</i>	<i>Observaciones</i>
Ignimbrita Salle	8,4 ± 0,6 Ma	K/Ar sobre biotita	Coira <i>et al.</i> (2004)	Muestra K1 7,265 % K 59 % <sup>40</sup> Ar <sub>atm</sub>
Cerro Khastor	8,1 ± 0,5 Ma	K/Ar sobre biotita	Pacheco y Ramírez (1996a)	
Cerro Alto Khastor	7,6 ± 0,5 Ma	K/Ar sobre biotita	García <i>et al.</i> (1997)	
Cerro Alto Khastor	7,6 ± 0,6 Ma	K/Ar sobre biotita	García <i>et al.</i> (1997)	
Centro Volcánico Bayo (ladera sur)	7,49 ± 0,35 Ma	K/Ar sobre roca total	AQUATER (1979)	Muestra Y-50 3,00 % K 22,7 % <sup>40</sup> Ar <sub>atm</sub>
Cerro Loromayu	6,2 ± 0,5 Ma	K/Ar sobre biotita	Almendras <i>et al.</i> (1996a)	
Ignimbrita Bonanza	6,2 ± 0,5 Ma	K/Ar sobre biotita	Coira <i>et al.</i> (2004)	7,539 % K 68 % <sup>40</sup> Ar <sub>atm</sub>
Cerro Tinte (ladera este)	3,77 Ma ± 0,12	K/Ar sobre roca total	AQUATER (1979)	Muestra Y-57 3,14 % K 30,4 % <sup>40</sup> Ar <sub>atm</sub>

Todas estas rocas pertenecen a centros volcánicos y/o unidades volcánicas emplazadas sobre la Ignimbrita Vilama. Dos de estas dataciones son incongruentes con las relaciones estratigráficas observadas en el campo (Fig. 15): aquellas pertenecientes a la Ignimbrita Bonanza y al Centro Volcánico Bayo. Al menos una de ambas debe ser errónea.



Fig. 15: Vista aérea desde el oeste (modelo digital de elevaciones) de la relación estratigráfica entre las unidades Ignimbrita Bonanza y Centro Volcánico Bayo; se observa claramente que las lavas del segundo yacen por encima de la primera (afloramientos blancos). La base de la imagen en el primer plano mide poco más de 7,5 km.

## 6.2-Nuevos datos

Se realizaron nuevas dataciones en algunas de las unidades estudiadas. En todos los casos (excepto muestra F-004) se utilizaron muestras de roca que tanto petrográficamente como geoquímicamente no evidenciaban alteración o meteorización. Los análisis se realizaron por el método K/Ar sobre roca total o concentrados de biotita. La biotita se separó con un separador magnético y luego a mano (a fin de descartar cristales deshidratados), mientras que las muestras de roca total fueron trituradas para separar eventuales xenolitos y luego molidas. El análisis de las muestras fue a través del laboratorio comercial Activation Laboratories, de Canadá, en donde se obtiene la concentración de K mediante ICP y se analiza la proporción de Ar por dilución isotópica en un espectrómetro de gas noble. Los resultados obtenidos se resumen en la siguiente tabla:

<i>Unidad</i>	<i>Muestra</i>	<i>% K</i>	<i><sup>40</sup>Ar<sub>rad</sub> nl/g</i>	<i>% <sup>40</sup>Ar<sub>atm</sub></i>	<i>Edad ( Ma)</i>
Dacita Pululus	H-03 <i>bio.</i>	7,34	2,283	43,9	8,1 ± 0,2
C.V. Mesada Negra	A-021 <i>r. t.</i>	3,03	0,928	62,4	8,0 ± 0,3
Dique andesítico	F-004	2,49	0,699	82,1	7,3 ± 0,5
C. V. Salle	E-005b <i>bio.</i>	7,53	2,106	64,3	7,3 ± 0,3
C. V. Loromayu	D-003 <i>bio.</i>	7,12	1,079	67,7	4,0 ± 0,2
Dacita Vilama	E-016 <i>r. t.</i>	3,47	0,159	89,4	1,2 ± 0,1
	A-010'	6,91	0,203	88,5	0,9 ± 0,03
	<i>bio. (en duplicado)</i>	6,94	0,256	83,9	
		<i>media 6,93</i>	<i>media 0,230</i>		

Para visualizar de mejor manera esta información, los datos antiguos y nuevos fueron agrupados en un mismo gráfico (Fig. 16). En el mismo puede apreciarse una concentración de edades en el lapso de 1,2 m.a. siguientes a la edad de la Ignimbrita Vilama.

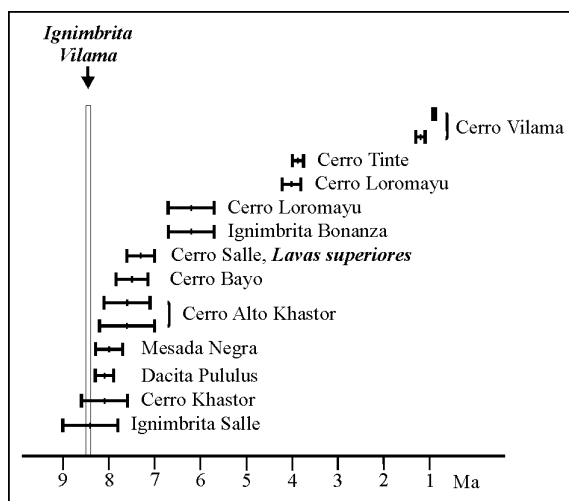


Fig. 16: Edades radimétricas K/Ar en la región de trabajo (previas + nuevas), ordenadas en sentido cronológico (ver detalles en el texto). Se observa una concentración de las mismas dentro de los 1,2 m.a. posteriores a la erupción de la Ignimbrita Vilama.

### 6.3-Discusión de los resultados obtenidos

#### Dacita Pululus

La cercanía temporal de la edad obtenida en esta unidad a la erupción de la Ignimbrita Vilama es un argumento que favorece su inclusión en la Etapa de Postcolapso de la caldera Vilama.

Por otra parte, esta nueva edad tiene implicancias con respecto a la edad de la Ignimbrita Salle: dado que las fallas que han formado la depresión volcanotectónica en que se halla la Ignimbrita Salle cortan a la Ignimbrita Vilama y probablemente también a la Dacita Pululus (ver Redefinición estratigráfica de la Ignimbrita Pululus), la Ignimbrita Salle necesariamente debería ser más joven que la Dacita Pululus. De esta forma la edad de  $8,4 \pm 0,6$  Ma sólo tendría significado en su intervalo de error de 8,3 a 7,8 Ma.

#### Mesada Negra

La edad de esta unidad es muy cercana a la erupción de la Ignimbrita Vilama, por esta razón se considera apropiado ubicarla dentro de la Etapa de Postcolapso de la caldera Vilama.

#### Dique andesítico

La roca analizada muestra escasa pero evidente alteración hidrotermal en corte delgado, mientras que su análisis geoquímico no muestra contenidos anómalos. Si descartamos la posibilidad de un rejuvenecimiento, esta roca podría representar un episodio intrusivo asociado al borde estructural de la caldera.

#### Complejo Volcánico Salle, *Lavas superiores*

La datación se realizó sobre una muestra recolectada en el talud activo situado al pie del cerro Salle Chico.

La conclusión principal de este resultado es que el Complejo Volcánico Salle tendría un amplio rango de edad, de por lo menos 1,2 m.a. a partir de los 8,5-8,4 Ma. Queda por resolver la cuestión de si las rocas más bajas del perfil estratigráfico se hallan por debajo de la Ignimbrita Vilama, hecho que ampliaría aún más dicho intervalo.

#### Complejo Volcánico Loromayu

La unidad datada es una lava que se encuentra en una posición topográfica muy baja, casi junto al camino que se dirige a Quetena. Las relaciones de campo indican que se encuentra por encima de la Ignimbrita Bonanza, y aparentemente por debajo del Centro Volcánico Puntas Negras. Sin embargo es posible (aunque parece poco probable) considerar que estas lavas hayan descendido por el valle entre los cerros Puntas Negras y Vitichi, y por lo tanto que sean más jóvenes que ambos cerros.

### Centro Volcánico Vilama

La muestra E-016 fue tomada de una colada derramada por encima de la Ignimbrita Vilama en el flanco oriental del volcán, cerca de la costa de la laguna Vilama. Para confirmar el resultado obtenido en dicha muestra (hasta ese entonces el más joven en la región) se realizó una nueva datación, esta vez sobre biotitas de la muestra A-010', tomada de la colada que baja en sentido norte hasta el valle que separa los cerros Vilama y Bayo. El aspecto de esta colada es muy joven, y probablemente corresponda a una de las últimas erupciones del volcán.

### **Síntesis**

Los datos geocronológicos obtenidos permiten identificar una agrupación de edades inmediatamente posteriores a la Ignimbrita Vilama dentro de un lapso de 1,2 m.a., *i.e.* entre los 8,5 y 7,3 Ma. Las unidades correspondientes son el Complejo Volcánico Khastor, la Dacita Pululus, el Centro Volcánico Mesada Negra, el Complejo Volcánico Salle, y la Ignimbrita Salle. Existen dudas respecto a las *Lavas inferiores* del Salle y al Centro Volcánico Bayo. Del Centro Volcánico Toloma sólo se puede afirmar que es posterior a la Ignimbrita Toloma y probablemente previo a las *Lavas inferiores* del Complejo Volcánico Salle.

Por su parte el grupo de unidades volcánicas con edades menores a  $6,2 \pm 0,5$  Ma está separado del grupo anterior por un lapso de 1,1 m.a. (teniendo en cuenta los intervalos de error este lapso podría reducirse hasta 0,3 m.a.). Dichas unidades son la Ignimbrita Bonanza, el Complejo Volcánico Loromayu, y los Centros Volcánicos Vitichi, Puntas Negras, Tinte y Vilama.

En este trabajo se considera que la duración de la Etapa de Postcolapso de una caldera está directamente relacionada con el enfriamiento de su propia cámara magmática, ya que una vez alcanzadas fracciones cristalinas de 0,55-0,65 el magma se torna rígido (Llambías 2003, y referencias allí citadas). El contenido cristalino de los fragmentos juveniles en la Ignimbrita Vilama es aproximadamente 50 % (Soler, 2005). De acuerdo a este valor y a los conceptos que se manejan sobre el modo de erupción de las calderas en esta región de los Andes Centrales (de Silva *et al.*, 2006; Soler *et al.*, 2007), podemos considerar que el magma no eruptado de la Ignimbrita Vilama estaba cercano a su punto de rigidez. No obstante, debemos también considerar que el sistema magmático podría haber

“rejuvenecido” mediante la inyección de nuevos magmas.

A partir de los planteos expuestos se intenta poner de manifiesto la dificultad para resolver con estos escasos datos la duración de la Etapa de Postcolapso de la caldera Vilama. Por lo tanto, como primera aproximación consideraremos que las unidades con edades dentro del lapso 8,5-7,3 Ma son potenciales integrantes de la Etapa de Postcolapso de la Ignimbrita Vilama. Dado que este lapso de tiempo es bastante largo, sería necesario considerar que el sistema magmático puede haberse visto afectado por nuevas inyecciones de magma.



## **Capítulo 7-Estudio petrográfico**

En esta sección se describen las principales características petrográficas de las unidades de rocas volcánicas identificadas en el capítulo “Estratigrafía” (excepto ciertas unidades no relacionadas con el tema de estudio), tanto previas como posteriores a la erupción de la Ignimbrita Vilama.

La descripción petrográfica de las unidades estratigráficas sigue este orden:

- rocas de las unidades ignimbríticas relacionadas al colapso de la caldera Vilama
- rocas de las unidades estratigráficas con edades dentro del lapso 8,5-7,3 Ma; este grupo ha sido definido en el capítulo anterior, y se considera que abarca a las unidades con mayor probabilidad de representar a magmas genéticamente relacionados a la Ignimbrita Vilama
- rocas pertenecientes al resto de las unidades estratigráficas estudiadas durante el desarrollo de esta tesis, las cuales fueron separadas del estadio de postcolapso de la caldera Vilama; varias de ellas son nuevas unidades estratigráficas, ya diferenciadas en el capítulo “Estratigrafía”.

Dentro de cada unidad, el orden de mención de las especies minerales es de acuerdo a su proporción decreciente.

Como podrá verse, la particular mineralogía de las rocas volcánicas estudiadas no permite aplicar la clasificación fenotípica según el triángulo QAP: en la mayor parte de los casos las rocas caen sobre el lado QP, y en algunos casos en el vértice P. Considerando además que en la mayor parte de los casos la clasificación fenotípica no coincide con la clasificación geoquímica TAS, se decidió no encarar la clasificación modal de las unidades volcánicas estudiadas.

### **7.1-Petrografía de las unidades estratigráficas**

#### **7.1.1-Estadio de colapso de la caldera Vilama**

En este apartado se hace una descripción somera de las unidades relacionadas al colapso de la caldera Vilama, *i.e.* las ignimbritas Toloma y Vilama. Se incluyen además dos pequeñas unidades no-ignimbríticas, que fueron diferenciadas en este trabajo a partir de la Ignimbrita Toloma.

### Ignimbrita Toloma

Bajo el microscopio es difícil reconocer en estas rocas la textura eutaxítica, en cambio es más evidente la textura cristaloclástica. En ella la proporción de cristaloclastos es muy elevada, aproximadamente entre 50 y 65 %. Los cristaloclastos son de plagioclasa, cuarzo, y biotita; en forma escasa aparecen anfíbol, ortopiroxeno, y clinopiroxeno (juntos no llegan al 1 %). La plagioclasa es siempre límpida, hecho que diferencia notablemente estas rocas con la Ignimbrita Vilama. El cuarzo está ligeramente corroído, ya sea redondeado o con engolfamientos; de todas formas, se mantienen ciertos contornos euhedrales\*. Son frecuentes los cristales poiquilíticos de gran tamaño que engloban plagioclasas. La biotita es fresca, y nunca muestra fenómenos de resorción, solamente algunos finos bordes oxidados. Ambos piroxenos aparecen generalmente alterados según cloritas. Por último, el anfíbol es de color verde, y se presenta fresco. Los minerales accesorios son circón, apatita y opacos (probablemente óxidos de Fe y Ti). Los cristales de apatita son grandes, y recuerdan a aquellos presentes en la *Ignimbrita Gris* en el cerro Pululus.

En muestra de mano los fragmentos juveniles<sup>†</sup> son fácilmente reconocibles por su color más claro; su abundancia puede alcanzar aproximadamente el 40 %. Por el contrario, al microscopio se enmascaran dentro de la matriz, por lo tanto es necesario observar cuidadosamente para identificar el límite entre ambos. Dentro de los mismos el contenido de cristales es, al igual que en el resto de la roca, muy elevado. Su matriz está completamente desvitrificada y cloritizada, y aparecen parches de carbonatos. Por último, los fragmentos líticos hallados tanto en la matriz de la ignimbrita como dentro de los fragmentos juveniles son de volcanitas porfíricas y de sedimentitas (tipo *basamento* ordovícico).

*Lava en la localidad D-002.* La supuesta colada de lava que se encuentra intercalada en la Ignimbrita Toloma en la localidad D-002 tiene textura porfírica con pasta totalmente desvitrificada. El corte delgado no aporta evidencias terminantes de que sea una lava, sin embargo es notorio que los fenocristales no estén fragmentados, la distribución de tamaños sea más uniforme, y la proporción de fenocristales sea más baja que en la Ignimbrita Toloma. Contiene fenocristales de plagioclasa ligeramente cribada, y biotita (gran parte de ella está resorbida, y muestra reacción con el magma). Probables piroxenos aparecen

---

\* En el capítulo “Estudio de las texturas de desequilibrio” se hace una descripción detallada de los tipos de resorción que muestra el cuarzo en varias de las unidades estudiadas.

† Ver nota al pie en Pág. 30.

completamente cloritizados. Como accesorios, apatita, circón y minerales opacos. El cuarzo es muy escaso, aparece en masas policristalinas (quizás esté recristalizado por alteración hidrotermal).

*Unidad en la localidad A-123.* Tal como se indicó en el capítulo “Estratigrafía”, esta unidad sedimentaria está integrada principalmente por clastos monomícticos de una roca volcánica. Por lo tanto sólo se estudiaron cortes delgados de los clastos.

La roca que forma los clastos es una ignimbrita con fragmentos juveniles porfíricos de base hialina, algo aplastados, sin burbujas a la vista, cuya matriz tiene una proporción de cristaloclastos mayor al 50 %. Los fenocristales en los fragmentos juveniles y los cristaloclastos en el resto de la roca son de plagioclasa, biotita, cuarzo, y piroxenos alterados. Apatita, opacos y circón aparecen como accesorios.

Las plagioclasas son en su mayor parte límpidas, pero también se ven algunos cristales completamente cribados, o cribados con borde límpido\*. La biotita aparece fresca, aunque algunos cristales pueden presentar un manto de reacción por deshidratación†. El cuarzo siempre está redondeado y engolfado. En muchos casos es poiquilítico. Los piroxenos son probablemente ortorrómbicos. Se encuentran completamente cloritizados. Se encuentran algunos fragmentos líticos de textura porfírica, y probables enclaves (gotas de magma) de textura porfírica y pasta hialofítica. El circón es llamativamente abundante.

### Ignimbrita Vilama

Esta unidad ya se ha descrito detalladamente en el apartado “Redefinición estratigráfica de la Ignimbrita Pululus” (Pág. 29).

### **7.1.2-Unidades posteriores a la Ignimbrita Vilama en el lapso 8,5-7,3 Ma**

En este apartado se describen las unidades posteriores a la Ignimbrita Vilama cuya edad posibilita su inclusión en la Etapa de Postcolapso de la caldera Vilama.

### Aglomerado lapillítico

Los fragmentos juveniles de esta unidad tienen textura porfírica, y mesostasis vítrea.

---

\* En el capítulo “Estudio de las texturas de desequilibrio” se hace una descripción detallada de los distintos tipos de cribado que afectan a las plagioclasas en muchas de las unidades estudiadas.

† En el capítulo “Estudio de las texturas de desequilibrio” se hace una descripción detallada de este tipo de reacción en las biotitas, presente en varias de las unidades estudiadas.

Su proporción de cristales es muy alta, y no muestran burbujas. Contienen fenocristales de plagioclasa límpida, biotita, cuarzo, y muy escaso piroxeno. Los cristales pequeños en la pasta son sólo de plagioclasa y biotita. Los accesorios son opacos y apatita.

### Dacita Pululus

Esta unidad está compuesta por rocas porfíricas con matriz felsítica absolutamente desprovista de vidrio. Contiene fenocristales no fragmentados de plagioclasa, cuarzo, biotita, y ortopiroxeno. Como accesorios se presentan óxidos de hierro y titanio, y circón.

Las plagioclasas tienen diversas texturas. La mayor parte de ellas son límpidas, mientras que las cribadas aparecen en menor proporción. El cribado es generalmente según cribas ameboidales o vermiformes, elongadas en el sentido del eje *c*; afecta a los cristales en forma parcial (en el centro o zonas particulares) hasta completa\*.

El cuarzo aparece fuertemente resorbido: está redondeado y a veces muestra profundos engolfamientos. La biotita está generalmente fresca, salvo escasos ejemplares con texturas de deshidratación. Los ortopiroxenos se muestran frescos; algunos cristales tienen cribas. Aparecen algunos glomérulos de plagioclasa y ortopiroxeno, cuyo tamaño de grano es mayor que el de los fenocristales.

Dentro de la roca también se hallan enclaves microgranulares de textura diktytaxítica (ver Pág. 83). En ellos se destaca una matriz de tablillas, dispuestas al azar, de plagioclasa y mafitos oxidados, en la que flotan algunos fenocristales de ortopiroxeno con bordes opacíticos, plagioclasas límpidas y cribadas, y cuarzo rodeado de una corona de reacción. Rodea a los enclaves una corona de reacción formada por cristales de las especies minerales presentes en la roca hospedante, sin matriz entre ellos.

Los cristales de cuarzo presentes dentro de los enclaves se interpretan como xenocristales de acuerdo al desequilibrio que muestran en su corona de reacción. Los ortopiroxenos de borde opacítico, y al menos las plagioclasas cribadas, podrían también ser cristales extraños al enclave. Habrían sido tomados por el magma fenoandesítico a partir del magma dacítico que lo hospeda.

Las rocas oscuras que aparecen al sur de la laguna Pululus por debajo de la Ignimbrita Vilama tienen características texturales y composición fenotípica similares a las

---

\* Los términos aquí aplicados se refieren a texturas cuya descripción se detalla en el capítulo “Estudio de las texturas de desequilibrio”.

de la Dacita Pululus (Fig. 17). Toda la roca aflorante en el sector muestra alteración, especialmente los fenocristales de biotita y los piroxenos. Asimismo se ven varios parches y reemplazos de carbonatos.

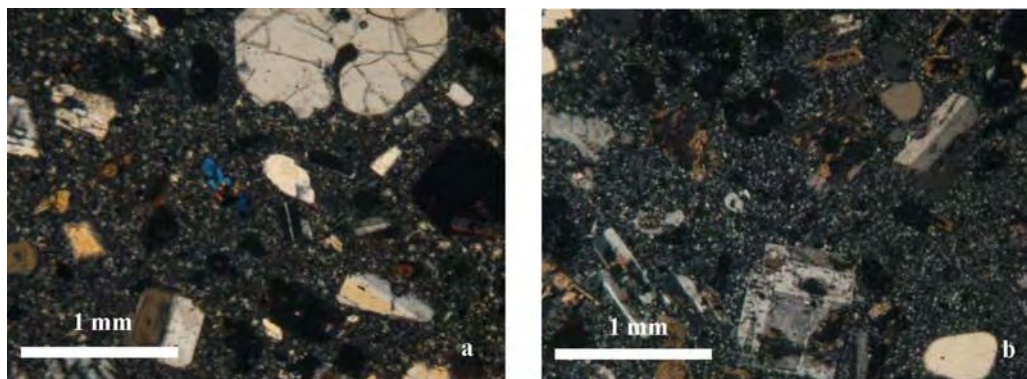


Fig. 17: Correlación petrográfica de la Dacita Pululus; obsérvese la similitud en textura y proporción de cristales (con analizador): a) en su área tipo, muestra H-03; b) en la costa sur de la laguna Pululus, muestra A-078.

#### Centro Volcánico Toloma

Las lavas de esta unidad tienen textura porfírica. La pasta es hialopilitica; en los flujos de lava basales está generalmente desvitrificada, pero en las lavas dómicas del tope del cerro el vidrio se mantiene incoloro. Tienen una alta proporción de cristales, aproximadamente 50 %.

Los fenocristales son de plagioclasa, biotita, cuarzo, ortopiroxeno y clinopiroxeno.

La plagioclasa es en general límpida, aunque a veces puede estar cribada en su centro o por zonas. Este cribado es casi siempre grueso, pero también puede ser del tipo fino. Dentro de algunas cribas se encuentran cristales redondeados de ortopiroxeno.

La biotita es casi siempre fresca, pero se la ve oxidada y/o con un fino borde con incrustaciones de magnetita; los mantos de reacción por deshidratación son poco frecuentes.

El cuarzo aparece redondeado y engolfado, y en algunos casos es poiquilítico, englobando plagioclasa, cuarzo y biotita. Hay dos tipos de ortopiroxeno: uno forma cristales de buen tamaño, amarillentos, oxidados y corroídos; el otro forma cristales de menor tamaño, incoloros y mayormente euhedrales. El clinopiroxeno es menos abundante; a veces muestra bordes redondeados por resorción, no muestra reacción con la pasta, y puede tener maclado polisintético. No se halló anfíbol (*cf.* Soler, 2005).

Los minerales accesorios son apatita, opacos, y circón. También se halló un cristal

de allanita, fuertemente resorbido y con un fino borde opacítico.

Estas rocas también contienen algunos glomérulos con proporciones variables de piroxenos, plagioclasa, biotita, y vidrio.

En el flanco SW del cerro aparece una ignimbrita, de composición fenotípica similar a las lavas. Su textura es claramente eutaxítica. Sus fragmentos juveniles contienen fenocristales completos de buen tamaño, y están completamente desvitrificados. En cambio, la matriz posee cristaloclastos muy pequeños, fuertemente triturados.

### Dacita Río Blanco

Las rocas de esta unidad tienen textura porfírica. La pasta es hialina, con muy escasos o muy pequeños microlitos. En el nivel topográfico más alto aparecen gran cantidad de vesículas. En el resto de los afloramientos está bastante desvitrificada.

Los fenocristales, casi todos ellos euhedrales y enteros, son de plagioclasa, cuarzo, biotita, y ortopiroxeno. Los minerales accesorios son apatita, minerales opacos, y circón.

Los cristales de plagioclasa son siempre límpidos, salvo alguna excepción en que pueden tener una zona o un anillo interno cribado. Sus formas son euhedrales a subhedrales, y nunca muestran bordes resorbidos.

El cuarzo es subhedral: si bien tiene engolfamientos y están algo redondeados, son frecuentes los bordes y las aristas. También son abundantes los cristales poiquilíticos.

La biotita aparece fresca, y nunca resorbida o deshidratada. Cuando la roca está alterada puede estar oxidada en sus bordes.

Por último, los ortopiroxenos son escasos, y casi siempre están completamente cloritizados.

No se han observado xenolitos, salvo los de tamaño macroscópico en afloramiento.

### Dacita Khastor

Se utiliza el término Dacita Khastor para identificar a las rocas que forman el cerro Khastor. En dicho lugar el tipo litológico principal está constituido por *Lavas grises*; en las localidades M-227 y G-011, dentro de ellas se han hallado *Lavas marrones*, entremezcladas en forma de filetes de flujo de hasta 1 m de espesor.

Si bien no se han podido visitar los cerros Alto Khastor, Morokho y *sin nombre*, y las rocas por debajo del centro Colorado, se considera que todos ellos estarían formados por rocas similares a la Dacita Khastor.

### *Lavas grises*

Las *Lavas grises* tienen textura porfírica, con pasta hialina incolora de escaso contenido de microlitos. Con ligera deformación, dicha pasta pasa a ser completamente desvitrificada. Es muy notoria la foliación de flujo, dada por alineación de cristales de biotita, vesículas estiradas, y colas de cristales triturados. Se observan fenocristales de plagioclasa, biotita y cuarzo, y ortopiroxeno muy escaso.

La plagioclasa es límpida en su mayor parte; esta característica es muy notoria frente a las plagioclasas que aparecen en otros centros volcánicos de la región estudiada. En forma escasa se hallan cristales con cribado grueso\*, y otros con textura *patchy* (parchiforme, o en tablero de ajedrez); ambos tipos pueden tener una zona externa de plagioclasa límpida zonada.

La biotita aparece fresca, y no muestra ningún tipo de reacción. Por el contrario, en las muestras que exhiben deformación siempre está muy oxidada. En estos casos los cristales muestran diversos tipos de deformación frágil, similares a los que se pueden observar en milonitas.

El cuarzo aparece en buena proporción, y muestra escasa resorción según contornos curvos y engolfamientos. Como accesorios aparecen circón, apatita y escasos opacos.

La deformación mencionada está dada por un proceso de estiramiento y rotura de los cristales. El caso más extremo se observa en D-005b, donde la textura llega a ser clásica por cizalla. En todo el corte se ve estiramiento y trituración de los cristales (Fig. 18). Cuando la cizalla no se observa a simple vista (en muestra de mano), bajo el microscopio se ven franjas de cristales fragmentados, con desarrollo de subgranos por recristalización. Algunas plagioclasas tienen sus maclas curvadas.

---

\* El término *cribado grueso* se aplica en este trabajo para referir a un tipo de cribado de las plagioclasas muy común en las rocas estudiadas, caracterizado por el desarrollo de cribas gruesas, vermiformes, a veces interconectadas y alargadas según el eje *c* del cristal. Generalmente afecta a la zona central del fenocristal, pero también puede alcanzar toda su extensión. Dentro de las cribas se encuentra vidrio de color marrón y/o incoloro, y a veces cristales de ortopiroxeno, biotita y/o minerales opacos; estos cristales tienen siempre formas redondeadas, y siguen el diseño de las cribas. En el capítulo 13 (Descripción de las texturas de desequilibrio) se hace una mejor descripción del mismo.

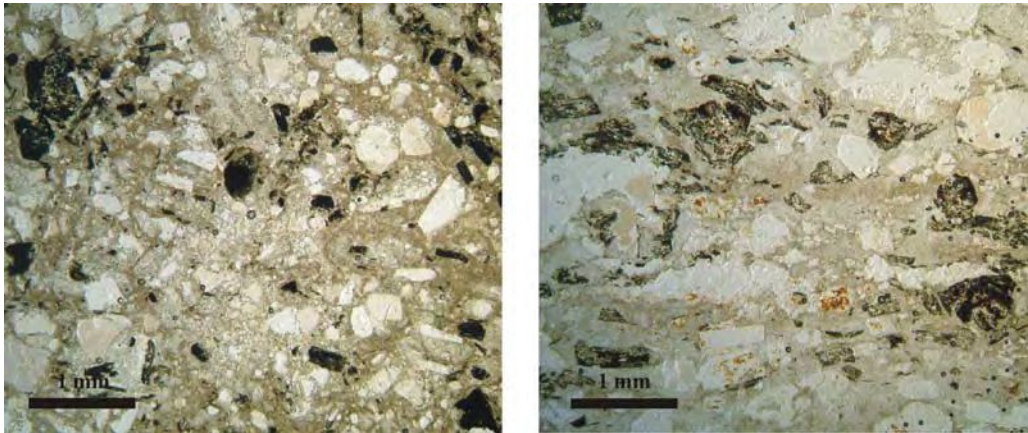


Fig. 18: Textura en las *Lavas grises* de la Dacita Khastor. A la izquierda, textura porfirica original (roca D-005a); a la derecha, textura deformada por estiramiento (roca D-005b).

#### *Lavas marrones*

Las *Lavas marrones* muestran al microscopio una matriz vítrea transparente de tonalidad parda, con infinidad de microlitos característicamente curvos, y microfenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno y opacos.

En la pasta flotan fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno, biotita, y cuarzo. La plagioclasa es generalmente límpida, pero también aparecen cristales con cribado grueso interno y con cribado fino\*. Los cristales son generalmente euhedrales, y en menor cantidad anhedrales por resorción parcial de sus contornos.

El ortopiroxeno tiene característicos bordes oxidados. La biotita aparece muy fresca. Por último, el cuarzo aparece resorbido, redondeado y con engolfamientos.

Es común la presencia de agregados de textura simplectítica, a veces foliados, de biotita + cuarzo + plagioclasa, o biotita con cristales vermiculares de óxidos en su interior; en algunos casos, aparecen cristales de hercinita y de circón. La forma de los cristales en estos agregados es más o menos redondeada.

Estas *Lavas marrones* son petrográficamente similares a la pómez de la parte más alta del Miembro Superior de la Ignimbrita Salle.

---

\* El término *cribado fino* se aplica en este trabajo para referir, en contraposición al cribado grueso, a un tipo de cribado de las plagioclasas poco común en las rocas estudiadas, caracterizado por la presencia de cribas muy pequeñas dispuestas en un estilo más uniforme dentro del fenocristal. Generalmente afecta a la zona externa del fenocristal, aunque también puede alcanzar toda su extensión; también puede presentarse a lo largo de un anillo interno. Corresponde a la clásica textura *sieve, dusty, fritted*, etc. En el capítulo 13 (Descripción de las texturas de desequilibrio) se hace una mejor descripción del mismo.



### Dacita Mesada Negra

Estas lavas tienen textura porfírica, con pasta de textura hialofítica a hialopilitica. Presentan fenocristales de plagioclasa y ortopiroxeno, y en forma esporádica, biotita, que siempre aparece en reacción de deshidratación. Los minerales accesorios son opacos, probablemente óxidos de Fe y Ti.

La mayor parte de las plagioclasas se encuentran completamente afectadas por cribado grueso, mientras que las límpidas son escasas. Dentro de las cribas se encuentra vidrio de color marrón e incoloro, y a veces ortopiroxeno, biotita y/o minerales opacos. En algunos casos el vidrio marrón de las cribas parece fluir hacia afuera del cristal, ya sea a través de pequeños tubos o cuando las cribas están en contacto con la pasta. Este vidrio muestra a veces texturas de mezcla con la pasta.

El ortopiroxeno es ligeramente pleocroico, de amarillento a verdoso. Incluye opacos y apatita. En general aparece cribado, según cribas gruesas dispuestas al azar, aparentemente sin seguir patrón composicional.

Son frecuentes los glomérulos compuestos por plagioclasa y ortopiroxeno límpidos, junto con algunos cristales opacos.

### Complejo Volcánico Salle

En el cerro Salle se distinguen tres conjuntos de lavas, ya descritas en el capítulo “Estratigrafía”: *inferiores*, *intermedias*, y *superiores*.

#### *Lavas inferiores*

Las lavas que integran esta unidad tienen textura porfírica, con pasta de textura hialofítica hasta hialopilitica. Esta pasta tiene una base de vidrio incoloro, con abundantes microlitos y tablillas (algo más escasas) de plagioclasa.

Los fenocristales son de plagioclasa, ortopiroxeno, biotita, y cuarzo. Excepcionalmente aparece anfíbol, siempre resorbido y rodeado por coronas. Las especies accesorias son apatita, circón y opacos (probablemente óxidos de Fe y Ti). Escasamente, cristales de hercinita, rodeados de un manto de cristales de plagioclasa (Fig. 19).

La mayor parte de las plagioclasas muestra algún tipo de cribado, generalmente grueso. En dichos cristales los bordes límpidos muestran en algunos casos zonación oscilatoria. Por su parte, los cristales límpidos generalmente muestran sineusis, contienen

inclusiones fluidas, y/o forman parte de glomérulos.

El ortopiroxeno muestra generalmente texturas de desequilibrio, como cribado y engolfamientos. Las cribas son gruesas y dispuestas al azar, aparentemente sin seguir patrón composicional.

La biotita aparece en dos poblaciones: una muy fresca, la otra inestable. Esta última tiene bordes resorbidos, con desarrollo de un manto de reacción por deshidratación de espesor variable (desde leve hasta completo).

El cuarzo es escaso, y siempre está fuertemente resorbido.

Son frecuentes los glomérulos compuestos por plagioclasa y ortopiroxeno, tanto límpidos como cribados, junto con algunos cristales opacos.

Las facies autobrechadas exhiben clastos irregulares de lava con bordes sinuosos bien marcados, con pasta de color gris. La matriz que los rodea es similar, salvo que de color pardo a causa de estar oxidada.

Las facies de flujos de bloques y ceniza exhiben textura clástica. Rodea a los clastos una matriz con cristales rotos, sin base vítrea. Las biotitas y la pasta presentan, en comparación con los clastos, una mayor alteración. También hay mayor concentración de cristales, y las biotitas están desfleadas. Algunos clastos se ven ligeramente deformados.

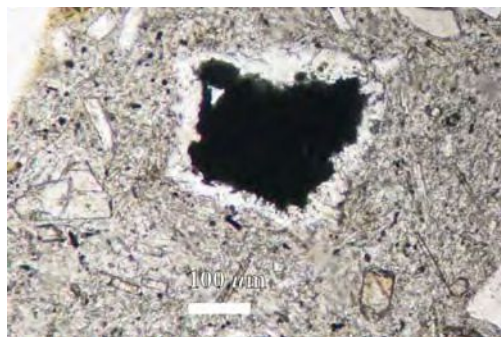


Fig. 19: Hercinita (probablemente varios cristales) rodeada por un manto de reacción de plagioclasa. Roca E-021, Complejo Volcánico Salle.

### *Lavas intermedias*

Las rocas de esta unidad tienen textura porfírica, con pasta de textura hialofítica. Dicha pasta es muy distinta a la de las típicas rocas oscuras del conjunto estudiado: aquí es de aspecto terroso, con vidrio de color pardo, mayor proporción de tablillas de plagioclasa, y menor de microlitos (o acaso no se distinguen). La porosidad puede ser bastante alta; son

comunes las texturas de cavitación, entre ellas las fracturas extensionales (Fig. 20).

Los fenocristales son de plagioclasa, biotita, cuarzo, ortopiroxeno, y anfíbol. Las especies accesorias son apatita y óxidos de Fe y Ti.

Los fenocristales de plagioclasa pueden ser límpidos, o estar afectados por cribado grueso o cribado fino, los tres tipos aproximadamente en la misma proporción.

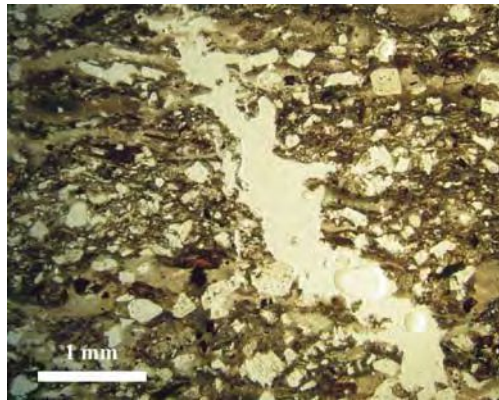


Fig. 20: Vista de una fractura extensional microscópica. Roca A-126, *Lavas intermedias* del Complejo Volcánico Salle.

La biotita siempre aparece muy oxidada, con fuerte color rojizo, especialmente en los bordes. Además, en la mayoría de los casos muestra cribado y/o desarrollo de mantos por deshidratación.

El cuarzo es algo más abundante que en el resto del complejo. Siempre está muy resorbido, fuertemente redondeado y con profundos engolfamientos. Puede mostrar textura ocelar, y a veces fusión parcial.

El ortopiroxeno también aparece muy oxidado. Es posible que haya dos poblaciones de esta especie, pues un tipo está mucho más oxidado que el otro. El más oxidado es similar al que aparece dentro de los enclaves (ver más abajo).

Son comunes los microenclaves, todos ellos evidentemente en estado plástico mientras estaban en contacto con el magma hospedante.

También se hallan glomérulos de cristales equigranulares de grano grueso, compuestos por plagioclasa límpida, ortopiroxenos (probablemente también algunos clinopiroxenos), minerales opacos, escaso vidrio intersticial, y apatita y circón accesorios. Es posible que el vidrio sea un fundido a partir de las plagioclasas.

En esta unidad, al contrario del resto de las unidades estudiadas, puede aparecer

anfíbol. En la localidad G-002 aparece anfíbol fresco (de color pardo) (Fig. 21, izquierda), junto con escaso clinopiroxeno. En otras localidades el anfíbol es muy escaso y aparece siempre fuertemente resorbido, parcialmente reemplazado por un agregado microcristalino de óxidos de Fe y Ti y quizás plagioclasa y ortopiroxeno (Fig. 21, derecha). Dada la escasez e inestabilidad del anfíbol y el clinopiroxeno, se interpreta que ambas especies fueron aportadas por mezcla mecánica de magmas.

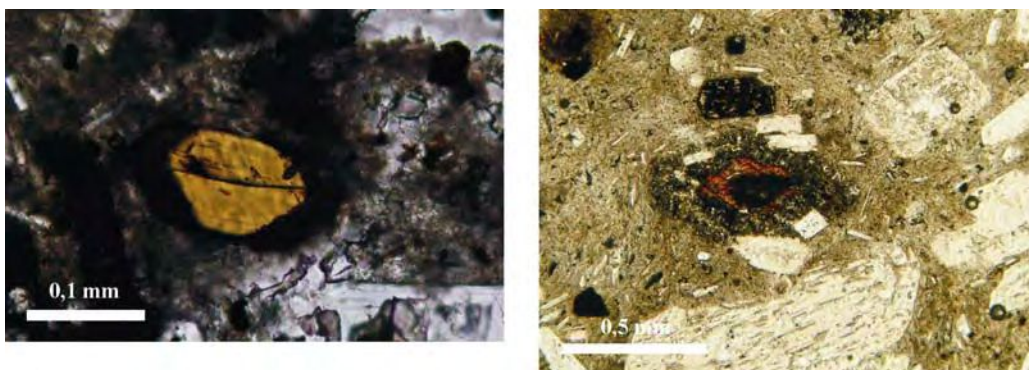


Fig. 21: Ejemplares de anfíbol en las *Lavas intermedias* del Complejo Volcánico Salle. A la izquierda, anfíbol fresco (roca G-002); a la derecha, anfíbol inestable, en proceso de deshidratación (roca A-148).

*Enclaves.* Los enclaves en las *Lavas intermedias* tienen textura diktytaxítica, dada por una matriz de cristales aciculares de plagioclasa y mafitos pardos (piroxenos y/o anfíboles), con cristales pequeños opacos y burbujas intersticiales. Dentro de esta matriz flotan fenocristales de ortopiroxeno, muy oxidado a lo largo de sus bordes, y en menor medida plagioclasa límpida o cribada.

Los enclaves que se hallan en la localidad F-033 son algo distintos a los que se hallan en el resto de la unidad; están formados por una trama de pequeños cristales aciculares entrecruzados de plagioclasa y anfíbol, dispuestos al azar, con vidrio, plagioclasa, y pequeños cristales opacos intersticiales. El anfíbol es rojizo, mientras que las plagioclasas son siempre límpidas. El vidrio intersticial es incoloro, y contiene buena cantidad de pequeñas vesículas. La plagioclasa intersticial junto al vidrio incluye cristales aciculares de anfíbol. Dentro de esta masa fundamental flotan escasos fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno, biotita y cuarzo. Los cristales de plagioclasa tienen una típica textura de cribado fino, mostrando de núcleo a borde una zona límpida, una zona de textura *sieve*, y una delgada zona externa límpida (con algunas inclusiones de anfíbol acicular). El ortopiroxeno

siempre está bastante oxidado en su borde, y muestra un poco de resorción. La biotita siempre tiene bordes resorbidos, pero no muestra coronas de deshidratación. Por último, el cuarzo está fuertemente resorbido, rodeado de una corona de reacción de clinopiroxeno a veces junto con fundido. Se observan algunas vesículas amorfas, parcialmente rellenas con vidrio colofome depositado sobre sus paredes. El tamaño de grano en el borde de los enclaves no se diferencia del de su interior; esto es, no muestran borde enfriado. Por el contrario, el borde muchas veces es sinuoso, indicando plasticidad similar a la lava hospedante. En los alrededores del contacto entre ambas litologías aparecen algunos cristales aciculares similares a los del enclave, hecho que sugiere erosión de sus bordes. La lava que contiene a estos enclaves contiene fenocristales de plagioclasa, sanidina, cuarzo y ortopiroxeno. La masa fundamental es vítrea, y contiene infinidad de tablillas de plagioclasa.

La textura descrita en estos enclaves es una típica textura diktytaxítica (Fuller, 1931). Ésta describe enclaves que sufrieron un enfriamiento brusco, tal como el de un magma cuando se intruye dentro de otro más ácido. Las formas aciculares, el vidrio intersticial, y la presencia de vesículas son típicas. También pueden hallarse texturas de reacción en cristales tomados del magma hospedante. En los casos descritos todos los fenocristales que se encuentran dentro del enclave muestran algún tipo de reacción con su hospedante, por lo tanto se consideran que han sido tomados del magma externo. De éstos, la plagioclasa es uno de los más ilustrativos al respecto, pues muestra una zona externa de plagioclasa límpida rodeando a un sector con cribado fino. Esto demuestra la resorción del cristal de plagioclasa frente al aumento de la temperatura junto a la cristalización de nueva plagioclasa en condiciones de equilibrio. La inclusión de anfíboles aciculares en este borde (que probablemente sea más cálcico) confirma su crecimiento dentro del enclave.

#### *Lavas superiores*

Las rocas de esta unidad son bastante similares a las *Lavas inferiores*. Tienen textura porfírica, con matriz vítrea hialofítica incolora, con abundantes microlitos de plagioclasa.

Los fenocristales son de plagioclasa, biotita, ortopiroxeno, y cuarzo. El anfíbol, escasísimo, aparece en cristales resorbidos y con reacción. En una muestra de mano se observó granate, pero se desconoce si su naturaleza es magmática o xenocristalina. Los minerales accesorios son opacos y apatita.

Las plagioclasas límpidas y cribadas abundan en aproximadamente la misma proporción. El cribado es generalmente grueso.

La biotita es generalmente estable, pero también puede haber algunos cristales con mantos de resorción por deshidratación. El ortopiroxeno muestra comúnmente resorción, ya sea por cribas o engolfamientos poco profundos. Incluye minerales opacos. Por último, el cuarzo aparece muy resorbido, sólo como restos de fenocristales.

Contiene en forma escasa glomérulos de plagioclasa límpida y ortopiroxeno, a veces con vidrio intersticial.

También pueden aparecer grupos de pequeños cristales columnares de clinopiroxeno y ortopiroxeno, de diseño radial, flotando en vidrio marrón. Éstos son restos de cuarzos con textura ocelar, luego de la resorción completa del cuarzo.

Aparece escaso material xenolítico: a) agregados de hercinita + plagioclasa, rodeada de un manto de reacción de plagioclasa límpida; b) rocas de plagioclasa límpida + biotita, la segunda fresca, de contornos redondeados.

#### *Rocas en el área de alteración*

En el área de alteración se diferencian un grupo de rocas oscuras algo alteradas, inmediatamente por encima de las rocas fuertemente alteradas. Tal como se mencionó en el capítulo “Estratigrafía”, su posición estratigráfica es dudosa. A simple vista su aspecto es distinto al de las demás rocas del cerro Salle. Sin embargo, bajo el microscopio no se observan diferencias notables, dejando de lado la alteración hidrotermal (principalmente desvitrificación de la pasta, oxidación de las biotitas, y cloritización de los piroxenos). Además de esta diferencia principal, contienen una proporción un poco mayor de cuarzo, y están desprovistos de xenolitos con hercinita.

#### *Domo riolítico*

Las rocas que forman esta unidad tienen textura porfírica. La pasta es hialina hasta hialopilítica, casi desprovista de microlitos; hacia sus márgenes comienza a desvitrificarse. Contiene fenocristales de plagioclasa, biotita, cuarzo, y sanidina. Como accesorios opacos, circón y apatita.

La mayor parte de las plagioclasas son límpidas, a diferencia de las rocas del cerro Salle. Los cristales cribados pueden ser de tipo fino o grueso; aquéllos con cribado fino muestran casi todos un manto de plagioclasa límpida. También aparecen restos de cristales resorbidos.

La biotita siempre está fresca, y nunca exhibe mantos de reacción por

deshidratación. Esto también diferencia a estas rocas con las del cerro Salle.

El cuarzo se destaca por ser euhedral y no mostrar engolfamientos. Por último, la sanidina es abundante, y aparece en cristales bien desarrollados y de buen tamaño (Fig. 22).

Se han observado algunos cristales de cordierita y monacita.

Se observan algunos glomérulos (probablemente sean xenolitos) de cuarzo + plagioclasa + biotita, y cristales poiquilíticos de cuarzo y sanidina.

Algunos cristales de plagioclasa incluyen gran cantidad de cristales pequeños redondeados de biotita y, en menor proporción, de opacos verdosos (¿hercinita?), que recuerdan a las plagioclasas que se encuentran en los xenolitos de la Dacita Río Blanco. Esto sugiere que gran parte de los cristales de plagioclasa y biotita podrían ser xenocristalinos, o bien que muchos fenocristales de plagioclasa crecieron sobre centros xenocristalinos.

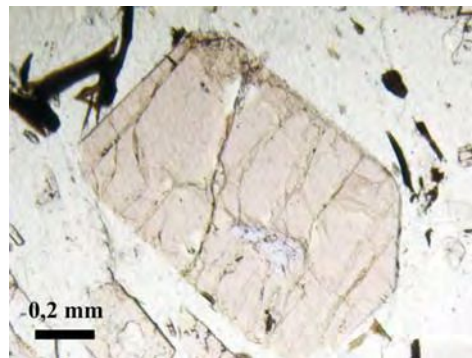


Fig. 22: Fenocristal de sanidina en el *Domo ríolítico*.

### Ignimbrita Salle

#### Miembro Inferior

Al microscopio la textura es (al igual que en muestras de mano) eutaxítica cuando la roca es soldada (que es el caso más común), o cristaloclástica cuando poco soldada. La pómez es fácilmente diferenciable, tanto por su diseño aplastado como por su porfirismo y su base hialina. El contenido de cristales varía entre 24 y 31 %. El vidrio de esta base está fresco, y sólo ocasionalmente presenta desvitrificación según esferulitas. Tiene textura fluidal, con variada proporción de vesículas muy estiradas, a punto tal de parecer filetes de flujo. Los fenocristales son de plagioclasa, biotita, ortopiroxeno y minerales opacos.

Abundan los microlitos, probablemente de plagioclasa.

También se hallan algunas *fiamme* rojas, formadas por una base de color pardo

oscuro (por abundancia de óxidos) en la que flotan cristales muy pequeños y de tamaño regular, fuertemente triturados. Estas *fiamme* son similares a las *fiamme* rojas que se observan en la Ignimbrita Vilama, si bien en este caso son de menor tamaño.

Los cristaloclastos observados en el resto de la roca, salvo excepciones, son similares a los que se encuentran en la pómez. En la matriz abundan en una proporción de entre 40 y 45 % aproximadamente. En el 85 % de los cortes delgados estudiados apareció cuarzo en pequeñas cantidades, pero nunca dentro de la pómez, por lo tanto se considera que ha sido tomado del sustrato por los flujos piroclásticos, a lo largo de su recorrido (cuando la ignimbrita está apoyada sobre la Colada Portillo el contenido de cuarzo es mayor; esto podría indicar el origen del cuarzo). Los cristales de cuarzo son siempre de mayor tamaño que las otras especies (salvo los fragmentos). Incluyen sólo agujas de apatita.

Como accesorios se encuentran opacos, apatita y circón.

La plagioclasa es generalmente zonada, y maclada según leyes de Carlsbad y Albita. La zonación es normal y oscilatoria. Los fenocristales y cristaloclastos muestran cribado en aproximadamente 2/3 de los casos. El cribado es generalmente grueso.

La biotita siempre es fresca. Las biotitas curvadas son escasas, y se restringen a la matriz de la roca; serían por lo tanto consecuencia del mecanismo eruptivo. La mayoría de los cristales se encuentra en buen estado, sin fracturas ni quiebres. Incluye cristales de plagioclasa, circón y opacos. Algunas plagioclasas incluidas son completamente límpidas, otras están cribadas.

El piroxeno es rómbico. No tiene pleocroísmo; su birrefringencia es muy baja. Sus secciones basales tienen ocho lados; no son cuadradas sino rectangulares. Son los cristales más euhedrales de la roca. Incluye plagioclasa, biotita, circón y opacos. Puede estar cribado y resorbido.

Son comunes los enclaves de un magma con textura porfírica (con fenocristales de plagioclasa, biotita y ortopiroxeno) y pasta hialofítica orientada (microlitos y tablillas de plagioclasa en vidrio). La mesostasis en estos enclaves es distinta de aquella en la pómez de la unidad que se describe, pero muy similar a la de las lavas del cerro Salle.

Los fragmentos líticos observados son escasos. Se trata de rocas porfíricas alteradas, y fragmentos de rocas sedimentarias del tipo del basamento ordovícico. Sin embargo, algunas de éstas últimas están recristalizadas, razón por la cual sería mejor clasificarlos como xenolitos traídos por el magma.

También se observan xenolitos foliados de plagioclasa y biotita, con proporción



variable de opacos y hercinita. A veces se ven xenolitos similares pero de biotita y cuarzo, o de fibrolita y hercinita. La presencia ocasional de vidrio indica que han sido parcialmente fundidos; es factible clasificarlos como buchitas.

### Miembro Superior

La textura de estas rocas es menos soldada que en el Miembro Inferior, asimismo la textura eutaxítica no está muy desarrollada. Los fragmentos de pómez en general se destacan dentro de la matriz.

En esta unidad comienza a aparecer cuarzo dentro de los fragmentos pumíceos, y a abundar en la matriz de la roca. Su contenido aumenta a medida que se sube en el perfil estratigráfico.

Las características principales de la roca y de las especies minerales son similares a las de las ignimbritas del Miembro Inferior.

Se ha hallado un cristal de anfíbol en el corte A-102, correspondiente a un fragmento de pómez. Se encuentra parcialmente resorbido por el magma, y a lo largo de su borde muestra un delgado borde de reacción.

Los xenolitos foliados de plagioclasa y biotita son frecuentes. También aparecen agregados de biotita asociada a cristales redondeados de opacos, con vidrio, similares a los que aparecen en las *Lavas marrones* de la Dacita Khastor.

En las ignimbritas de la parte más alta del perfil la pómez más abundante es petrográficamente similar a las *Lavas marrones* que se entremezclan en la Dacita Khastor, sobre todo por sus característicos cristalitas (¿de plagioclasa?) de diseño curvo, a veces formando un manojo (ver Fig. 103 en Pág. 234).

Al microscopio estas rocas muestran textura piroclástica (en algunos sectores soldados puede ser eutaxítica). La pómez tiene textura porfírica, con buena cantidad de cristales y pasta de textura hialofítica orientada por aplastamiento, con base vítrea y abundancia de cristalitas. Los fenocristales y cristaloclastos son de plagioclasa, biotita, cuarzo y ortopiroxeno. Como accesorios, opacos, apatita y circón. También aparecen “*fiamme rojas*”.

Las plagioclasas son generalmente cribadas. Pueden estar completamente cribadas o sólo en su centro. Es notorio el extremo desmembramiento de los cristales mayores a causa del cribado.

La biotita está fresca, pero tiene un característico tono rojizo. Los mantos de

reacción por deshidratación son escasos.

Aparecen algunos glomérulos de plagioclasa y ortopiroxeno, ambos similares a los mismos minerales en el resto de la roca.

Se han hallado microenclaves, con fenocristales de plagioclasa de centro cribado y borde límpido y de ortopiroxeno con borde opacítico, con pasta desvitrificada de textura hialofítica, con tablillas de plagioclasa límpida y pequeños cristales de ortopiroxeno y biotita.

Son comunes los xenolitos. Muchos de ellos son agregados aparentemente recristalizados sobre los que crecen plagioclasa, biotita, opacos ( $\pm$  ortopiroxeno y cuarzo). También se hallan los xenolitos de plagioclasa y biotita ya descritos en el apartado anterior.

### *Ignimbritas rojas*

Se ha estudiado la roca de la localidad A-024. Se trata de una ignimbrita de grano fino, de color rojo claro. Al microscopio se observa una textura esencialmente cristaloclástica, si bien también es eutaxítica dada la presencia de escasos *flamme* totalmente desvitrificados. La proporción de cristales es alta, aproximadamente 50 %. Está compuesta por cristaloclastos de cuarzo, plagioclasa, biotita, piroxenos y anfíbol, rodeados por una matriz que se interpreta piroclástica a pesar de que se halla completamente desvitrificada. El cuarzo aparece poco resorbido, con aristas redondeadas y a veces con engolfamientos. La plagioclasa es siempre límpida. La biotita aparece en dos poblaciones: la más abundante es fresca, y generalmente muestra pliegues y crenulaciones debidas a impacto o presión dirigida; la otra es muy rojiza, por oxidación. Los piroxenos, todos ellos probablemente rómbicos, aparecen completamente alterados. El anfíbol es verde, y se encuentra afectado en sus bordes por resorción. Como accesorios se han observado circón y allanita.

En esta roca son muy abundantes los fragmentos líticos de rocas del basamento ordovícico, y algunos de rocas volcánicas.

### **7.1.3-Unidades no asociadas a la caldera Vilama**

En este apartado se exponen las descripciones de aquellas unidades estratigráficas no asociadas a la caldera Vilama, realizadas ya sea porque en un principio se consideraban asociadas a la Etapa de Postcolapso de la caldera Vilama, o bien porque se aprovechó la ocasión para presentar nuevos datos al conocimiento geológico de la región.

### *Dacitas pre-Ignimbrita Vilama*

Las lavas de la unidad más abundante (F-036) tienen textura porfírica, con fenocristales (aprox. 30 %) de plagioclasa, ortopiroxeno, y biotita. Las plagioclasas son en su mayor parte límpidas; cuando cribadas, es en forma interna o por zonas. El ortopiroxeno aparece en dos poblaciones: en la más abundante es incoloro y euhedral; en la otra es ligeramente pardo, tiene bordes opacíticos, y está resorbido interna y externamente. La biotita aparece fresca y resorbida.

La pasta tiene textura hialopilitica fluidal, y está formada por vidrio incoloro en el que flotan microlitos de plagioclasa límpida y pequeños cristales de ortopiroxeno. El vidrio se encuentra entremezclado por sectores con hilachas o flecos de vidrio pardo, similar al que se encuentra dentro de las cribas en las plagioclasas. En algunas zonas del corte aparecen esferulitas. Se observan algunos glomérulos de ortopiroxeno, plagioclasa, y biotita, sin vidrio interno. Como accesorios, minerales opacos.

Es muy común que la roca tenga brechamiento por sectores.

Las lavas oscuras de la otra unidad (F-038) tienen textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno, biotita y cuarzo, y base de textura hialofítica. Las plagioclasas son cribadas y límpidas. El cribado puede ser fino o grueso, e interno, a lo largo de un anillo externo, o por zonas. El ortopiroxeno muestra generalmente algunas cribas gruesas. La biotita puede ser fresca, o inestable, rodeada de mantos de reacción por deshidratación. El cuarzo es muy escaso, siempre en forma de restos de cristales fuertemente resorbidos.

La pasta está formada por un tramado de tablillas y microlitos de plagioclasa y pequeños cristales opacos, flotando en vidrio incoloro. Como accesorios sólo se observan minerales opacos. Pueden aparecer glomérulos de ortopiroxeno y plagioclasa, con vidrio intersticial de color marrón.

Por último, estas rocas contienen algunos xenolitos de plagioclasa, sillimanita y hercinita, rodeados de un manto de reacción de plagioclasa.

### *Volcanitas pre-Ignimbrita Vilama del cerro Pululus*

#### *Ignimbritas grises*

Esta roca tiene textura eutaxítica. Se advierten *fiamme* vítreas, algo vesiculadas, con algunos fenocristales de plagioclasa, biotita, y apatita. La matriz es netamente piroclástica, con alta proporción (aprox. 40-45 %) de cristaloclastos de plagioclasa, biotita, y cuarzo. Las

plagioclasas son límpidas, con zonación y/o maclas; las cribadas son escasas, y sólo en el centro de los cristales. La biotita es marrón, ligeramente manchada por óxidos a lo largo de los planos de clivaje, se encuentra muy desflecada y presenta quiebres y *kink-bands*. Los minerales accesorios son apatita, opacos, y circón; de ellos se destaca la apatita, que aparece en cristales grandes, con bordes oscuros y un *parting* abundante y muy marcado que la hace característica.

En esta ignimbrita son también muy característicos los fragmentos líticos, casi todos ellos de una roca volcánica de textura porfírica y pasta felsítica. Sus fenocristales son de plagioclasa, biotita, cuarzo, y apatita (similar a la descrita en el párrafo anterior). En escasa proporción aparecen fragmentos líticos sedimentarios, similares a las rocas del basamento ordovícico.

La ignimbrita identificada en el área de alteración tiene *flamme* de pequeño tamaño, siempre cloritizadas, y fenocristales de plagioclasa (alterada), biotita y cuarzo. La biotita, los fragmentos líticos, y los cristales de apatita, permiten correlacionarla con la ignimbrita gris que aflora en la estructura cómica del cerro Pululus.

#### *Depósito de flujos de bloques y ceniza*

En el depósito de flujos de bloques y ceniza identificado junto a las *Ignimbritas grises* los clastos tienen textura porfírica, con pasta totalmente alterada. Sus fenocristales son de cuarzo, biotita (fresca) y ortopiroxenos cloritizados. También existen glomérulos de cuarzo + biotita + apatita. Los accesorios son opacos, apatita y circón.

#### *Lavas andesíticas*

El probable dique andesítico que intruye a las *Ignimbritas grises* está formado por una lava de grano fino, de textura porfírica con pasta intersertal a traquílica (por orientación de las tablillas de plagioclasa). Los fenocristales presentes son de ortopiroxeno y olivina; ésta tiene un borde de iddingsita. Contiene algunos xenocristales de cuarzo, con subgranos, extinción ondulosa y bordes suturados.

#### Ignimbrita Cerro Panizos

Las ignimbritas ubicadas al NE del cerro Salle (y que se correlacionan con la Ignimbrita Cerro Panizos) tienen dos tipos de pómez, una rosada, la otra verde claro, ambas con textura porfírica, mesostasis vítrea, y fenocristales de plagioclasa, biotita, cuarzo y

ortopiroxeno.

En la pómez rosada la plagioclasa es límpida, sin cribado. La biotita está fresca, sin cribado ni reacción alguna, si bien aparece muchas veces desferrizada. El cuarzo muestra contornos resorbidos. Por último, el ortopiroxeno es muy escaso. En la localidad D-017 se hallaron facies que contienen sanidina.

Por su parte, la pómez verde tiene mayor cantidad de biotita, en cristales pequeños alineados en el sentido del flujo.

Como accesorios se hallan opacos y apatita.

Son comunes los xenolitos. Están compuestos por plagioclasa y biotita, opacos y hercinita; también puede aparecer escaso vidrio intersticial, siendo de esta manera buchitas.

La diferencia observada en la pómez quizás señale la coexistencia de dos magmas ligeramente distintos.

### Ignimbrita Bonanza

Las ignimbritas que integran esta unidad tienen una textura eutaxítica muy característica, con fragmentos pumíceos aplastados e incoloros, que cuando desvitrificados tienen textura axiolítica y color pardo. Internamente son porfíricos y de base vítrea.

El resto de la roca está formado por una matriz vitroclástica compuesta por ceniza, trizas aplastadas, y fragmentos muy pequeños de pómez. En ella se identifican cristaloclastos de plagioclasa, biotita, cuarzo, anfíbol, sanidina y ortopiroxeno. El contenido de cristales ronda el 35 %; esta proporción se mantiene en general a todo lo largo de su extensión.

La plagioclasa aparece en cristales uniformes o zonados. Es común la zonación concéntrica normal, y en varios casos también se observa zonación inversa en forma de zonas externas límpidas (sobrecrecimientos). Internamente, a veces, aparecen posibles restos de antiguos cristales de plagioclasa resorbidos o esqueléticos. Es muy notoria la ausencia de cribado fino y la escasez de cribado grueso, hecho que las diferencia notablemente de las plagioclasas de la mayoría de las rocas lávicas estudiadas en este trabajo.

La biotita es fresca, sin mostrar ningún tipo de resorción o la oxidación típica por descompresión del magma. En las facies soldadas, sus cristales tienen desarrollado un delgado halo de cristales opacos, pero que no alcanza a ser un borde opacítico; probablemente esto sea un fenómeno postdeposicional, atribuible a alteración por fase vapor.

El anfíbol exhibe pleocroismo que varía de color verde intenso (paralelo al

polarizador) a pardo amarillento, netamente diferente a los tonos marrones del anfíbol presente en la Ignimbrita Vilama. Además sus cristales no muestran signos de resorción o inestabilidad. Pero al igual que en la biotita, tienen desarrollado un halo con cristales opacos.

El ortopiroxeno aparece en escasas cantidades. Es fresco y completamente incoloro.

Como accesorios se encuentran opacos, apatita y circón. En forma escasa se observa allanita, sin embargo su presencia en esta unidad es característica: más del 90 % de los cortes observados contiene al menos un cristal de este mineral.

Los fragmentos líticos corresponden a rocas volcánicas de textura porfírica, y a sedimentitas ordovícicas; ambos tipos no muestran reacción con el magma. No se han hallado xenolitos de rocas metamórficas como en la Ignimbrita Vilama y las lavas posteriores a ella.

#### Centro Volcánico Bayo

Las lavas de este volcán tienen textura porfírica, con pasta de textura hialofítica. Presentan fenocristales de plagioclasa, piroxenos, biotita, y cuarzo, mientras que en la pasta se distinguen microlitos y microfenocristales de plagioclasa y piroxenos. Los minerales accesorios presentes son apatita y opacos, éstos últimos probablemente óxidos de Fe y Ti.

Las plagioclasas están en su mayor parte cribadas, y sólo una muy baja proporción son límpidas. El cribado puede ser tanto grueso como fino (Fig. 23).

El ortopiroxeno es el mafito más abundante. Es común que se presente cribado, con cribas gruesas dispuestas al azar. También puede mostrar pleocroísmo. El clinopiroxeno en cambio es minoritario; tiene mayor birrefringencia que el ortopiroxeno, y es común que sus cristales sean columnares.

La biotita es muy escasa, y siempre aparece inestable, tanto con un fino borde de opacos, o con cribas y crecimientos isomorfos de plagioclasa + ortopiroxeno + opacos. En casos extremos solo se distingue el grupo de cristales producto de la reacción, ya sin biotita.

El cuarzo es muy escaso, y siempre se lo observa redondeado y con engolfamientos por disolución.

Son comunes los glomérulos, ya sea de plagioclasa, o de plagioclasa + piroxenos ± opacos ± vidrio. En estos glomérulos predomina el ortopiroxeno, y la mayor parte de las plagioclasas son límpidas.

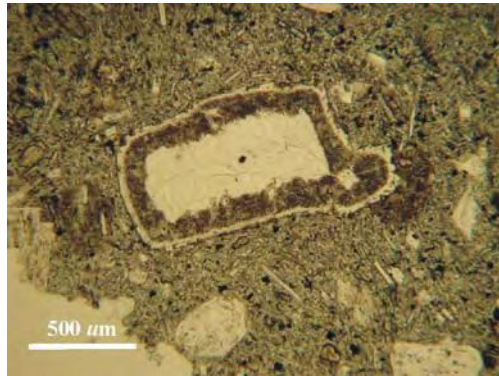


Fig. 23: Cribado fino en un fenocristal de plagioclasa del Centro Volcánico Bayo, roca Y-50.

#### Complejo Volcánico Loromayu

*Cerros Negro y Dulce Nombre.* El cuerpo principal de estos centros volcánicos está formado por lavas masivas a vesiculares de textura porfírica, con pasta hialofítica a hialopilitica. Contienen fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno, y biotita. Como accesorios aparecen óxidos de hierro y de titanio, y apatita. En la pasta flotan microlitos y tablillas de plagioclasa, y microfenocristales de ortopiroxeno.

Las plagioclasas están en su mayor parte cribadas, y sólo unos pocos cristales son límpidos. La mayor parte de los cristales cribados es del tipo grueso, similar al que se observa en otras rocas de la región. Dentro de las cribas es muy común la presencia de ortopiroxeno y vidrio de color marrón o incoloro. También se observan algunos cristales con huecos elongados muy regulares, textura que sugiere que se trata de cristales esqueléticos.

El ortopiroxeno es algo pleocroico. Generalmente incluye opacos, y se ve afectado por cribado y resorción de sus bordes.

La biotita es muy escasa, y siempre inestable, ya sea con un borde opacítico o bien con un manto de reacción por deshidratación.

Se observan algunos glomérulos de plagioclasa + ortopiroxeno + opacos ± clinopiroxeno ± vidrio. También, masas de plagioclasa + ortopiroxeno + vidrio + opacos ± apatita ± ¿corindón?, con una textura de cristales generalmente redondeados, de diverso tamaño, con los opacos diseminados, a veces concentrados en la región central. Esta textura sugiere que se trata de xenolitos recristalizados, o bien remanentes de la reacción entre el xenolito original y el magma.

Hacia la parte más alta del cerro Dulce Nombre se hallan rocas cuyo vidrio es más incoloro que en las anteriores, y con mayor proporción de cuarzo (siempre resorbido) y

biotita. La mayor parte de los cristales de plagioclasa están generalmente afectados por cribado grueso, mientras que el resto son límpidos. En el mismo corte se ven filetes con vidrio de distinto color, hecho que sugiere mezcla de magmas.

Las rocas que se atribuyen al Centro Volcánico Loromayu que afloran por debajo del cerro Puntas Negras son algo distintas a las descritas previamente. En la localidad D-003 tiene textura porfirica con pasta intersertal a hialofítica. Sus fenocristales son de plagioclasa, ortopiroxeno, biotita, olivina, y cuarzo. Como accesorios se observan minerales opacos (de formas cúbicas) y apatita.

La plagioclasa casi siempre tiene cribado, en su mayor parte fino y con un delgado borde límpido; en forma escasa aparece cribado grueso.

El ortopiroxeno aparece a veces resorbido. La biotita siempre aparece inestable, resorbida, con bordes opacíticos o mantos de reacción por deshidratación. La olivina puede aparecer fresca, presentar una corona muy delgada de piroxenos, o bien una corona de reacción de plagioclasa límpida + ortopiroxeno. El cuarzo aparece fuertemente resorbido.

Son comunes los glomérulos de ortopiroxeno + plagioclasa. También se hallaron restos de cuarzo con textura ocelar, a veces completamente disueltos, y xenocristales de biotita muy rojizos y cribados, rodeados por un manto de reacción de plagioclasa.

En la pasta flotan tablillas de plagioclasa, ortopiroxenos, y minerales opacos.

En esta roca son muy frecuentes los enclaves microgranulares. Ellos son rojizos, de textura diktytaxítica, compuestos por un tramado de cristales aciculares de plagioclasa límpida (tamaño en dos poblaciones) y anfíbol rojizo, con vidrio incoloro (en algunos enclaves pequeños puede ser marrón), pequeños cristales opacos, y vesículas intersticiales. Dentro de esta matriz flotan fenocristales de plagioclasa (con una zona de cribado fino rodeada de un delgado borde límpido, sin superficie neta de separación entre ambos sectores), cuarzo (fuertemente resorbido; con textura ocelar, rodeado de piroxenos), olivinas (ligeramente oxidadas en los bordes) y ortopiroxeno (de forma elongada; sin reacción visible). Los cristales aciculares de plagioclasa son de mayor tamaño que aquellos de la pasta en la roca.

Los fenocristales que se hallan dentro de los enclaves, y al menos algunas tablillas de plagioclasa, son similares a los que se encuentran en el resto de la roca. Esto sugiere un intercambio de cristales entre enclave y hospedante a través de mezcla mecánica de los magmas. Los fenocristales de los enclaves que tienen texturas de reacción (plagioclasa y cuarzo) habrían sido tomados del hospedante, donde eran estables.



El contacto del enclave con la lava hospedante es neto y sinuoso, y no muestra borde enfriado. Se observan algunas indentaciones entre ambos magmas. Estas observaciones indican plasticidad del enclave, y por lo tanto poco contraste térmico.

Los procesos descritos son bastante similares a los observados en los enclaves del cerro Salle. Para este caso en particular hay que destacar que la composición del magma máfico es más básica, dado que aparece olivina. El hecho de que las olivinas tengan borde oxidado sugiere también inestabilidad dentro del enclave, quizás debida a una mezcla previa.

*Coulée del cerro Negro.* Las lavas de esta unidad tienen textura porfírica y pasta hialofítica a hialopilítica. Contienen fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno, cuarzo, biotita, y cordierita. Esporádicamente aparece granate. El vidrio de la pasta es de dos tipos, diferenciados por su color y contenido de microlitos.

Las plagioclasas muestran generalmente cribado grueso. El ortopiroxeno está generalmente cribado, y dentro de sus cribas cristaliza en algunos casos plagioclasa y biotita. El cuarzo y la biotita son similares a los de las lavas ya descritas del Complejo Volcánico Loromayu.

La cordierita se presenta en forma de cristales redondeados, con pequeños engolfamientos en los bordes. Llamativamente, la matriz vítrea que los envuelve se encuentra desvitrificada, a manera de “halo”. A veces desarrollan en el contacto con la pasta una fina corona de reacción de plagioclasa. También puede aparecer asociada a cristales de circón de tamaño importante. El granate aparece rodeado de una corona de reacción de plagioclasa, ortopiroxeno, opacos, y vidrio; dicho vidrio es probablemente un fundido parcial, pues se encuentra en el sector interno de la corona. Dadas las características observadas, ambas especies se consideran xenocristalinas.

También se hallaron glomérulos de plagioclasa cribada + ortopiroxeno + opacos, y restos de cuarzo con textura ocelar.

### Centro Volcánico Vitichi

Estas rocas tienen textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno, biotita y cuarzo.

Las plagioclasas muestran diversas texturas. En general son límpidas con centros con gran densidad de inclusiones fluidas (fácilmente identificables por contener una burbuja interna), aunque también pueden verse cribas rellenas de vidrio marrón. En menor medida

las hay parcialmente cribadas (por zonas), y con cribado fino a lo largo de un anillo externo.

Los ortopiroxenos están frescos, y algunos ligeramente cribados. Existen dos tipos, uno de baja birrefringencia del tipo enstatita-hipersteno, otro con birrefringencia bastante mayor. Incluyen apatitas y opacos.

La biotita siempre muestra reacción. La mayor parte de los cristales tiene desarrollado en mayor o menor medida una corona de reacción de ortopiroxeno + plagioclasa + opacos. Otros, en cambio, tienen desarrollado un fino borde opacítico.

El cuarzo es abundante; puede estar fuertemente resorbido, con profundos engolfamientos, o bien ligeramente redondeado en las aristas.

La matriz es de aspecto terroso. Está compuesta por microlitos de plagioclasa y ortopiroxeno, con vidrio intersticial. Como accesorios se observan minerales opacos y apatita.

Se han observado algunos glomérulos de plagioclasa límpida + ortopiroxeno. También xenolitos: a) un cristal de biotita muy rojizo, asociado con plagioclasa límpida; b) rocas de aspecto sedimentario compuestas principalmente por cristales pequeños y redondeados de cuarzo y cordierita (¿basamento ordovícico?).

#### Centro Volcánico Puntas Negras

Las lavas de esta unidad tienen textura porfirica, con fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita, y ortopiroxeno.

Las plagioclasas son en su mayoría límpidas, con centros de alta concentración de inclusiones fluidas. También son muy comunes las plagioclasas con textura *patchy*. En menor proporción aparecen cristales con cribado fino externo, y cristales con cribado grueso con sobrecrecimientos límpidos.

El cuarzo es abundante, y siempre se lo ve afectado por profundos engolfamientos y suave redondeamiento. La biotita aparece rodeada de finos bordes opacíticos, mientras que las coronas de reacción son escasas. Los ortopiroxenos son escasos. Aparecen frescos, a veces con borde opacítico. Incluyen apatita y opacos.

Se observa buena proporción de enclaves microgranulares fenoandesíticos, de textura diktytaxítica. Están formados por una matriz de tablillas de plagioclasa, piroxeno, y biotita, dentro de la cual flotan fenocristales de plagioclasa y ortopiroxeno (similar al que se encuentra en el hospedante).

Son comunes los agregados de piroxenos y vidrio pardo, restos de texturas ocelares

luego de la completa resorción del cuarzo.

La matriz es de aspecto terroso. En ella se identifican tablillas de plagioclasa, y microfénocristales de ortopiroxeno. Como accesorios se encuentran minerales opacos.

### Dacita Vilama

Las *Lavas inferiores* de esta unidad (Fig. 24a) tienen textura porfírica con pasta de textura hialofítica a hialopilítica; dicha pasta está formada por vidrio incoloro con alta proporción de microlitos, en el que flotan microlitos mayores de plagioclasa y cristales equidimensionales de opacos. Los fenocristales presentes son de plagioclasa, ortopiroxeno, biotita y cuarzo. Como accesorios aparecen minerales opacos, apatita y circón.

Los cristales de plagioclasa son en su mayor parte cribados, y sólo una muy baja proporción límpidos. El cribado es típicamente grueso, aunque escasamente también puede ser fino. Las plagioclasas límpidas se dan en algunos fenocristales, sobre todo dentro de los glomérulos, y en las tablillas dispersas en la pasta.

El ortopiroxeno es ligeramente pleocroico. Puede estar cribado y/o ligeramente resorbido. Incluye apatita y cristales opacos.

La biotita es escasa, y generalmente es inestable; aparece reemplazada a lo largo de una corona por plagioclasa, ortopiroxeno, opacos, y eventualmente vidrio. En algunas coladas la biotita puede estar reemplazada por cordierita y opacos a lo largo de sus láminas de clivaje.

El cuarzo es muy escaso, y siempre está fuertemente resorbido.

Pueden verse glomérulos de plagioclasa y ortopiroxeno, sin minerales opacos. En este caso la plagioclasa es casi siempre límpida, pero puede coexistir con plagioclasas cribadas en el mismo glomérulo.

En la localidad A-009 se observaron algunos xenocristales de granate, de hasta 1 cm de diámetro. El hecho de que estuvieran distanciados por unos pocos metros sugiere que se trata de restos de un xenolito disgregado. El ejemplar observado al microscopio muestra bordes redondeados y engolfamientos, y un manto de reacción formado por cristales de plagioclasa, ortopiroxeno y opacos. Contiene escasas inclusiones de apatita, mientras que el resto del cristal aparece límpido y libre de inclusiones. Dentro del granate se encuentran bolsones y/o fracturas rellenas de vidrio, en el cual pueden flotar pequeños cristales de minerales opacos. En otras rocas también se han hallado microxenolitos de plagioclasa y hercinita, rodeados por un manto de reacción de plagioclasa.

Las *Lavas superiores* son ligeramente distintas de las rocas infrayacentes (Fig. 24b): su pasta contiene escasa proporción de microlitos; las plagioclasas desarrollan menos cribado; contienen mayor proporción de biotita (siempre fresca) y de cuarzo; y abundan las apatitas de buen tamaño.

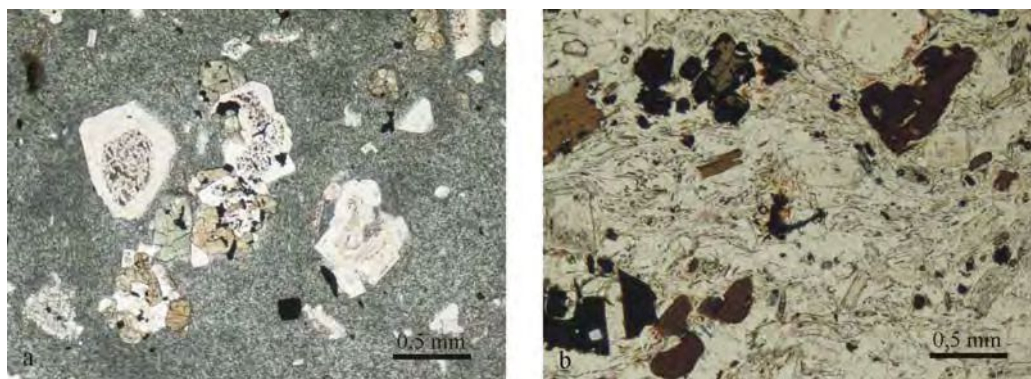


Fig. 24: Texturas de las rocas en el Centro Volcánico Vilama. a) *Lavas inferiores*; b) *Lavas superiores*. Ver explicación en el texto.

## 7.2-Glomerulos (cumulatos)

En varias de las unidades estudiadas se han descrito glomérulos compuestos por plagioclasa, ortopiroxeno, y minerales opacos (Fig. 25), y en algunos casos también clinopiroxeno. Nos referimos a ellos con el término “glomérulo” dado que son aglomerados o cúmulos de pequeño tamaño con mineralogía similar a la del resto de la roca. También podría aplicarse el término “microenclave”, pero preferimos evitarlo dado que se utiliza “enclave” y “microenclave” en otros casos en donde la textura indica claramente que se trata de magmas sobreenfriados.

Estos glomérulos tienen escaso o nulo vidrio intersticial entre sus cristales. Las formas cristalinas pueden ser irregulares, pero en general son euhedrales y no muestran resorción. La plagioclasa es generalmente límpida, aunque puede aparecer cribada. El ortopiroxeno no se diferencia del que se halla en el resto de la roca. La textura de estos glomérulos puede llegar a ser antisubofítica, dado que la plagioclasa encierra a escaso piroxeno. La composición fenotípica de estos enclaves varía desde norita hasta leuconorita, y quizás hasta anortosita.

Como se verá en el capítulo “Geoquímica mineral”, la composición de los minerales en estos glomérulos puede ser ligeramente más básica que en el resto de la roca.



Fig. 25: A la izquierda, glomérulo en las *Lavas superiores* del Complejo Volcánico Salles; a la derecha, glomérulo en las *Lavas inferiores* del Centro Volcánico Vilama (con analizador).

Los glomérulos aquí descritos serían equivalentes a los *sidewall cumulates* (“cumulatos de pared de la cámara magmática”) señalados por de Silva (en Ort *et al.* 1996), y también a los xenolitos cognados de composición tonalítica hallados por Ort *et al.* (1996) en la caldera de Cerro Panizos. Asimismo, a los nódulos e inclusiones de norita de textura adcumulática descritos en dacitas y andesitas del cercano cerro Uturuncu por Sparks *et al.* (2008), quienes los interpretaron como cumulatos de cristales segregados tempranamente del fundido residual.

### 7.3-Xenolitos

Bajo este título se tratan las inclusiones líticas en la roca que muestran algún tipo de reacción con el magma que las hospedó, tal como metamorfismo de alta temperatura y/o fusión parcial.

La presencia de xenolitos en rocas volcánicas de la Puna ha sido puesta de manifiesto anteriormente por varios autores en distintos trabajos (Seggiaro, 1994; Coira y Caffè, 1995; Ort *et al.*, 1996; Caffè, 1999; Becchio *et al.*, 1999; Lucassen *et al.*, 2001).

#### 7.3.1-Xenolitos *sensu stricto*

Se han observado tres tipos principales de xenolitos, diferenciables a simple vista uno de otro. Uno es típico de las lavas del Centro Volcánico Toloma. Son redondeados, de superficie suave y con hoyuelos, de grano muy fino, del tamaño de hasta un puño, y se desprenden fácilmente de su encajante. Su forma se debe probablemente a que han sido parcialmente asimilados por el magma. Microscópicamente se los observa de grano muy fino

a lo largo de todo el corte (Fig. 26). Se identifica una leve foliación en la roca, indicadora de su protolito: éste sería sedimentario o metasedimentario. Están compuestos por un mosaico de cordierita, feldespato potásico, plagioclasa, y cuarzo, con abundantes inclusiones, entre las que pueden identificarse las de apatita y circón. A veces puede aparecer biotita. En forma escasa aparece sillimanita, en cristales elongados, y un mineral de relieve muy alto (probablemente corindón), en cristales muy pequeños. La sillimanita y el corindón no siguen la foliación de la roca (Fig. 26); esto sugiere que habrían crecido luego de que el xenolito fuera incorporado por el magma, dado que la roca ya no estaba sujeta a esfuerzos dirigidos.

Estas rocas serían parte del basamento ordovícico. Para justificar el metamorfismo observado en estos xenolitos es necesario que hayan sido incorporados en la cámara magmática, y reaccionado con el magma durante un cierto tiempo. El grado metamórfico alcanzado por estos xenolitos dentro del magma que lo alojó habría llegado a hornfels de piroxeno, dada la paragénesis de sillimanita y feldespato potásico completamente recristalizado. El cuarzo es muy escaso; esto indicaría que el protolito fue pelítico, o bien que dicho cuarzo se perdió por fusión parcial.

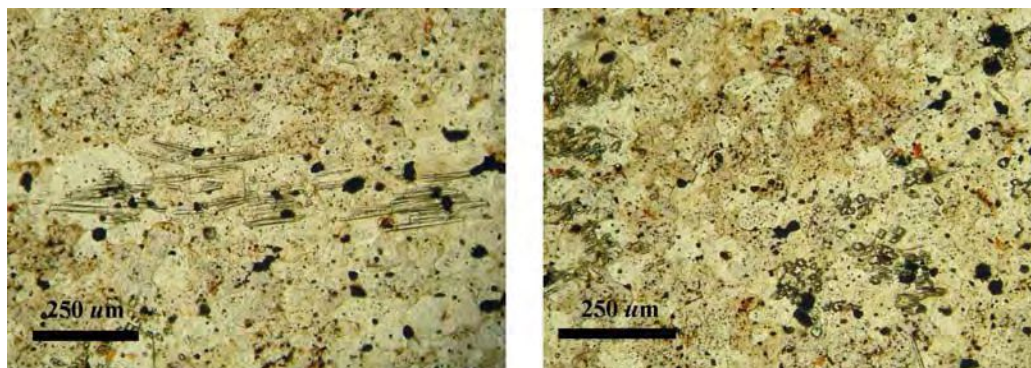


Fig. 26: Sillimanita (izquierda) y corindón (derecha) sobre un mosaico de cordierita, feldespato potásico, plagioclasa, y cuarzo. Xenolito A-047, Centro Volcánico Toloma.

Otro tipo de xenolitos, más abundante local y regionalmente, es típico de la Ignimbrita Salle, del Complejo Volcánico Salle, y de la Dacita Río Blanco. También se encuentra frecuentemente en lavas e ignimbritas de la caldera Panizos (Ort *et al.*, 1996). Son de menor tamaño que los mencionados previamente (excepto en la Dacita Río Blanco, donde llegan a los 20-30 cm), y en general presentan formas tabulares. A simple vista se los ve compuestos en su mayor parte por biotita algo oxidada y minerales claros. Bajo el microscopio se los ve generalmente foliados, a veces plegados, con textura xenoblástica,

compuestos por biotita estable y plagioclasa, con cantidades variables de cuarzo, ortopiroxeno, hercinita y minerales opacos (Fig. 27). También contienen vidrio de color pardo, ya sea concentrado en pequeños bolsones o en forma intersticial; cuando intersticial, rodea a cristales enteros, o sigue un diseño *jigsaw*. Estas observaciones indican que son rocas en proceso de fusión parcial, y que se estaban desintegrando dentro del magma cuando ocurrió la erupción.

En muchos casos tienen composición (fenotípica) norítica a anortosítica. Esto probablemente se debe a que la plagioclasa y el ortopiroxeno son fases peritéticas del proceso de fusión parcial sufrido por dichos xenolitos. La diferenciación entre estos xenolitos y los cumulos noríticos descritos en el apartado anterior debe hacerse según criterios texturales.

La plagioclasa de estos xenolitos es siempre límpida. Se presenta en cristales de diverso tamaño, tanto menor como mayor que el tamaño típico de los fenocristales de las lavas. Incluye generalmente cristales pequeños de biotita. Su centro tiene alta concentración de inclusiones fluidas (¿y también vítreas?), de diseño regular y ordenadas según el eje *c* del cristal.

La biotita aparece siempre fresca, sin evidencias de deshidratación. Frecuentemente contiene grandes cristales de circón. El ortopiroxeno no es muy frecuente. En general aparece en forma intersticial entre la plagioclasa (textura antiofítica).

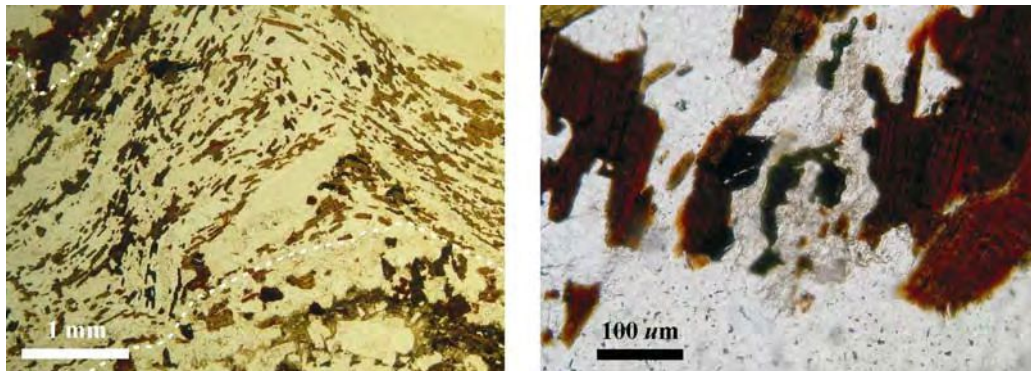


Fig. 27: Xenolito en el Miembro Superior de la Ignimbrita Salle. A la izquierda, textura xenoblástica plegada; a la derecha, detalle del anterior, en donde pueden observarse cristales de hercinita rodeados de fundido parcial.

Además aparecen cristales de apatita (frecuente) y de circón (escaso).

Dentro de los xenolitos a veces se identifican bandas con distintas morfología y

tamaño de los cristales de plagioclasa. En muchos casos hay cristales de plagioclasa elongados en forma perpendicular a la foliación, hecho que sugiere recristalización en ausencia de presión dirigida.

El tamaño de los xenolitos y su proporción de hercinita sería una medida de la fusión parcial sufrida; se han observado casos muy pequeños con cerca del 50 % en volumen de hercinita.

La descripción previa es muy general, ya que ha sido construida a partir de la descripción de muchos ejemplos con diversas texturas y distribución de minerales. Las diferencias entre los distintos tipos texturales representarían bandas con ligeras diferencias dentro del mismo protolito.

El tercer tipo son microxenolitos de hercinita dentro de matas de fibrolita o sillimanita. Generalmente aparecen rodeados por un manto de reacción de plagioclasa, o se hallan dentro de un glomérulo de plagioclasa y piroxeno. La hercinita de estos xenolitos es similar a la que se halla en los xenolitos del segundo tipo. Probablemente este tercer tipo está relacionado al segundo, pero los diferenciamos ya que su asociación mineral es mucho más acotada.

#### *Origen de la hercinita*

La hercinita es un espinelo típico en rocas metamórficas pelíticas pobres en sílice, que se forma bajo condiciones de baja presión y alta temperatura en la facies granulita (Stoddard, 1979; Clarke y Powell, 1991; Sengupta *et al.*, 1991), o en la facies de anfibolita alta del metamorfismo regional (Harley y Fitzsimmons, 1991) o de contacto (Loomis, 1972; Pattison y Tracy, 1991). En las rocas de la Puna, para el origen de la hercinita caben dos posibilidades: a) que sea una fase mineral existente en las rocas del área fuente de los magmas; b) que haya crecido por metamorfismo de alta temperatura en xenolitos de roca de caja incorporados al magma.

Como se verá luego en el capítulo “Geoquímica mineral”, la hercinita de la Ignimbrita Salle es cincífera. Probablemente todas las demás hercinitas observadas en rocas similares tienen composición similar. Stoddard (1979) concluyó que en muchos casos la hercinita cincífera es un producto de la deshidratación de la estaurolita, y que puede ser común en pelitas de alto grado y anfibolitas aluminosas. Cesare (1994) observó en hornfels metapelíticos la transformación de estaurolita a un espinelo pobre en gahnita (esto es,



hercinita cincífera), siempre y cuando estuviese rodeada de sillimanita y en ausencia de cuarzo y muscovita. Concluyó que la reacción sería  $\text{Fe-Estauroлита} = 3.85\text{hercinita} + 5.1\text{sillimanita} + 2.55\text{cuarzo} + 2\text{H}_2\text{O}$ , y que la misma ocurrió entre 2,5–3,75 Kb y 585–655 °C. El caso descrito por Cesare (1994) es similar al de los xenolitos del tercer tipo.

Una tercera opción es la hipótesis de Brearley (1987), quien observó la neoformación de espinelo hercínico como subproducto de una reacción de *breakdown* de biotita en metapelitas por pirometamorfismo. Sin embargo, el diseño de los cristales observados por dicho autor es muy distinto al que muestra la hercinita en las rocas estudiadas.

La hipótesis a) implicaría que los xenolitos son restitas de un proceso de fusión parcial en el área fuente. El grado metamórfico alcanzado habría llevado a las mismas a un proceso de anatexis, generando fundidos corticales. La petrografía y geoquímica no apoyan esta hipótesis, ya que las rocas estudiadas no tienen fases minerales ni geoquímica peraluminosas.

Por el contrario, la hipótesis b) podría considerarse más cercana a la realidad. Los xenolitos observados serían parte de un basamento de composición “pelítica” somero, probablemente de la corteza superior, que al ser incorporados al magma durante su ascenso sufrieron metamorfismo de contacto extremo. Es incierto si todos ellos pertenecen a un mismo nivel estructural. Una posibilidad es que los del primer tipo sean parte del basamento ordovícico, y que los del segundo y tercer tipo pertenezcan a un basamento no aflorante situado por debajo de las rocas ordovícicas. Esta hipótesis ya fue deducida por Caffè (1999).

La inmersión de estas rocas en el magma habría desencadenado reacciones metamórficas progradadas que llevaron a la formación de un fundido parcial rico en sílice y agua, y por otro lado a un residuo mineralógico refractario. La fusión parcial de estos xenolitos debe haber sido significativa, ya que se disgregaron hasta tamaños microscópicos.

De esta manera, los xenolitos observados no serían una muestra de la corteza media, sino que serían rocas de la corteza superior fuertemente modificadas por metamorfismo de alta temperatura.

### **7.3.2-Xenocristales**

En menor medida se hallan xenocristales aislados de granate (en el cerro Vilama y en el *coulée* del cerro Negro), y de cordierita (abundante en la unidad del tope del cerro Negro). Todos estos xenocristales procederían de la desintegración de xenolitos de mayor

tamaño.

Casi siempre presentan un manto de reacción de plagioclasa ( $\pm$  piroxeno  $\pm$  biotita). Los cristales de los mantos de reacción crecen en forma radial, generalmente son aciculares a columnares, de formas muy irregulares, y disminuyen su tamaño hacia la periferia. A veces puede hallarse fragmentos de estos mantos flotando en el vidrio. Si no se toma en cuenta este hecho, es fácil confundirlos e interpretarlos como glomérulos.

### 7.3.3-Material de origen incierto

En las *Lavas marrones* de la Dacita Khastor, y en la Ignimbrita Salle, es común la presencia de microagregados de textura simplectítica, a veces foliados, de biotita + cuarzo + plagioclasa (Fig. 28a), o biotita con cristales vermiculares opacos en su interior (Fig. 28b); en algunos casos pueden contener cristales de hercinita y de circón.

La biotita en uno de estos microagregados en la roca G-011b tiene el #Mg más bajo de todos los ejemplares analizados en la unidad. Su contenido de Si, Ti y Mn es más bajo que el de las biotitas fenocristalinas (ver el capítulo “Geoquímica mineral”). La textura simplectítica de este agregado sugiere que se trata de un xenolito de origen metamórfico. Por su parte, la composición de las biotitas con cristales vermiculares opacos es similar a la de aquella que se presenta en fenocristales. El opaco es una ilmenita; estos opacos son los únicos que se hallan en este magma. Posiblemente este último material no sean xenolitos.

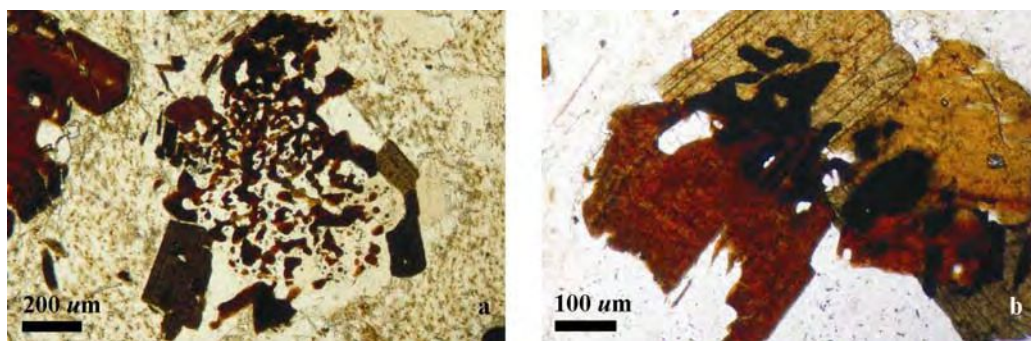


Fig. 28: a) Microagregado de biotita, cuarzo y plagioclasa, *Lavas marrones* de la Dacita Khastor (muestra M-227); los cristales de biotita y plagioclasa de la periferia (de mayor tamaño) probablemente cristalizaron a partir del fundido. b) Agregado de cristales de biotita con cristales vermiculares opacos en su interior, Miembro Superior de la Ignimbrita Salle, muestra G-004.

### 7.3.4-Fragmentos líticos

En este trabajo se consideran como *fragmentos líticos* a las inclusiones en

ignimbritas que han sido atrapadas por el magma pero que no sufrieron reacción por haber estado poco tiempo en contacto con el magma, por ejemplo los fragmentos arrancados del conducto de emisión o los clastos tomados de la superficie por la cual se derramó.

Los fragmentos líticos hallados son rocas oscuras, de grano fino. Al microscopio se hallan cada tanto algunos fragmentos muy pequeños. Se trata de cuarcitas de grano muy fino, con escasa cantidad de sericita intersticial; los cristales de cuarzo muestran generalmente subgranos. Su aspecto es muy similar al de las rocas del basamento ordovícico.

Se interpreta que los fragmentos más pequeños y de formas angulosas serían fragmentos arrancados de los conductos de emisión, mientras que aquellos de mayor tamaño y de formas redondeadas serían rodados tomados del sustrato durante el transporte y la depositación de los flujos piroclásticos.

En las Ignimbritas Vilama (en especial dentro de las *fiamme* rojas), Salle y Bonanza son típicos ambos tipos de fragmentos líticos. En las lavas del Complejo Volcánico Salle se hallan algunos fragmentos muy pequeños.

Por último, se hallan escasos fragmentos líticos de rocas volcánicas en las ignimbritas. Los más pequeños se observan a escala microscópica a diversa altura en la columna estratigráfica. Los rodados tomados del sustrato se concentran en la base de los depósitos ignimbríticos.

Por otra parte, no se ha reconocido a ninguna de las formaciones sedimentarias neógenas que forman el sustrato de la región en fragmentos líticos o xenolitos de las rocas estudiadas (*cf.* Coira *et al.*, 1996; Soler, 2005; etc.). Respecto a la mención que a partir de Ahlfeld (1948) se hace de fragmentos líticos de sedimentitas rojas en la ignimbrita de la zona de Pululus, se trata en realidad de *fiamme* de color rojo.

No se descarta que la Ignimbrita Vilama sepulte en algunos sectores a sedimentos cretácico-paleógenos y/o neógenos, pero se considera poco probable que los mismos estén presentes. Si los fragmentos líticos ordovícicos son comunes, también podrían ser comunes los fragmentos líticos de unidades suprayacentes, pues el nivel de fragmentación para las erupciones ignimbríticas estuvo a la profundidad en que se hallan las rocas ordovícicas. Por lo tanto, y hasta tanto no surjan evidencias contundentes que demuestren lo contrario, es lógico pensar que no existen sedimentos continentales en el sustrato de la caldera Vilama.

## **Síntesis**

La información expuesta en este capítulo es muy amplia y variada, y corresponde a

unidades estratigráficas que sólo en algunos casos están asociadas entre sí. Por lo tanto, sólo se sintetizará aquella información que resulta importante para el tema de esta tesis.

Las rocas volcánicas eruptadas en el lapso 8,5-7,3 Ma abarcan diversos tipos, los cuales pueden agruparse de la siguiente manera:

- a) lavas del Complejo Volcánico Khastor;
- b) lavas de los centros volcánicos Mesada Negra y Salle (*Lavas inferiores y superiores*), e ignimbritas en la Ignimbrita Salle;
- c) la Dacita Pululus y las rocas del Centro Volcánico Toloma;
- d) otras unidades menores, distintas entre sí (Dacita Río Blanco, *Lavas intermedias* del Centro Volcánico Salle, *Domo riolítico*, etc.).

Las rocas del grupo a) están representadas por las *Lavas grises* del Complejo Volcánico Khastor, y se caracterizan por contener fenocristales de plagioclasa límpida, cuarzo euhedral, y biotita fresca, flotando en una matriz hialina incolora con baja proporción de microlitos. En muestra de mano se observan de color gris y con tamaño de grano medio, con aproximadamente 30 a 40 % de fenocristales.

Las rocas del grupo b) son quizás el tipo litológico más peculiar de la región. Se trata de rocas de aspecto vítreo, con aproximadamente 25 a 35 % de fenocristales. Los tipos que se interpretan más puros contienen plagioclasa, ortopiroxeno y minerales opacos, mientras que por mezcla con otros magmas pueden adquirir cuarzo y biotita. La plagioclasa casi siempre muestra cribado grueso, al igual que algunas poblaciones de ortopiroxeno. Son frecuentes las texturas glomeroporfíricas, y la presencia de xenolitos con hercinita. Su color y textura pueden variar según la posición de la roca dentro de la colada, pero en general son oscuras debido a la alta proporción de vidrio y al grado de compactación del mismo. De acuerdo a esta última característica, de aquí en más nos referiremos a estas rocas con el término informal *dacitas negras*.

Existe una conexión (aunque no-petrogenética) entre los grupos a) y b), ya que las *Lavas marrones* en la Dacita Khastor y el pómez en la parte más alta del Miembro Superior de la Ignimbrita Salle son petrográficamente similares.

Las rocas del grupo c) son de color claro y grano generalmente grueso, y contienen una proporción de cristales de entre 40 y 50 %. Su aspecto visual puede resultar similar al de los fragmentos juveniles de la Ignimbrita Vilama. Están compuestas por plagioclasa

generalmente límpida, biotita, cuarzo, y ortopiroxeno; en las rocas del Centro Volcánico Toloma aparece también clinopiroxeno.

Por último, las rocas en el grupo d) son unidades que se caracterizan por la presencia de un ensamble mineralógico y/u otras características que las diferencian de aquellas en los grupos ya descritos.

De los tres grupos principales, el c) es el único que muestra características litológicas afines a la Ignimbrita Vilama (Fig. 29), y de esta forma indica algún tipo de relación petrogenética. Por el contrario, el grupo a) no contiene piroxenos, hecho que postula que dichos magmas no compartieron la misma cámara magmática de la Ignimbrita Vilama. Por su parte el grupo b) difiere notablemente de la Ignimbrita Vilama en la proporción de cada especie mineralógica o en el tipo textural de cada una de ellas, e incluso por no contener clinopiroxeno ni anfíbol; asimismo, es importante mencionar que ciertas rocas de precaldera, y otras de postcaldera (por ejemplo cerros Granada y Tinte, Complejo Volcánico Loromayu, lavas de postcolapso de la caldera Panizos, *Lavas inferiores* del Centro Volcánico Vilama, etc.), tienen características petrográficas similares al mismo.



Fig. 29: Tipos litológicos referidos en la síntesis de este capítulo: a) Ignimbrita Vilama, con un fragmento juvenil de tamaño considerable; b) Dacita Mesada Negra, ejemplar típico de las *dacitas negras*; c) *Lavas grises* de la Dacita Khastor; d) lava del Centro Volcánico Toloma; e) Dacita Pululus. Obsérvese que la mayor similitud textural macroscópica corresponde a la dupla Ignimbrita Vilama-Centro Volcánico Toloma.



## **Capítulo 8-Descripción geológica y morfológica de las unidades de postcolapso**

Al igual que en el capítulo anterior, en primer lugar se presentan las descripciones de las unidades cuya edad sugiere pertenencia al ciclo de la caldera Vilama. Luego se continúa con la descripción de las demás unidades.

### **8.1-Unidades posteriores a la Ignimbrita Vilama en el lapso 8,5-7,3 Ma**

#### **Dacita Pululus**

Esta unidad aflora en el tope del cerro Pululus, en el interior de una estructura dómica elongada en sentido NNW-SSE formada a causa de su propia intrusión (no se utiliza el término *anticlinal* para evitar una connotación tectónica). En la costa sur de la laguna Pululus el carácter intrusivo es menos evidente a causa del derrubio, pero puede interpretarse porque las *Ignimbritas grises* del área de alteración no se desarrollan hacia el oeste (Fig. 30).

Si consideramos que la forma de “escudo” que exhibe la Ignimbrita Vilama en el cerro Pululus es también consecuencia de la intrusión de la Dacita Pululus, podemos inferir que este cuerpo de magma tiene una extensión de cerca de 150 km<sup>2</sup>. Este intrusivo podría considerarse no sólo como foco térmico, sino también como origen de los fluidos, de las mineralizaciones que se observan en el área de alteración de la laguna Pululus y de las varias manifestaciones de casiterita que se hallan en el cerro Pululus.

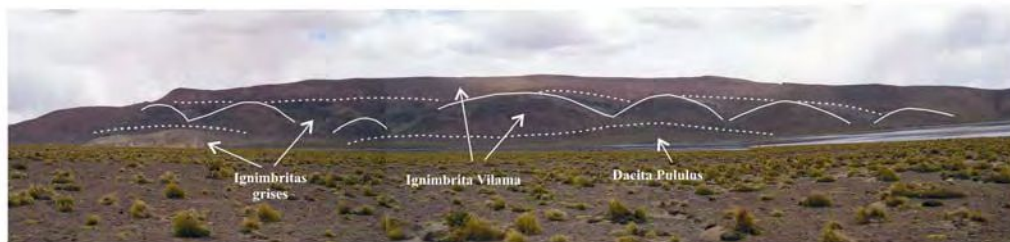


Fig. 30: Vista del cerro Pululus desde el norte: relación entre las unidades *Ignimbritas grises*, *Ignimbrita Vilama* y *Dacita Pululus*. Obsérvese la complicación estructural provocada por el deslizamiento rotacional.

#### **Centro Volcánico Toloma**

El Centro Volcánico Toloma es un pequeño edificio volcánico que descansa mediante discordancia erosiva sobre la Ignimbrita Toloma, en el borde SE del domo resurgente de la caldera Vilama. Está formado por dos unidades o paquetes de rocas muy

porfíricas. La unidad inferior está formada por flujos piroclásticos y coladas de lava, mientras que la unidad superior está constituida por lavas dómicas. El porcentaje de cristales en las lavas y los fragmentos juveniles es de aproximadamente 50 %. En conjunto miden unos 150 m de espesor.

La morfología del cerro Toloma está asociada con los dos conjuntos de roca identificados. La parte inferior tiene baja pendiente, dadas sus coladas de lava y depósitos de flujos ignimbríticos dispuestos en forma radial. En cambio, la parte superior tiene mayor pendiente, y tiene en planta un diseño circular. En conjunto, todo el cerro tiene una inclinación promedio de sus laderas de 9°.

Las ignimbritas que se hallan en la base del cerro afloran en el sector NE. Son muy similares, en cuanto a textura y mineralogía, a la Ignimbrita Vilama. Sin embargo, es llamativa la presencia de fragmentos líticos (en ciertos sectores muy abundantes) de la misma litología. A primera vista esto sugiere que las ignimbritas fueron eruptadas cortando a la Ignimbrita Vilama, o a través de un mismo conducto por el que erupió previamente la Ignimbrita Vilama. En ambos casos, esto indicaría cercanía a una boca de emisión. Por lo tanto, cabrían posibilidades de que debajo del cerro Toloma se encuentre un centro emisor de la Ignimbrita Vilama.

Las lavas de la base tienen formas linguoides con pendiente hacia el sur. La más típica es la que baja hacia el SE; la misma tiene un espesor máximo de unos 80 metros, y está formada por lavas rojizas. En su límite externo tienen foliación de flujo muy marcada, con planos paralelos al frente y a los costados de la colada. Internamente se tornan masivas.

En el pequeño cerro junto al camino citado por Soler (2005) se hallan facies autobrechadas, con autoclastos oscuros y matriz rojiza; los clastos pueden alcanzar 1 m de diámetro. Este afloramiento probablemente haya sido parte del frente de la colada descrita en el párrafo anterior, que hoy se encuentra separado de la misma por erosión (*cf.* Soler, 2005).

La unidad superior se apoya sobre el ápice u origen de las coladas y flujos piroclásticos de la unidad inferior. En ella se identifican niveles de lava diferenciables por su distinto color, que pueden estar separados por delgadas lentes de bloques de lava angulosos inmersos en una matriz fina, posibles depósitos de flujos de bloques y ceniza. De acuerdo a la forma globosa de este sector del cerro Toloma se interpreta que estas lavas forman parte de un domo extrusivo, emplazado encima del conducto por el que se extruyeron las lavas previas.



### Dacita Río Blanco

La escasez de afloramientos de esta unidad no permite definir el tipo de cuerpo que integra. Sin embargo, de acuerdo a su distribución se piensa que forma un domo que corta y se derrama sobre la Ignimbrita Vilama en una zona cercana al borde estructural de la caldera. Las lavas de esta unidad se apoyan lateralmente (en su nivel topográfico más alto) en relación de *onlap* sobre la Ignimbrita Vilama, la cual debajo del cerro Alcoak tiene una inclinación de unos 30° hacia el este (Fig. 31).

El afloramiento más oriental de la unidad se encuentra en la ladera del cerro Salle, en la localidad G-017. La distribución topográfica de los afloramientos sugiere una forma de hongo, más amplia en la parte alta que en el conducto.



Fig. 31: Vista de la Dacita Río Blanco, tomada desde la ladera oeste del cerro Salle hacia el NNW; se puede observar la relación de *onlap* contra el domo resurgente de la Ignimbrita Vilama, y la yacencia de las lavas del Complejo Volcánico Salle (en el cerro Alcoak) por encima de ella.

### Complejo Volcánico Khastor

El Complejo Volcánico Khastor comprende varios cuerpos de lava emplazados a lo largo del borde norte del domo resurgente de la caldera Vilama.

Los cerros Khastor, Alto Khastor y *sin nombre* están formados por enormes domos con bordes abruptos, del tipo “torta”. Tienen espesores máximos de 300 a 500 m, y radios promedio de 2,5 a 4 km. En la clasificación de Blake (1990) estas dimensiones corresponden a *low lava dome* (domo bajo) o *coulée*. Ambos términos son apropiados para caracterizar a estas unidades de lava.

El domo que forma el cerro *sin nombre* tiene diseño chato de altura bastante constante (es el más uniforme de todos en el complejo), con planta aproximadamente circular y superficie lisa. Se clasifica a esta forma como un domo bajo. Dicha morfología

sugiere un espesor constante de unos 250 m (quizás más) a lo largo de toda su extensión. Se ignora si a lo largo de su perímetro tiene un talud de detritos.

Junto al domo *sin nombre* es posible agrupar los domos que se encuentran en la plataforma del cerro Colorado, que muestran superficie lisa y forma más o menos redondeada, y al domo del cerro Morokho (a pesar de que es un poco más alto y menos extenso que el anterior).

Los cuerpos de lava que forman los cerros Alto Khastor y Khastor son algo distintos a los anteriores. Sus diseños en planta no son circulares, sino que tienen frentes con lóbulos; el caso extremo es el cerro Khastor, que en su esquina SW se alarga hacia la laguna Chojillas. Según fotos aéreas o imágenes satelitales la superficie de estos domos es algo suave en su centro o partes más elevadas, pero hacia su periferia comienza a desarrollar un tipo de estructuras concéntricas que en inglés se denominan *wrinkles* (arrugas). Estas estructuras están suavemente marcadas y son continuas y más o menos concéntricas en la cercanía del centro de los domos, pero hacia su periferia se hacen más evidentes, disarmónicas, y comienzan a seguir un diseño linguoide, propio del flujo unidireccional.

En el campo estas estructuras forman surcos y crestas de más de 10 m de altura y de 30 a 100 m de ancho. En las crestas la roca es gris, masiva, y con fenocristales de tamaño normal, mientras que en los surcos adquiere color marrón oscuro por oxidación, aparece finamente foliada en forma paralela a la elongación de las arrugas, y sus fenocristales aparecen más o menos triturados. Al microscopio estos fenocristales se ven altamente triturados, y exhiben flujo cataclástico con colas y cintas simétricas que recuerdan aquéllas que se observan en las milonitas.

De acuerdo a las características mencionadas se considera que estos domos son *coulées*.

Por último, el cerro Colorado (Estratovolcán Khastor en la toponimia geológica boliviana) es un edificio que alcanza una altura de unos 700 m sobre la superficie de los domos previos. Tiene un diseño alargado en sentido N-S, hecho que se desconoce si se debe a una mayor erosión de los flancos E y W, o bien a que la extrusión de las lavas ha sido a lo largo de una fractura. Su perfil en sentido norte-sur tiene un ángulo de 12°, mientras que en sentido oeste-este de hasta 16°. En su cima se destaca una importante zona de alteración hidrotermal.

El volumen de lavas eruptado en el Complejo Volcánico Khastor (aprox. 18 km<sup>3</sup>; ver Anexo) es comparable al de la Dacita Chao (Chile), considerada como el cuerpo de lava

silícica holoceno más grande del mundo (Guest y Sánchez, 1969; de Silva *et al.*, 1994). Estamos por lo tanto frente a cuerpos de lava silícica que se contarían entre los más voluminosos del planeta.

Los *coulées* de los cerros Alto Khastor y Khastor están cortados por una falla denominada Tujlicito-Khastor (Pacheco y Ramírez, 1996a) (Fig. 32). Esta falla tiene sentido este-oeste, es normal e inclina hacia el sur. En la Hoja Geológica Quetena (Pacheco y Ramírez, 1996a) y Corante-Picanto (García *et al.*, 1997) de la Carta Geológica de Bolivia su trazado se extiende hacia el oeste de la laguna Chojllas, hecho que no se ha observado en el campo. Hacia el sur de ella se hallan otras fallas paralelas de menor magnitud, cuyas escarpas indican una vergencia opuesta a la primera. De esta manera definen un delgado graben de sentido este-oeste. Este graben y las fallas que lo limitan están fosilizados por los domos Morokho y *sin nombre*, y por el cerro Colorado.

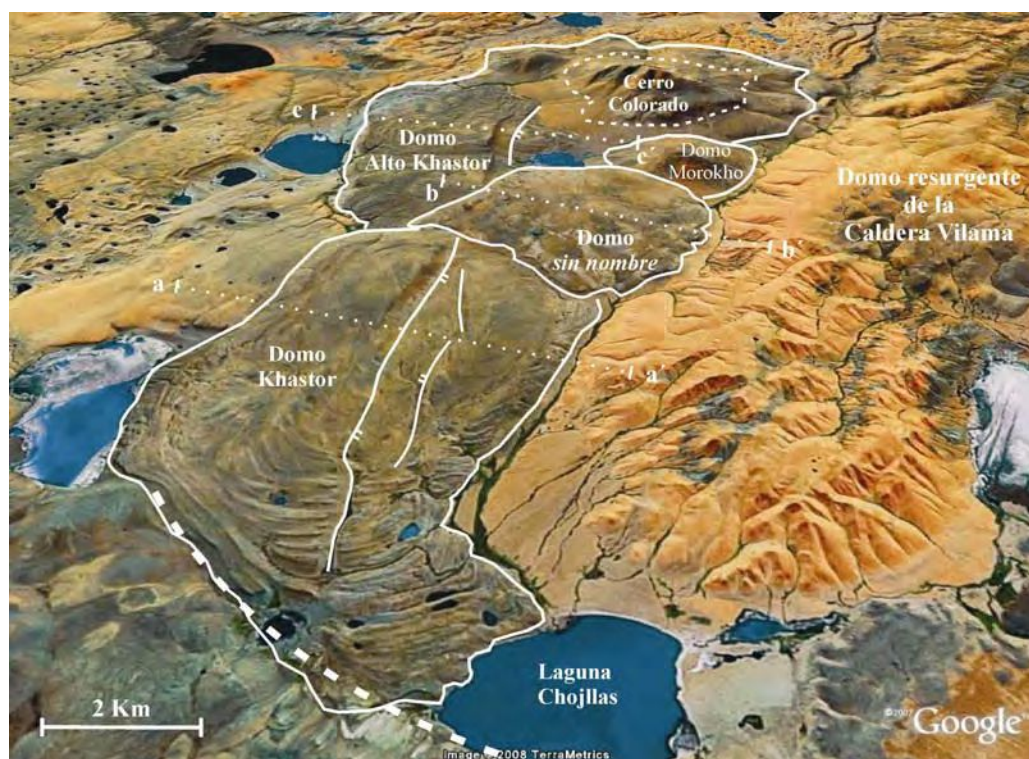


Fig. 32: Vista aérea (hacia el ENE) del Complejo Volcánico Khastor, modelo digital de elevaciones. Se observa el trazado del sistema de fallas Tujlicito-Khastor, y cómo el domo *sin nombre* fosiliza al mismo. La línea punteada gruesa indica el borde topográfico oeste de la caldera Vilama.

En la figura 33 se presentan tres perfiles norte-sur que indican el control de la Falla

Tujlicito-Khastor en la morfología y estructura del Complejo Volcánico Khastor.

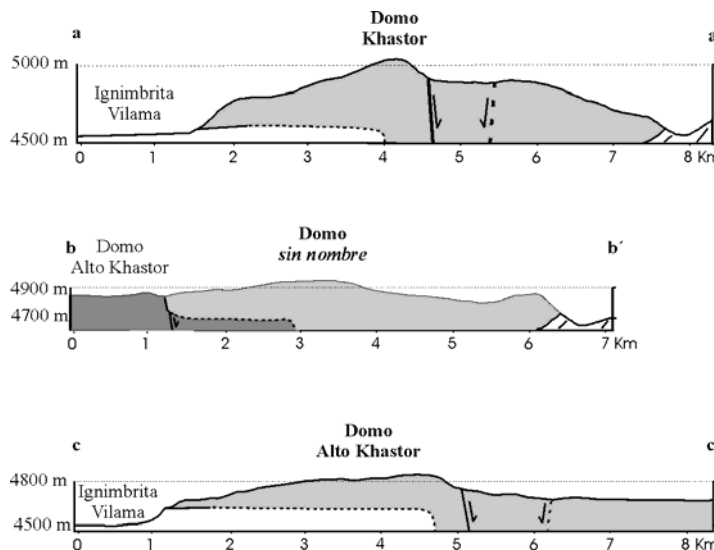


Fig. 33: Perfiles topográficos del Complejo Volcánico Khastor. Los puntos extremos de cada uno de ellos están señalados en la figura anterior.

### Centro Volcánico Mesada Negra

La Dacita Mesada Negra es una unidad de lava derramada por encima del domo resurgente de la caldera Vilama. La superficie sobre la que se derramó era bastante lisa y ligeramente convexa, hecho que sugiere que su depositación haya sido próxima en el tiempo a la formación del domo. No se ha observado que rellene paleovalles, ni tampoco que medien registros sedimentarios entre ella y la Ignimbrita Vilama.

En vista aérea se observa que su centro emisor está situado en el cerro Mesada Negra, de 5527 msnm. Desde allí hacia la periferia la superficie de la unidad desciende con ángulo intermedio, luego en forma muy suave hasta hacerse casi horizontal. El ángulo promedio varía entre 5 y 8°.

El contacto inferior con la Ignimbrita Vilama se encuentra entre las cotas de 5200 y 5300 msnm. Durante los trabajos de campo se lo midió con GPS, a los 5289 msnm en el punto A-021. Por lo tanto, podemos hablar de un espesor máximo para esta unidad de unos 250 m en las inmediaciones del punto de emisión. En la zona de *plateau*, de acuerdo al mapa topográfico el espesor alcanzaría 150 m.

El límite externo de la unidad presenta paredes muy empinadas, y en muchos sectores presenta circos glaciares. Estas características sugieren que la erosión retrocedente ha eliminado un porcentaje importante del volumen original. Sin embargo, no es posible

hacer un cálculo de la extensión original que tuvo la unidad, ya que no se observan remanentes de erosión más allá del perímetro actual. La superficie actual es de unos 8 km<sup>2</sup>.

En la superficie de la unidad se ven, a escala de imagen satelital, estructuras de flujo muy bien preservadas. Estas estructuras son *wrinkles* (“arrugas”) producidas en la superficie de la lava a causa de su mayor viscosidad en la zona externa. Tienen diseño cóncavo hacia el centro emisor. Cuanto más cerca del mismo están son más concéntricas y armónicas, pero hacia la periferia se desarreglan y comienzan a adquirir formas linguoides.

En los paredones laterales se observan planos de flujo (Fig. 34). Estos planos son paralelos a la base y al borde de la unidad, esto es, tienen una estructura en capas de cebolla. Cuando la exposición es buena se puede observar su curvatura cóncava en dirección al centro emisor. Estos planos de flujo probablemente se asocian en la superficie del cuerpo de lava con las arrugas. Sin embargo es incierto si corresponden a *ramp structures* (“estructuras de rampa”, o simplemente “rampas”).

La forma de la unidad, su baja angularidad, las estructuras superficiales, las estructuras de flujo que se ven en los laterales, y el hecho que se trate de una sola unidad de flujo, apoyan fuertemente su clasificación como un *coulée*.



Fig. 34: Vista de la Mesada Negra desde el este, en donde se puede observar la estructura en capas de cebolla (detalle dentro de la lente).

### Complejo Volcánico Salle

El Salle es un volcán compuesto emplazado en un supuesto borde topográfico de la caldera Vilama. Se utiliza el adjetivo “compuesto” dado que tuvo una historia prolongada, que la misma estuvo complicada por episodios de colapso y migración de las zonas de emisión, y principalmente porque está formado por flujos de lava relacionados a parcelas de magma distintas.

Visto desde el este y el sur tiene una morfología cónica bastante baja e irregular, que en

general está bien preservada. En cambio, desde el flanco oeste y SW aparece ampliamente disectado, tanto por erosión como por un enorme deslizamiento rotacional (esto es, con superficie de despegue cóncava) (Fig. 35). En su sector mejor preservado la pendiente del volcán varía desde 7 a 15°. La sección más espesa corresponde al flanco oeste del cerro Salle Grande, en donde se ven unos 900 m de lavas sin base expuesta.



Fig. 35: Vista del deslizamiento rotacional en el flanco oeste del cerro Salle Grande. Obsérvese el cambio de inclinación resultante en las *Lavas intermedias*.

Desde el oeste (quebrada del Río Blanco) se accede a una estructura en forma de anfiteatro, ubicada en el sector centro-norte del complejo. Este sector está rodeado por varios cerros, denominados Alcoak, Panizos, Salle Chico, y Salle Grande. Ellos parecen ser remanentes de erosión del edificio original. Esto se interpreta a través de su diseño, de pendiente abrupta hacia el interior (donde se observa el perfil de las coladas), y pendiente tendida hacia la periferia (donde se observa la superficie de las coladas). Ninguno de ellos es un edificio volcánico *per se*.

Dentro del anfiteatro no se han observado *necks* ni diques que puedan interpretarse como conductos de emisión. En cambio sí existe una colada cómica de dimensiones modestas, emplazada encima de su propia boca de emisión. Alrededor de ella hay varios cerritos y afloramientos de rocas dacíticas que pueden catalogarse como pequeños domos (Fig. 36). Todo este sector podría ser considerado como la zona del conducto de emisión, que por haber estado más afectada por fluidos hidrotermales fue luego la más fácilmente erosionada.



Fig. 36: Vista de los domos situados junto al *Domo riolítico* en el área de alteración del cerro Salle. Su distinta posición topográfica por encima de las rocas alteradas permite sugerir que su edad es bastante más joven que las *Lavas superiores* del Complejo Volcánico Salle.

La inestabilidad del edificio en su flanco oeste puede haber sido consecuencia directa de las características de su sustrato. En este sector, las rocas alteradas (Ignimbrita Vilama, Dacita Río Blanco, y posiblemente algunas lavas del Complejo Volcánico Salle) tienen el aspecto de montículos suaves, de distintivo color amarillo. En algunos casos esta morfología se parece mucho a los *badlands*, indudablemente por la presencia de arcillas expansivas. Influiría también el tipo de meteorización, que involucra en esta región lluvias en verano y fenómenos de congelamiento y descongelamiento en otoño y primavera. La debilidad de este sustrato habría facilitado el rápido avance de la erosión retrocedente que provoca el río Blanco, y así provocado, en gran parte a través de movimientos de remoción en masa, la eliminación de gran parte del edificio, creando este gran espacio vacío que hoy día se puede observar. Los sedimentos gruesos referidos se encuentran depositados a todo lo largo del pie del faldeo del cerro. No se han medido sus espesores, pero se puede decir que llegan a 50 metros en su sector más espeso. También se halla un volumen de sedimentos muy grande a todo lo largo de la quebrada que baja desde el puesto Toloma hasta su salida a la depresión de la laguna Vilama. Observando imágenes satelitales se puede inferir que, aproximadamente, el volumen de roca faltante alcanzaría 1/5 o 1/4 del volumen total de la forma original.

#### *Geología de las unidades identificadas*

*Lavas inferiores.* En esta unidad se agrupan rocas similares entre sí que afloran en forma aislada en el flanco sur del cerro Salle. Se trata de lavas vítreas oscuras y masivas, que se tornan rojizas cuando están brechadas o rosadas en las facies de depósitos de flujos de

bloques y ceniza.

En el oeste las rocas que se asignan a esta unidad yacen sobre la Ignimbrita Toloma mediante discordancia angular *por resurgencia magmática*. En cambio en el extremo SE del cerro Salle se hallan en contacto con la Ignimbrita Vilama a lo largo de una escarpa; esta última relación es incierta, ya que tanto una como la otra unidad podrían ser la más antigua (Fig. 37). Si la Ignimbrita Vilama fuese más antigua que las lavas, debería entonces considerarse a la escarpa como un borde topográfico o estructural de la caldera; si fuese más joven, esto significaría que las lavas en cuestión corresponderían a rocas de precaldera, como las unidades dacíticas que se encuentran al NE del cerro Salle.

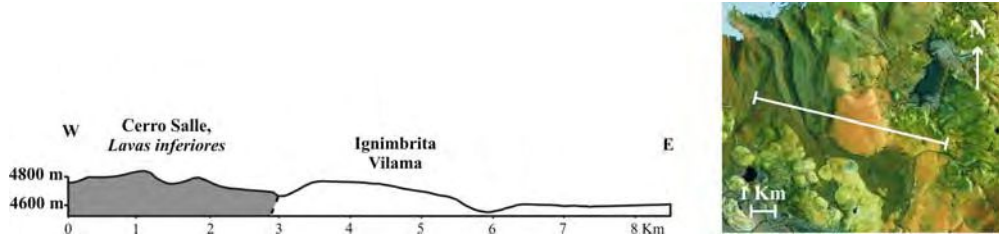


Fig. 37: Perfil topográfico del contacto entre la Ignimbrita Vilama y las Lavas inferiores del Complejo Volcánico Salle. Obsérvese que en superficie es difícil identificar cuál unidad está por encima de la otra. A la derecha, ubicación del perfil.

*Lavas intermedias*. En esta unidad se reconocen varias coladas, de las cuales algunas podrían ser consideradas *coulées*. El perfil tipo corresponde a la Colada Portillo, frente al puesto Toloma; en este lugar las rocas son lavas porfíricas de color rojizo a pardo grisáceo, y poseen marcada foliación de flujo, pasta algo porosa y fracturas extensionales.

Son comunes los enclaves microgranulares, de color pardo grisáceo, de grano muy fino, con escasos fenocristales y vesículas; tienen formas redondeadas, generalmente ovoidales, y su tamaño es en general de 1 o 2 cm, pero pueden llegar hasta 6 cm. Su proporción dentro de la roca, a simple vista, no supera el 1 %. Otro tipo de enclaves se halla en la localidad F-033, inmediatamente al este del cementerio de Mesada Blanca. Las rocas que los contienen son similares a otras lavas del Complejo Volcánico Salle, pero se diferencian por contener sanidina; posiblemente pertenezcan a un *batch* de magma distinto.

Las fracturas extensionales merecen una descripción especial. Siguiendo a Smith *et al.* (2001) se las considera como texturas de cavitación (*cavitation textures*), producidas por rotura del magma a causa del flujo durante la transición frágil-dúctil. Los casos aquí observados son fracturas extensionales casi perpendiculares a los planos de flujo (inclinan 70



a 80° en el mismo sentido que la dirección de flujo). Pueden aparecer en forma aislada, pero generalmente forman filas con gran cantidad de individuos dispuestos *en echelon* (Fig. 38). Su tamaño varía desde escala microscópica (ver Fig. 20 en Pág. 81) hasta mesoscópica.

Los autores mencionados enuncian tres factores que contribuyen a la formación de este tipo de estructuras: 1) fuerte pendiente, hecho que fuerza al flujo de lava a ser continuo y a deformarse aún a alta viscosidad; 2) diferencia en las propiedades mecánicas de las bandas de flujo; 3) presencia de inclusiones rígidas en la roca (fenocristales, enclaves, xenolitos).

En la figura 38 (izquierda) se observa claramente el control del segundo factor enunciado. Mientras algunas bandas desarrollan gran cantidad de fracturas extensionales, bandas adyacentes mantienen una textura masiva. Esto sugiere que la lava en dichas bandas se encontraba por encima y por debajo del umbral frágil-dúctil. Por el contrario la pendiente general de la colada en la localidad no supera los 20°, por lo tanto este factor no sería un control importante.



Fig. 38: Texturas de cavitación en las *Lavas intermedias* del Complejo Volcánico Salle. A la izquierda, trenes de fracturas desarrolladas dentro de filetes de flujo; a la derecha, fractura extensional en lava fuertemente cizallada por flujo.

*Lavas superiores.* El paquete de lavas superior es un capuchón de lavas oscuras, de textura masiva y en menor medida autobrechada. Su tipo litológico es similar al de las *Lavas inferiores*. Yacen directamente sobre las *Lavas intermedias*, y constituirían las últimas lavas derramadas que se han preservado.

#### *Descripción de las facies observadas en los flujos de lava*

De acuerdo a las texturas observadas se identifican distintas facies dentro de los flujos de lava. Estas texturas son masiva, autobrechada, y foliada.

La textura masiva de los flujos de lava se encuentra en sectores internos de las coladas, y dentro de los filetes de flujo más gruesos. Esta textura también se reconoce en los clastos de la textura autobrechada, y en clastos de los depósitos de flujos de bloques y ceniza.

La facies autobrechada está compuesta por clastos de forma angulosa (*cf.* observaciones a escala microscópica) de lava porfírica, inmersos en una matriz rojiza (Fig. 39). La litología y textura de los clastos es similar a la facies masiva. Su forma es generalmente angular, y su tamaño varía desde milimétrico hasta decimétrico. A veces muestran texturas *jigzaw*. La proporción de autoclastos en la roca varía entre 50 y 90 %. En ciertos casos los clastos pueden mostrar cierta alineación y contornos desflecados.

La matriz en las autobrechas es rojiza, por alteración. Bajo el microscopio es bastante similar a la de los clastos, salvo que de color pardo a causa de impregnación de óxidos. Se compone de fragmentos menores de lava, angulares y redondeados, y de cristales en general en fragmentos, especialmente las plagioclasas.

Se interpreta que esta textura se produjo en estas rocas a causa del flujo durante la transición frágil-dúctil. En los casos del tipo *jigzaw*, probablemente esta facies formaba parte de la corteza rígida de una colada cuyo interior estaba aún en estado fluido: un ligero aumento de la presión hidrostática habría producido la expansión de dicha corteza. En los casos que exhiben cierta foliación (Fig. 39, abajo a la derecha), probablemente el autobrechado se produjo por cizalla. Por el contrario, no consideramos que se trate de brechas del tipo dado por la acumulación de bloques despegados del frente y laterales de la colada y acumulados a su pie como un talud. Esto se debe a una diferencia fundamental: en el caso que describimos los clastos no tuvieron independencia física del flujo de lava, mientras que en una brecha formada al pie de una colada en proceso de avance los clastos son unidades independientes entre sí que se despegan del flujo y entran en contacto con el aire.

La textura foliada está dada por bandas de flujo desde milimétricas hasta centimétricas, que gradan a textura masiva cuando los planos de flujo se hacen más espaciados; en casos extremos puede llegar a desarrollarse texturas pseudoeutaxíticas (Fig. 38, derecha). La textura foliada se desarrolla cerca de la base y en los márgenes de las coladas. A lo largo de la Colada Portillo se pueden ver filetes de flujo paralelos a la base, que hacia el frente de la colada se van empinando hasta casi ser verticales. Transversalmente a la elongación de las coladas tienen forma de “U”, siguiendo su base y bordes. Cerca del ápice

de la colada la foliación de flujo muestra pliegues apretados cuyos ejes son paralelos a los laterales de la colada, y por lo tanto indicadores de la dirección del flujo.



Fig. 39: Muestras de lava con textura autobrechada. Complejo Volcánico Salle.

*Depósitos de flujos de bloques y ceniza.* A lo largo de la periferia del cerro Salle se encuentran intercalados entre los flujos de lava algunos depósitos de bloques de lava. Se trata de depósitos sin selección, matriz a clasto-soportados, con clastos monomíticos de composición dacítica con texturas masiva, foliada y autobrechada (Fig. 40). El tamaño de los clastos varía desde milimétrico hasta métrico; los mayores llegan a tener varios metros cúbicos. Las formas de estos clastos son generalmente polihédricas, con caras planas o curviplanas y aristas bien definidas. No se han hallado bloques con textura de “corteza de pan”. La matriz que rodea a los clastos está formada por una fracción clástica fina de color claro hasta rosa (Fig. 40); está soldada y es bastante tenaz, si bien algunos clastos se pueden extraer del depósito.

A escala microscópica se observa que la matriz está compuesta por material fino, dentro del cual se identifican fragmentos de vidrio, de cristales y de roca; todo este material es similar al que se observa en los clastos mayores. Los clastos son irregulares y a veces están deformados, probablemente por plasticidad, pero no muestran aplastamiento. No se observaron trizas de material vesiculado.

A escala de campo el depósito desarrolla disyunción columnar. Cada columna mide varios metros de diámetro y se encuentra pobremente definida, sin embargo son perfectamente distinguibles los planos verticales que separan las columnas entre sí.



Fig. 40: Depósitos de flujos de bloques y ceniza en el Complejo Volcánico Salle. A la izquierda, aspecto en el afloramiento (obsérvese el tamaño de algunos bloques); a la derecha, detalle en muestra de mano.

Estos depósitos se han hallado en varias localidades en los flancos norte, este y SW del cerro Salle, y en el flanco oeste del cerro Alcoak. Es incierto si pertenecen a la unidad inferior o a la intermedia; es probable que sean parte de sección basal de la unidad media, ya que fueron reconocidos en el flanco oeste del cerro Alcoak (por debajo de la Colada Portillo), y al este del cerro Salle Grande directamente sobre la Ignimbrita Vilama.

El volumen de estos depósitos es mínimo en relación con el volumen comprendido por el resto de las lavas que forman cada una de las unidades del Complejo Volcánico Salle. En los afloramientos más extensos (extremo sur de la Colada Portillo, localidad A-135) se calcula que ocupan aproximadamente  $0,11 \text{ km}^3$ .

#### Domo riolítico

Esta unidad está compuesta por un cuerpo de lava riolítica de escaso volumen (aprox.  $0,05 \text{ km}^3$ ). De acuerdo a la clasificación de Blake (1990) se lo considera como una colada cómica, ya que muestra flujo hacia el sur de su probable punto de emisión.

Esta colada cómica está formada por lavas foliadas de color amarillento, aunque en la base son oscuras debido a un mayor soldamiento. La foliación inclina ligeramente hacia el sur en su zona proximal, mientras que en su frente aumenta a causa de un escalón en la paleosuperficie (Fig. 41); el espesor estimado en este sector es de unos 150 metros.

No se han observado sectores con foliación vertical o con relaciones de corte sobre rocas previas que puedan indicar la localización exacta del centro de emisión. Sin embargo se interpreta que el mismo se encontraría en el extremo norte de la colada, o bien unos cientos de metros más al norte.

La erupción de esta unidad ocurrió cuando el anfiteatro del área de alteración ya

estaba formado. Consecuentemente es lógico pensar que su edad es bastante menor que la del resto del Complejo Volcánico Salle.



Fig. 41: Vista del *Domo riolítico* desde el oeste, con indicación del sentido de flujo interpretado. Por debajo, rocas del área de alteración del cerro Salle.

### Ignimbrita Salle

La Ignimbrita Salle es un depósito de flujos piroclásticos de composición dacítica. Ocupa una depresión situada entre los cerros Salle y Pululus, a lo largo de una extensión de *ca.* 40 km<sup>2</sup>. Su máximo espesor se presenta al este de la laguna Pululus, en donde se observan 90 m sin base expuesta.

Se puede separar a la Ignimbrita Salle en dos miembros, Inferior y Superior. Se utiliza el término “miembro” para referir a paquetes de roca que pueden distinguirse litológica y estructuralmente en el campo. En cambio, no se utiliza el término “unidad de enfriamiento” pues muchos de los flujos parecen haberse enfriado en forma separada. Los miembros Inferior y Superior de este trabajo probablemente se correspondan con los miembros Inferior y Medio señalados por Coira *et al.* (2004) (en ese trabajo no fueron señaladas las diferencias entre ambos, y se consideraba como Tercer Miembro al afloramiento de la Ignimbrita Cerro Panizos situado al NE del cerro Salle).

El Miembro Inferior se observa a lo largo de casi toda la extensión de la Depresión de Pululus (ver más abajo), y se distingue por su soldamiento. Abarca desde facies de color claro poco soldadas, hasta facies negras vitrofíricas. En algunas localidades se pueden diferenciar dos paquetes de ignimbritas, probablemente sendas unidades de enfriamiento. En ambas la base presenta poco soldamiento, es incolora, y posee pómez poco colapsadas en proporción de 35 hasta 60 % en volumen de la roca. Por encima de esta base adquieren inmediatamente textura eutaxítica, la cual a medida que se asciende en el perfil va

perdiéndose. La base del segundo paquete muestra en una localidad una textura finamente estratificada, que quizás corresponda a un *surge* basal. El perfil más completo del Miembro Inferior es la sección al este de la laguna Pululus.

El Miembro Superior tiene una extensión mucho más restringida que el anterior. Se halla entre la laguna Pululus y el faldeo del cerro Salle, ocupando un pequeño graben formado por un sistema de fallas conjugadas. Estas fallas, al igual que otras fallas que cortan sólo al Miembro Inferior, tienen rumbo este-oeste, generalmente inclinan al norte, y tienen desplazamiento normal. El contacto normal del Miembro Superior sobre el Miembro Inferior se observa en las inmediaciones del puesto del Sr. Joaquín Llampá, mientras que en los demás casos es a través de escarpa de falla.

Las ignimbritas del Miembro Superior están moderadamente soldadas, aunque de forma más uniforme que en el otro miembro. Las mismas tienen color gris claro hasta verde y rosado. El porcentaje de pómez varía entre 5 y 20 % aproximadamente según la altura en la sección; sin embargo, en la base puede llegar hasta 40 %. El máximo espesor medido, junto al camino a Bolivia, es de 61 m (mínimo).

Aparte de las diferencias de textura y color, ambas directamente relacionadas con el grado de soldamiento, las características composicionales de la Ignimbrita Salle en ambos miembros son similares.

Los fragmentos de pómez tienen hasta 25 cm de longitud. Los de mayor tamaño se ven en el Miembro Inferior generalmente en la base de las unidades de flujo. Su aspecto puede variar según el soldamiento de la roca: cuando la roca está poco soldada son ovoidales a elipsoidales y de color gris claro hasta amarillento; cuando la roca es soldada, son desde elipsoidales hasta muy achatados –verdaderas *fiamme*– y de color gris oscuro hasta negro. Petrográfica y geoquímicamente son similares a las *dacitas negras* del Complejo Volcánico Salle.

En escasa proporción aparecen fragmentos lávicos de color rojo, muy vítreos y sin vesículas, de bordes eutaxíticos y con cristales muy pequeños en su interior. Aparentemente son más abundantes en el Miembro Superior. En la mayor parte de los casos muestran una textura que señala su estado plástico al momento de la depositación, hecho que descarta la posibilidad de que sean fragmentos líticos accidentales. Son similares a los que se ven en la Ignimbrita Vilama, pero de menor tamaño. Si bien no son morfológicamente “pómez”, serían genéticamente equivalentes pues son fragmentos de magma desgarrados durante la erupción.

El único cambio notable en la composición litológica de la Ignimbrita Salle

corresponde a la parte más alta del Miembro Superior. En ese sector la litología de la pómez es similar a las *Lavas marrones* de la Dacita Khastor.

Los fragmentos líticos incluidos en ambos miembros son escasos, generalmente entre 1 y 2 % en volumen de la roca. En el Miembro Superior se destacan fácilmente, por lo tanto aparentan ser más abundantes. Se han identificado los siguientes tipos: a) rodados de lavas porfíricas similares a las del cerro Salle, de hasta 15 cm; b) fragmentos de rocas foliadas compuestos por biotita y plagioclasa, de hasta unos 5 cm; c) cuarcitas de grano muy fino; d) xenocristales de cuarzo de hasta varios centímetros. Los tipos a) y d) se interpretan como fragmentos accidentales (rodados tomados del sustrato durante la depositación de las ignimbritas), ya que se encuentran concentrados en la base de ambos miembros (en algunas localidades constituyen hasta un 2 a 3 % en volumen del depósito). En cambio, los tipos b) y c), dispuestos al azar a lo largo de todo el perfil, se consideran como parte de la roca de caja, verdaderos xenolitos transportados por el magma. Algunos del tipo c) podrían ser fragmentos arrancados del conducto durante la erupción.

*La Depresión de Pululus.* Se propone utilizar este nombre para denominar a la zona deprimida ubicada entre los cerros Salle y Pululus, la cual muestra características que sugieren un origen volcanotectónico. El punto más bajo en superficie corresponde a la laguna Pululus.

Las unidades estratigráficas presentes en esta depresión son más jóvenes a medida que se avanza hacia el sur. Esto se debe a una suave inclinación hacia el sur de las mismas. En la base, al norte, se observan las lavas *inferiores* e *intermedias* del Centro Volcánico Salle. Sigue el Miembro Inferior de la Ignimbrita Salle, que cubre uniformemente toda la depresión sin dejar asomos del sustrato. Continúa el Miembro Superior de la Ignimbrita Salle, y por último la Ignimbrita Bonanza.

El límite sur de la depresión está dado por una escarpa abrupta orientada hacia el norte, morfológicamente activa. En ella se destaca un deslizamiento rotacional que afecta a la Ignimbrita Vilama y descubre por debajo de la misma a un paquete delgado de ignimbritas de color gris. Probablemente también exista una falla normal de rumbo E-W e inclinación al norte oculta debajo de la costa sur de la laguna Pululus.

La extensión de la Ignimbrita Salle termina abruptamente en las cercanías del borde norte del escudo de Pululus. No fue posible observar el contacto entre ambas rocas. Probablemente la escarpa en la laguna Pululus sirvió de freno al avance de la Ignimbrita

Salle.

Esta misma relación de depositación en hemigraben se observa en el contacto entre los miembros Superior e Inferior de la Ignimbrita Salle, y en el contacto de la Ignimbrita Bonanza sobre el Miembro Superior de la Ignimbrita Salle. En ambas, el contacto lateral es sobre una escarpa de falla con fuerte inclinación hacia el norte.

Además de las fallas observadas, son muy evidentes en la depresión lineamientos de sentido E-W, y diseño cuadrículado del drenaje.

La Depresión de Pululus se encuentra limitada hacia el este por un notorio lineamiento que cambia de dirección hasta hacerse norte-sur. En el extremo este, casi junto al lineamiento, se observa a la Ignimbrita Salle en contacto normal sobre la Ignimbrita Vilama (localmente sobre una facies brechosa de la misma), en un nivel topográfico muy bajo.

Esta depresión puede ser considerada como a) el espacio formado por el retroceso del borde topográfico de la caldera Vilama; o b) una caldera anidada desarrollada en el borde SE de la caldera Vilama, asociada a la erupción de la Ignimbrita Salle.

## **8.2-Unidades no asociadas a la caldera Vilama**

### Ignimbrita Cerro Panizos

En el afloramiento situado al NE del cerro Salle esta unidad está integrada por 4 depósitos de flujo superpuestos (Fig. 42), que en total miden unos 50 metros. Se trata de depósitos de flujos piroclásticos de color claro, medianamente soldados, masivos, a veces con ligera laminación.

Cada depósito tiene una base de hasta 1 m de espesor, bien seleccionada, con 70 a 80 % de fragmentos de pómez de entre 1 y 7 cm, y menos de 1 % de fragmentos líticos volcánicos de hasta 5 cm. En pocos centímetros esta base pasa al depósito normal, cuya distribución de tamaños es caótica, que está formado por 40 a 50 % de fragmentos pumíceos de hasta 40 cm, ecuanter e irregulares, y fragmentos líticos de tipo, tamaño y proporción similares a los ya mencionados. Hacia arriba los fragmentos de pómez comienzan a mostrar imbricación. Inclinan hacia el W y WNW.

Los fragmentos líticos son siempre de naturaleza volcánica; se pueden reconocer como pertenecientes a lavas del Complejo Volcánico Salle. Por ser redondeados se consideran rodados tomados del sustrato.



Se diferencian al menos dos tipos de pómez. Una de ellas es blanca a rosada, con vesículas alargadas y pocos cristales; la otra es grisácea a verdosa, de grano fino, con mayor proporción de cristales de menor tamaño.

En los afloramientos del norte del cerro Salle, frente al viejo cementerio, los fragmentos líticos pueden aparecer en lentes y tener hasta 50 cm de diámetro.



Fig. 42: A la izquierda, vista de los cuatro depósitos de flujos ignimbríticos correlacionados con la Ignimbrita Cerro Panizos; la flecha indica a una persona como escala. A la derecha, aspecto de la base de un depósito de flujo: abajo, base rica en pómez; por encima, depósito normal.

*Emplazamiento.* Los depósitos al NE del cerro Salle se correlacionan petrográfica y geoquímicamente con la Ignimbrita Cerro Panizos. Esto implica una proveniencia directa desde el norte. Sin embargo, el carácter aislado de los afloramientos y el tamaño grueso de los fragmentos pumíceos y líticos sugieren otra zona de proveniencia.

La imbricación de la pómez indica proveniencia desde el WNW. Es posible interpretar que los flujos piroclásticos provenientes desde el norte se habrían encauzado en el paleovalle que hoy rellenan las ignimbritas al norte del cementerio de Mesada Blanca. El angostamiento del paleovalle hacia el sur habría provocado un aumento de la velocidad del flujo. De esta manera continuaron un poco más hacia el sur hasta chocar contra la ladera NE del cerro Salle, cambiando así su rumbo hacia el este hasta finalmente depositarse.

### Centro Volcánico Bayo

El cerro Bayo es un volcán de tamaño intermedio. Alcanza una altura de unos 700 m sobre su base, y tiene un perfil chato, con ángulos de 9 hasta 14°. Se asemeja mucho al tipo de edificios que forman el Complejo Volcánico Loromayu.

Está formado por flujos de lava derramados a partir de un punto central, ubicado

probablemente en su punto más alto. La morfología de las coladas y del volcán sugiere una viscosidad bastante baja de sus lavas, relativamente menor a la correspondiente al Complejo Volcánico Salle, por ejemplo.

Las coladas observadas muestran un perfil que de base a techo contienen facies foliada (con filetes de flujo delgados y pliegues de diseño armónico), masiva, y vesicular (hasta escoriácea). Por el contrario, no se hallaron facies autobrechadas o de depósitos de flujos de bloques y ceniza. Todas estas características indican una baja viscosidad de las lavas, que indudablemente se ubicaría entre las más bajas de las lavas estudiadas.

### Complejo Volcánico Loromayu

Esta unidad –de la cual previamente se separaron varias unidades (ver el capítulo “Estratigrafía”)– está formada por un grupo de estratovolcanes dispuestos a lo largo de una traza curva de dirección NW-SE. Todos ellos tienen un perfil muy tendido, con ángulos de 8 a 9°. Su altura sobre la base alcanza unos 1000 a 1300 m. La mayor altura del grupo corresponde al cerro Loromayu, de 5888 msnm.

El cuerpo principal de estos volcanes está formado por lavas andesíticas oscuras, generalmente masivas y a veces vesiculares. Particularmente las que se encuentran por debajo del Centro Volcánico Puntas Negras contienen abundante proporción de enclaves microgranulares de color pardo rojizo, con escasos fenocristales y vesículas, con formas ovoidales, y de tamaño en general menor al de un puño.

También se han observado otros tipos de roca. Cerca de la parte más alta del cerro Dulce Nombre hay lavas autobrechadas, con autoclastos oscuros y matriz rojiza, similares a las descritas en el Complejo Volcánico Salle. Hacia el este, en la parte más alta del área de alteración, existe un delgado *coulée*, muy disectado por erosión glacial, formado por rocas dacíticas vítreas de aspecto y geoquímica parecidos a la Dacita Vilama (Fig. 43).

En la parte más alta del cerro Negro se extiende una enorme área de alteración, en la que se desarrolla un depósito de azufre. Esta situación se ve repetida en otros sectores del complejo, al menos en los cerros Tinte y Loromayu.

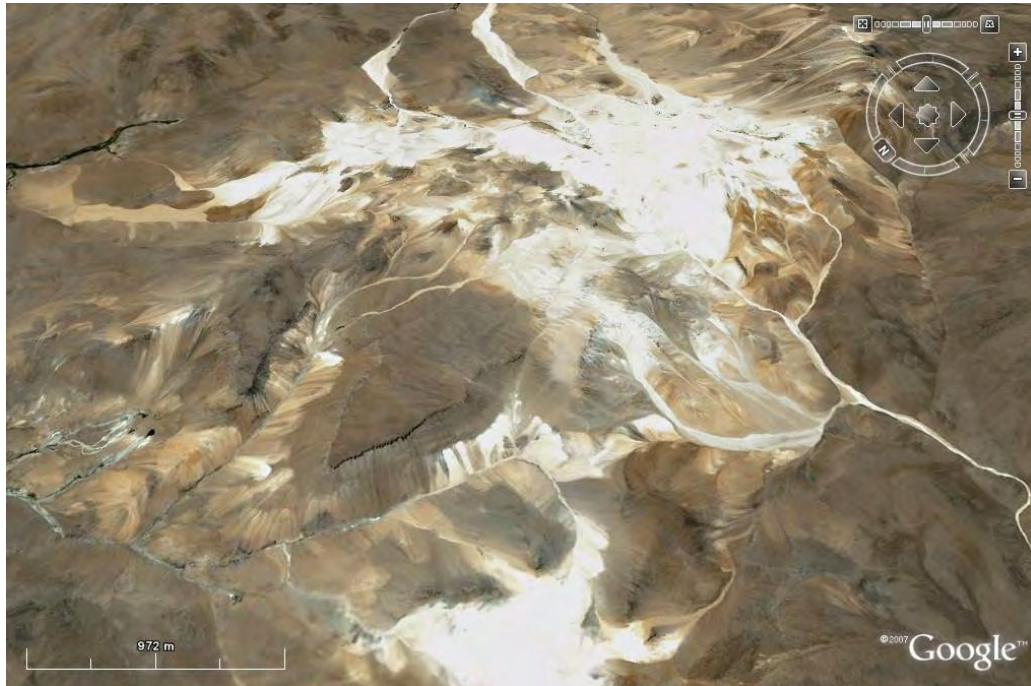


Fig. 43: Vista aérea del Complejo Volcánico Loromayu en el área de alteración del cerro Negro. En la periferia de la zona más alta se destacan los restos de un *coulée*.

#### Centros volcánicos Vitichi y Puntas Negras

Estos centros volcánicos están ubicados en el límite SW de la caldera Vilama, siguiendo aproximadamente la misma línea del borde topográfico de la laguna Chojllas. Esta situación llevó a que inicialmente se consideraran asociados a la Etapa de Postcolapso de la caldera Vilama.

Ambos cerros tienen el mismo aspecto textural en imágenes satelitales, en el que se destacan flujos de lava globulares. Por el contrario, en el campo se diferencian ligeramente en morfología y litología. Los perfiles topográficos (Fig. 44) son ilustrativos en este sentido.

El cerro Puntas Negras es un edificio de forma cónica de unos 500 m de altura, con flancos que tienen un ángulo promedio de 15°. En su tope se hallan los restos de su probable boca de emisión. Está formado por lavas foliadas grises con enclaves microgranulares de color marrón, con marcada foliación de flujo bastante plegada.

El cerro Vitichi es una loma de forma convexa, con una pendiente de 6 a 8°. No se observa claramente una zona de emisión. Está formado por lavas masivas y foliadas grises parecidas a las del cerro Puntas Negras, aunque no se hallaron enclaves microgranulares.

Las características morfológicas mencionadas sugieren que el cerro Puntas Negras es

un estratocono simple, mientras que el cerro Vitichi sería un pequeño *coulée*.

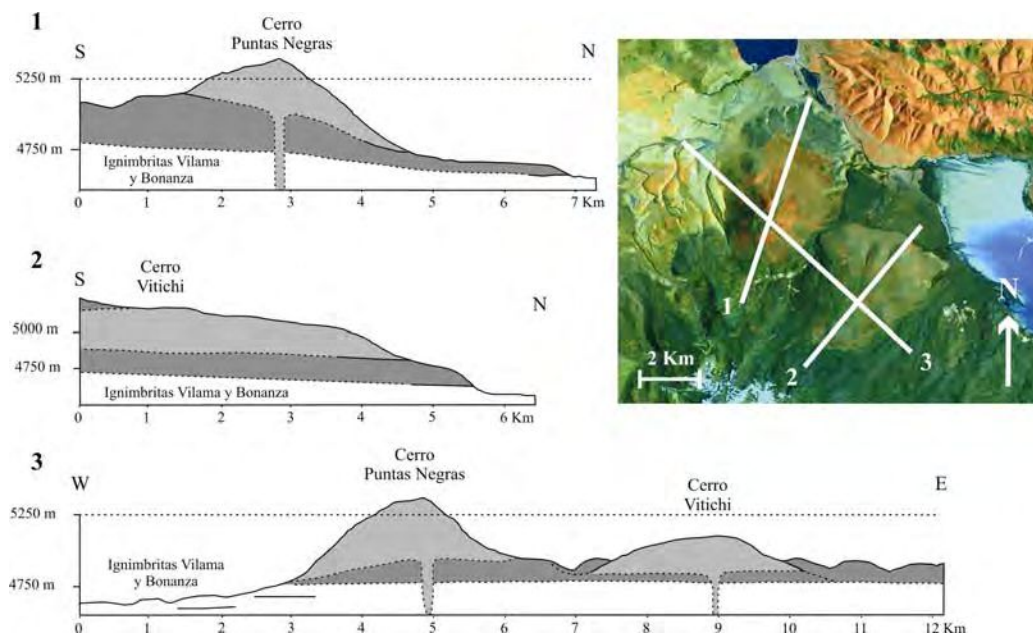


Fig. 44: Perfiles topográficos de los centros volcánicos Puntas Negras y Vitichi.

La cercanía de ambos cerros y la similitud de las lavas eruptadas sugiere que sus centros emisores se encuentran asociados a una misma fractura. Si ella existiera, podría considerarse asociada al borde estructural de la caldera Vilama.

### Centro Volcánico Vilama

El Centro Volcánico Vilama está formado por coladas de lava de formas globosas y espesas, muchas de ellas de corto trayecto. Su distribución es algo caótica, pero en general responden a un patrón radial a partir del centro de la unidad. Sin embargo, dentro de la unidad se halla un cerro algo menor en altura que el principal (hacia el NE), que sugiere la presencia de un punto de emisión lateral al principal. Por su parte, las coladas más jóvenes indican claramente que su emisión fue a partir del ápice del cerro. Alcanza una altura de 1150 m sobre su base, hecho que lo convierte en uno de los más grandes edificios de la región. Sus pendientes promedio varían desde 10 a 16°.

Las *Lavas inferiores* son el tipo litológico más abundante dentro del edificio. Se trata de lavas oscuras a gris oscuras, a veces rojizas, cuyas coladas están caracterizadas por zonas interiores masivas, y por zonas laterales con filetes de flujo regulares que por meteorización

física forman fragmentos tabulares. Hacia el NW estas lavas tienen una topografía más baja, y a escala de afloramiento muestran una textura foliada muy complicada. Las *Lavas superiores* son menos abundantes, y corresponden a las coladas más jóvenes del cerro. Se trata de lavas de color gris claro, cuyas coladas tienen una zona frontal muy globosa y una “cola” tras de la misma que resulta delgada en comparación con el frente. Por estar poco disectadas muestran generalmente textura foliada regular. No obstante, se han observado facies con autobrechas, y con *boudinage* de filetes de flujo. En ninguna de las rocas se han hallado texturas típicas de domos, como por ejemplo brechas “jigzaw” por sobrepresurización, o depósitos de flujos de bloques y cenizas.

Sobre el flanco oeste del cerro se observa un extenso plano buzante al oeste. Se trata de una cicatriz producto de un deslizamiento rotacional. Una lava derramada por encima de esta superficie de corte indica que este fenómeno ocurrió antes de las últimas erupciones de lava. La presencia de este fenómeno sugiere una explicación similar para el sector NW, en donde los afloramientos tienen poca elevación en comparación con el resto de la unidad y las rocas muestran una textura foliada “turbulenta”. En este caso, el deslizamiento debería haber ocurrido muy poco después de la erupción de las lavas.

De acuerdo a la descripción previa de las evidencias halladas, consideramos que el cerro Vilama es un volcán compuesto, cuya característica principal es la alta viscosidad de sus lavas. Consecuentemente, las lavas derramadas habrían avanzado cortas distancias antes de congelarse. La alta viscosidad de las lavas es también causa de las altas pendientes que muestra el cerro, e indirectamente, de los deslizamientos observados.



## **Capítulo 9-Geoquímica**

En este capítulo se presenta e interpreta toda la información geoquímica de elementos mayores y traza obtenida durante la realización de este trabajo. Esto involucra a las unidades estratigráficas eruptadas dentro del lapso 8,5-7,3 Ma, y a otras unidades estratigráficas de la zona de trabajo tanto previas como posteriores a la misma (con excepción de la Ignimbrita Bonanza, que se trata aparte al final de este capítulo).

Dado que la mayor parte de las unidades analizadas comparten el mismo tipo geoquímico, en primer lugar se hará una descripción general del conjunto. En la segunda parte se describirán los detalles y particularidades de cada una de las unidades.

### **9.1-Información previa**

Los análisis de las muestras M-187p, M-188p, M-175, M-177, M-178 y M-189 fueron tomados del trabajo de Soler (2005). De ellas, M-177, M-178 y M-189 fueron reanalizadas por elementos mayores y/o traza sobre las mismas perlas vítreas y *pellets*, ya que inicialmente sus resultados mostraban un cierre bastante lejano al 100 %; los nuevos resultados de estos análisis figuran en el Apéndice.

Con fines comparativos se utilizaron análisis de la Ignimbrita Vilama *dacítica* (ver Soler, 2005) presentados por Polo (2005) y Soler (2005). De Coira y Kay (en preparación) se utilizó el análisis Y-50, correspondiente al Centro Volcánico Bayo, además de una extensa base de datos (con fines comparativos). Los análisis pertenecientes a las muestras M-173 y M-227b fueron gentilmente cedidos por M. Soler.

### **9.2-Metodología**

Se realizaron análisis geoquímicos de las unidades de roca diferenciadas en el campo a la escala de mapeo. Para ello se utilizó roca fresca y que en corte delgado mostraba ninguna o escasa hidratación del vidrio (salvo pocas excepciones, como los casos de E-023 y F-004, en donde la única roca disponible estaba algo alterada o meteorizada). Los resultados obtenidos se presentan en el Apéndice.

Las muestras de roca se molieron sin ningún tratamiento previo, salvo inspección y extracción de eventuales xenolitos. Se utilizó molino de widia para las muestras a ser analizadas por Fluorescencia de rayos X, mientras que de ágata para aquellas a ser analizadas por ICP-MS. Si bien las lavas son porfiricas, el porcentaje de cristales no es muy alto; en

general se encuentra entre 25 y 35 %, y llega en el caso más extremo al 42 %. En el caso de las ignimbritas se utilizaron fragmentos juveniles o pómez, salvo la muestra D-017 que es de roca total. La molienda y realización de *pellets* de polvo de roca (para análisis de Fluorescencia de Rayos X) estuvo a cargo del técnico Paulino Cachizumba.

Los análisis de elementos mayores y traza (excepto elementos de las tierras raras; de ahora en más, ETR) se realizaron en el Laboratorio de Geoquímica del Instituto de Geología y Minería de la Universidad Nacional de Jujuy, mediante Fluorescencia de Rayos X. El equipo utilizado es un espectrómetro secuencial Rigaku FX2000, provisto de un tubo de anticátodo de Rh de 3 kw de potencia, que opera a 50 kv y 40mA. El analista a cargo de la tarea fue el ingeniero Patrocinio Flores.

Los elementos mayores se analizaron sobre perlas vítreas preparadas mediante fusión de la roca a 1000 °C, utilizando como fundente tetraborato de litio y logrando una completa homogeneización del fundido. Los elementos traza se analizaron sobre *pellets* de polvo de roca, aglutinados con metacrilato de metilo y prensados bajo una carga puntual de 20 Tn.

En ambos casos se determinaron las concentraciones de óxidos y elementos a partir del método empírico usual, comparando la muestra problema con curvas de calibrado preparadas con patrones estándares anhidros o totales homologados por el Servicio Geológico de Estados Unidos o por el Servicio Geológico de Japón.

Los análisis con alto porcentaje de pérdida por calcinación (LOI), o con contenidos de elementos evidentemente fuera de un rango esperable (sobre todo en el caso de los elementos móviles) fueron evitados a la hora de realizar gráficos y establecer conclusiones.

Los datos obtenidos se graficaron mediante el software Igpct. Este programa recalcula el valor de los elementos mayores al 100 %, sobre una base libre de volátiles. Para realizar el cálculo el programa suma los contenidos de Si, Ti, Al, Fe<sup>+3</sup>, Fe<sup>+2</sup>, Mn, Mg, Ca, Na, K, P, Cr, y Ni (el Fe<sup>+3</sup> es expresado como Fe<sup>+2</sup> mediante el factor 0,8998). Luego multiplica el valor de estos óxidos por el factor 100/(suma de óxidos).

### **9.3-Elementos mayores**

Las rocas analizadas tienen un contenido de SiO<sub>2</sub> que varía entre 60 y 71 %, y de álcalis (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) de entre 4 y 8 %. Particularmente el contenido de K<sub>2</sub>O es alto, incluso algunas unidades ingresan en el campo correspondiente a las series shoshoníticas (ver diagrama de Harker correspondiente en Fig. 47). En el diagrama TAS (Fig. 45) plotean a lo



largo de un espectro completo que abarca los campos andesita, dacita y riolita. La mayoría de los análisis realizados corresponden a dacitas, mientras que los correspondientes a andesitas y riolitas son escasos.

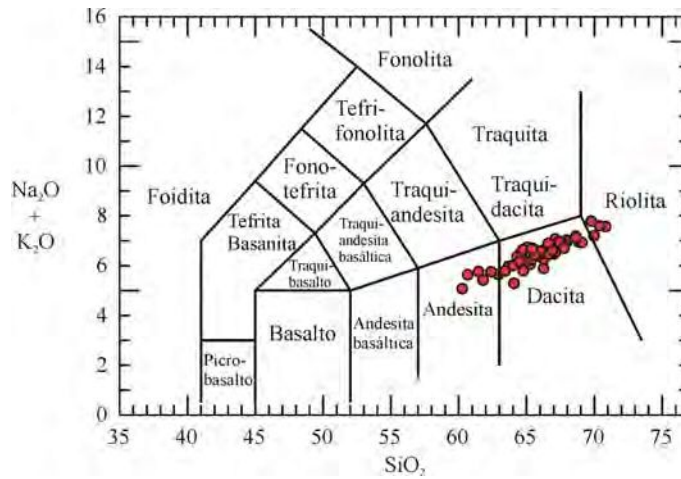


Fig. 45: Diagrama TAS (campos según Le Bas *et al.*, 1986) de las rocas analizadas, sin discriminar.

En el diagrama AFM (Fig. 46, izquierda) todas las muestras se agrupan en el campo calcoalcalino, siguiendo una línea con pendiente hacia el extremo de los álcalis.

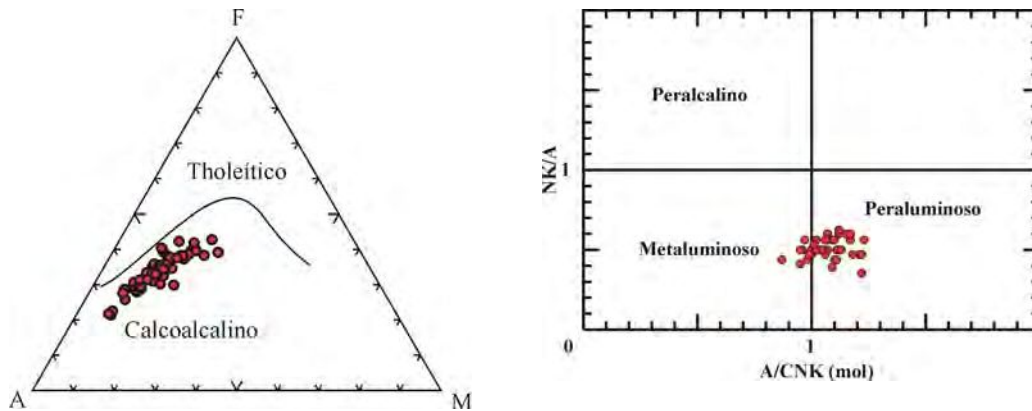


Fig. 46: A la izquierda, diagrama AFM ( $A = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ;  $F = \text{FeO}_T$ ;  $M = \text{MgO}$ ) de las rocas analizadas; límite entre campos según Irvine y Baragar (1971). A la derecha, diagrama de Shand (modificado por Rapela, 1982) ( $A = \text{Al}_2\text{O}_3$ ;  $C = \text{CaO}$ ;  $N = \text{Na}_2\text{O}$ ;  $K = \text{K}_2\text{O}$ ).

En el diagrama de Shand (modificado por Rapela, 1982) (Fig. 46, derecha) las muestras plotean entre los campos metaluminoso y peraluminoso, con valores  $A/\text{CNK}$  (molar) de entre 0,85 y 1,23; valores mayores corresponden a muestras alteradas (no

graficadas). Las andesitas y algunas dacitas son metaluminosas, mientras que el resto de las rocas caen dentro del campo de las rocas peraluminosas (los valores A/CNK están detallados en el Apéndice).

En la figura 47 se presentan los ploteos de elementos mayores de todos los análisis realizados, discriminados según la unidad estratigráfica a la que pertenecen.

Dentro del espectro de variación de  $\text{SiO}_2$  el contenido de elementos mayores en general varía suavemente sin mostrar quiebres o interrupciones en la curva. La correlación es positiva para el  $\text{K}_2\text{O}$  y el  $\text{Na}_2\text{O}$ , nula para el  $\text{P}_2\text{O}_5$ , y negativa para el resto de los óxidos. Particularmente, el contenido de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  es ligeramente alto, entre 15 y 17 % (excepcionalmente 18 %), y muestra bastante dispersión; el de  $\text{Na}_2\text{O}$  bastante variable; el de  $\text{TiO}_2$  bastante alto, de hasta 1,2 %. La relación  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (cuando el LOI es normal) varía entre 1,1 y 2,4. Dentro de las curvas de variación, cada una de las unidades estratigráficas plotea coherentemente dentro de un espectro de variación estrecho, si bien algunas se solapan entre sí.

Como excepciones al comportamiento seguido por la mayor parte de las unidades (léase variaciones respecto de la tendencia general), podemos mencionar las siguientes: el contenido de  $\text{TiO}_2$  es bajo en las andesitas (Complejo Volcánico Loromayu, Centro Volcánico Bayo, *Dique andesítico*); el contenido de  $\text{MgO}$  es ligeramente mayor en la Ignimbrita Cerro Panizos; el contenido de  $\text{Na}_2\text{O}$  es marcadamente bajo en la Ignimbrita Panizos; el contenido de  $\text{P}_2\text{O}_5$  es mayor en el Centro Volcánico Vilama, en una roca del Complejo Volcánico Salle (un enclave microgranular), y en el *coulée* del Complejo Volcánico Loromayu.

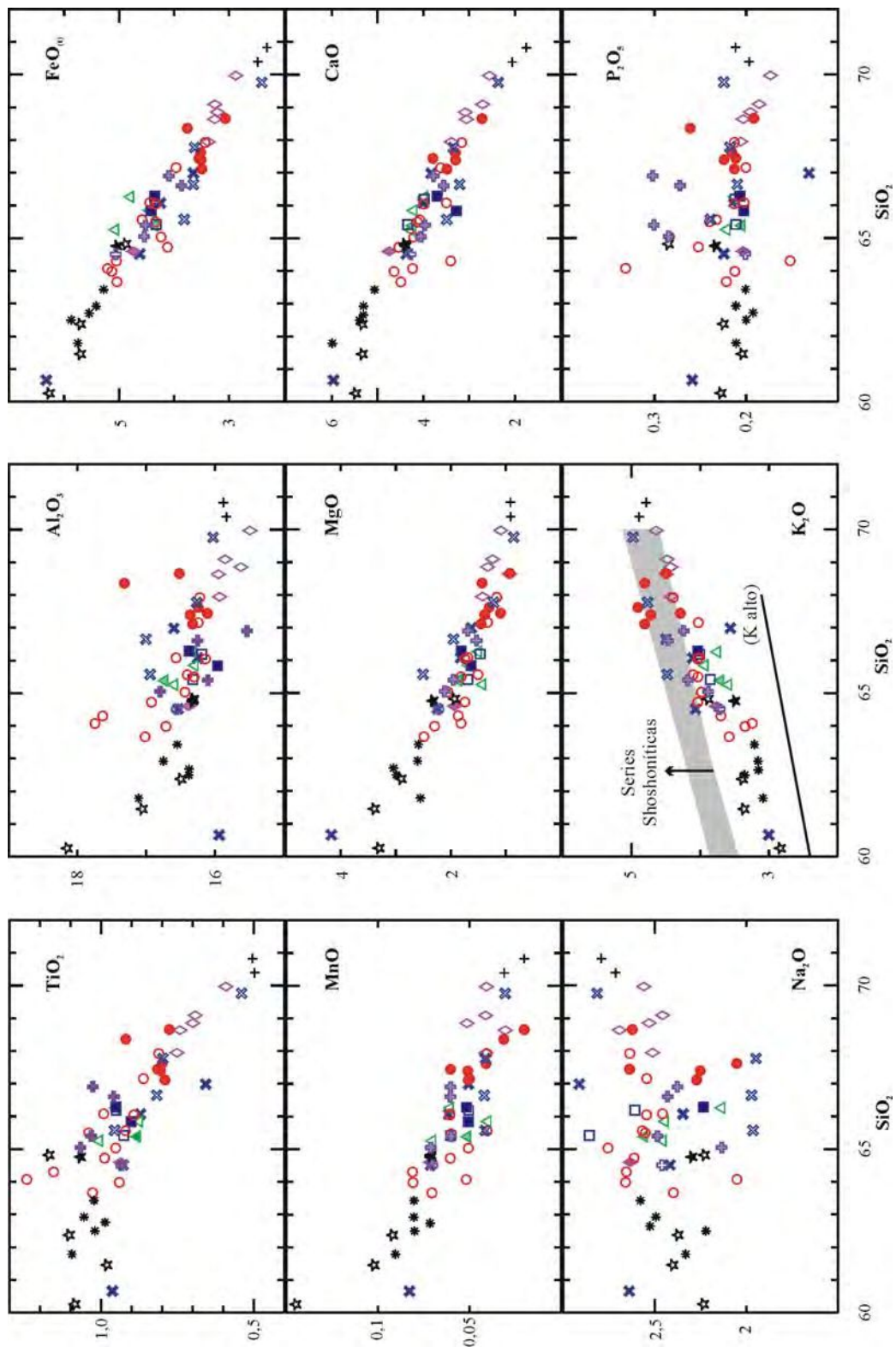
### **Interpretación**

De acuerdo a los valores A/CNK, la mayoría de las rocas analizadas deberían ser catalogadas como peraluminosas. Sin embargo, no estamos de acuerdo con esta conclusión. Según Miller (1985) y Patiño Douce (1992), no sería correcto tipificar la actividad del Al en un magma sólo a través de parámetros químicos, sino que debería además tenerse en cuenta el ensamble mineralógico. En nuestro caso, la aluminosidad indicada por los valores A/CNK mayores a 1 no se corresponde con la mineralogía de las rocas, desprovista de fases mineralógicas con estructuras formadas por Al (*e.g.* cordierita, granate, polimorfos de Al). Por lo tanto, y siguiendo el esquema de Miller (1985), consideramos que estas rocas serían derivadas de líquidos metaluminosos a débilmente peraluminosos subsaturados en fases ricas

en Al. Más adelante en este capítulo se volverá al tema (en el apartado “Comparación geoquímica con rocas del arco”), para explicar porqué el parámetro A/CNK resulta tan elevado en las rocas de la zona de trabajo.

En cuanto al propósito principal de esta tesis, los elementos mayores no brindan información contundente. Sus contenidos no permiten una clara separación de las unidades estratigráficas, pues resultan tener un comportamiento más o menos similar. Las más claras diferencias corresponden a la Ignimbrita Cerro Panizos, de la cual se sabe de antemano que pertenece a un sistema magmático distinto; no obstante, este dato sirvió para correlacionar con la Ignimbrita Cerro Panizos a las ignimbritas que se hallan al NE del cerro Salle (ver el capítulo “Estratigrafía”).

La distribución que siguen los elementos mayores en las unidades estudiadas tampoco brinda datos esclarecedores a la hora de pensar en la evolución que tuvieron los magmas. Por un lado, casi todos los elementos siguen curvas de variación que sugieren *prima facie* (sobre todo a causa de una generalización simplista en la Petrología ígnea que no siempre es real) una *liquid line of descent* relacionada a procesos de cristalización fraccionada. Por el contrario, el limitado rango de variación de las unidades identificadas, y la ausencia de una secuencia composicional durante la erupción de las distintas unidades, sugieren la formación de cada una de ellas a partir de parcelas de magma distintas (Eichelberger *et al.*, 2006).



▲ Ignimbrita Vilama	○ Complejo Volcánico Salle	⊕ Centro Volcánico Puntas Negras
▲ Dacita Pululus	● Ignimbrita Salle	⊕ Dacita Vilama
□ Centro Volcánico Toloma	+ Domo riolítico	✱ Ignimbrita Cerro Panizos
■ Dacita Rio Blanco	● Centro Volcánico Bayo	✱ Otras unidades
◇ Dacita Khastor	☆ Complejo Volcánico Loromayu	
◆ Dacita Mesada Negra	★ Centro Volcánico Vitichi	

Fig. 47 (en la página anterior): Diagramas de Harker en donde se plotean los resultados de los análisis realizados por FRX; valores expresados en porcentaje. Se han excluido algunos puntos con valores de  $K_2O$  y/o  $Na_2O$  anómalos por alteración. Campo de K Alto según Le Maitre *et al.* (1989); el campo grisado corresponde a la compilación de límites inferiores de las series shoshoníticas realizada por Rickwood (1989). Referencias en esta página.

#### 9.4-Elementos traza (excepto ETR)

En la figura 48 aparecen graficados los datos de elementos traza (excepto ETR, que serán tratados luego) de las rocas analizadas, excepto de la unidad Ignimbrita Cerro Panizos.

Gran parte de los elementos traza muestran concentraciones que se ordenan a lo largo de curvas de variación continuas y sin saltos o quiebres, al igual que los elementos mayores. Se observa comportamiento incompatible (correlación positiva frente al  $SiO_2$ ) en el Rb, U, Th y Pb; comportamiento compatible (correlación negativa frente al  $SiO_2$ ) en el Y, Sr, y Ba (ligeramente); y ninguna o muy escasa correlación en el caso del Zr, Nb, junto al Hf, Ni, Cr y Co (no graficados). Las correlaciones mejor definidas son las del Rb y la del Pb.

La correlación negativa del Sr es a lo largo de dos curvas de variación de igual pendiente que varían (apartando previamente algunos datos espurios), una con valores entre 400 y 300 ppm, la otra entre 250 y 150 ppm. El grupo con mayores concentraciones involucra a las unidades Dacita Vilama, Complejo Volcánico Loromayu, parte del Centro Volcánico Bayo, e Ignimbrita Bonanza (no graficada), mientras que el de menores concentraciones a las unidades Dacita Mesada Negra, Dacita Khastor, Dacita Pululus, Complejo Volcánico Salle, Ignimbrita Salle, Centro Volcánico Toloma, *Domo riolítico*, y parte de las lavas del Centro Volcánico Bayo. La Ignimbrita Vilama, de acuerdo a los datos obtenidos por Soler (2005), pertenece al grupo con menor contenido de Sr, si bien algunas muestras contienen un poco más (esto sería a causa de dichos análisis son sobre roca total).

Al igual que el Sr, el Zr también muestra dos curvas de variación. El grupo de alto Zr (aprox. 230 a 280 ppm) está formado principalmente por las unidades geográficamente relacionadas al Complejo Volcánico Loromayu, mientras que el de bajo Zr (aprox. 150 a 200 ppm) por las otras unidades estudiadas. Más adelante se explicará la razón de este comportamiento.

El Ba no muestra correlación frente al SiO<sub>2</sub> en las andesitas y dacitas, variando entre poco más de 500 y 700 ppm aproximadamente, pero en el extremo riolítico se hace compatible y disminuye hasta aproximadamente 480 ppm.

Sin embargo, comienza a ser notoria la aparición de contenidos marcadamente distintos del *trend* general. Entre ellos podemos mencionar el Ba y el Nb, que tienen contenidos aislados mayores al *trend* en los enclaves hallados en las *Lavas intermedias* del Complejo Volcánico Salle, en el *coulée* del Complejo Volcánico Loromayu, y en la Dacita Vilama; y el Th, que tiene valores altos en la Dacita Vilama. Los valores más altos de Nb son todavía suficientemente bajos como para generar una anomalía negativa (ver Diagramas multielemento en la próxima sección).

### **Interpretación**

La información que brindan los elementos traza recién reseñados permite realizar la primera gran distinción litológica. A través de las diferencias observadas en los elementos Zr, Sr, Ba, y Th, se pueden separar dos grandes grupos: por un lado las rocas del Complejo Volcánico Loromayu y la Dacita Vilama, con contenido alto de dichos elementos; por el otro, las rocas geoquímicamente similares a la Ignimbrita Vilama. Al primer grupo se asemejan en ciertos elementos la Ignimbrita Bonanza (ver apartado “Diferenciación geoquímica de la Ignimbrita Bonanza”) y los enclaves de las *Lavas intermedias* del Complejo Volcánico Salle.

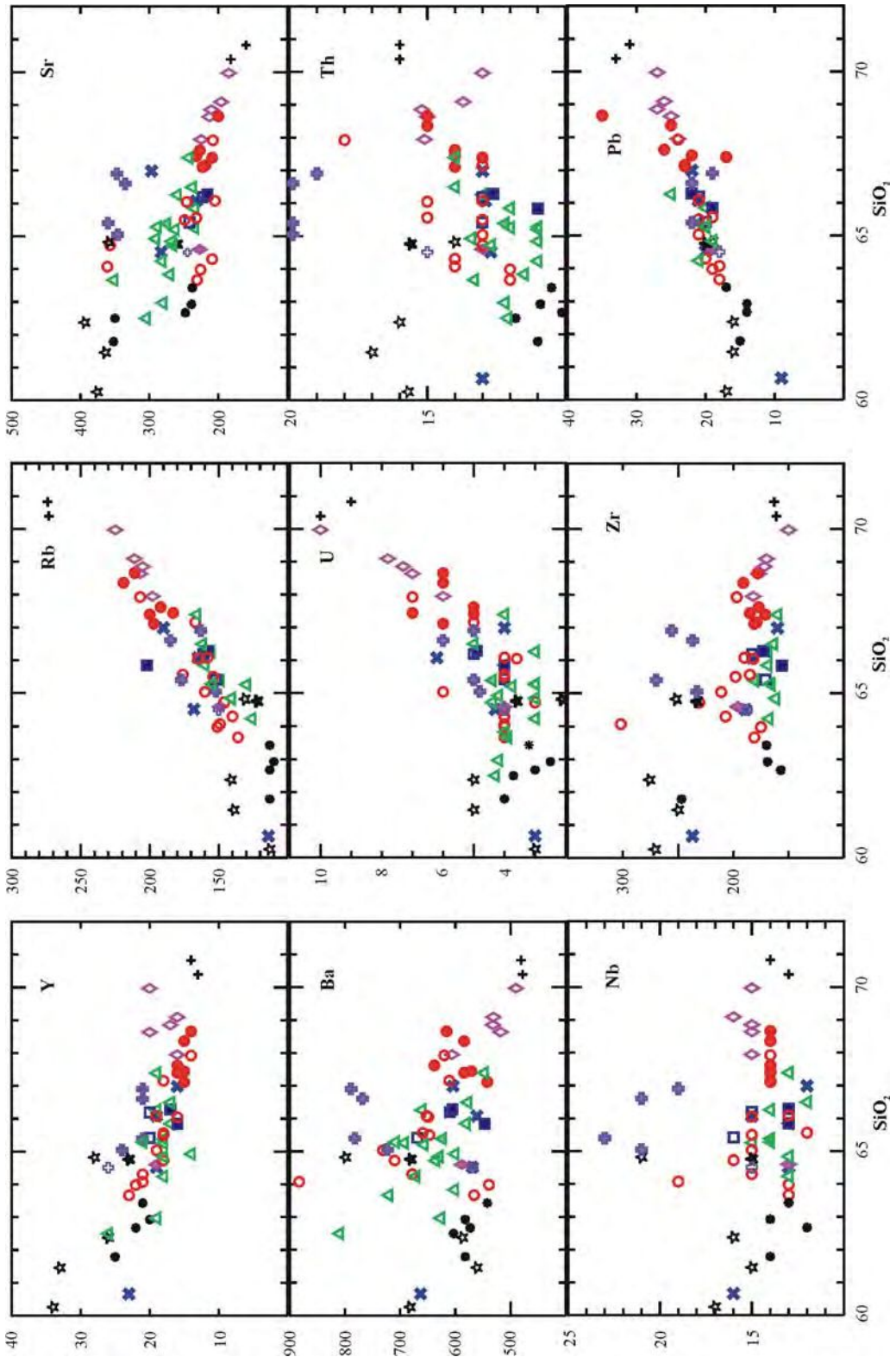
La correlación negativa del Sr se explica a través de la cristalización fraccionada de plagioclasa, en donde el Sr reemplaza al Ca. Respecto a la diferencia en el contenido inicial de las dos rectas de variación, podrían considerarse las siguientes explicaciones: a) distinta profundidad de la fuente, dado que la plagioclasa no es estable por debajo de los 30 km aproximadamente; b) distintos niveles de estacionamiento de los magmas mantélicos en su ascenso hacia la superficie (magmas estacionados por encima o por debajo de los 30 km tendrían historias de fraccionamiento distintas); c) los contenidos de Sr en las rocas de ambas rectas podrían correlacionarse con una afinidad de sus magmas más mantélica o más cortical.

El comportamiento del Zr, que al igual que el Sr muestra dos *trends*, no puede asociarse fácilmente a un proceso de cristalización fraccionada común; por el contrario, sugiere distinta fuente de los magmas. Por su parte, el fuerte enriquecimiento del Rb podría estar relacionado a la asimilación de material cortical.

En cuanto al comportamiento del Ba, la disparidad en los valores correspondientes a

las andesitas y dacitas sugiere que cada una de las unidades corresponde a un *batch* de magma discreto. Por su parte, el comportamiento compatible en el sector más ácido podría estar asociado a la cristalización de sanidina.

Fig. 48 (en la página siguiente): Principales elementos traza en las unidades estudiadas, plotados de acuerdo al contenido porcentual de  $\text{SiO}_2$  de la roca. Valores expresados en partes por millón. La simbología es la misma que en la Fig. 47.





## 9.5-Elementos de las tierras raras

Se realizaron 15 análisis por el método de ICP-MS, a través de la empresa ALS Chemex (Canadá). Para su normalización se utilizó el condrito de Boynton (1984). No se utilizaron los datos de Ho, Tm y Lu ya que, siendo el límite de resolución del método de 0,1 ppm, cuando graficados generan falsas anomalías negativas.

Con fines comparativos se utilizaron los análisis presentados por Soler (2005) y algunos pertenecientes a Coira y Kay (en preparación). También se graficó el análisis de la muestra H-03 presentado en el trabajo de Polo (2008).

Los patrones de ETR de las rocas analizadas tienen diseño algo distinto al típico de rocas de corteza superior (Fig. 49). En general muestran fuerte pendiente negativa a lo largo de todos los elementos, sin quiebre y/o concavidad en el sector de las TR medias. Particularmente exhiben amplia variación en el sector de las TR pesadas.

La suma total de ETR varía entre 181,6 ppm (Centro Volcánico Bayo) y 239,5 ppm (Complejo Volcánico Salle, *Lavas inferiores*). Por fuera de este rango se hallan la roca A-158r con 131,5 ppm (valor notoriamente más bajo que los demás, por lo tanto se descarta por posible alteración) y E-016 (Centro Volcánico Vilama) con 315,8 ppm. No hay correlación de estos valores frente al SiO<sub>2</sub>, pero sí de la suma de las TR pesadas, que muestran ligera correlación negativa.

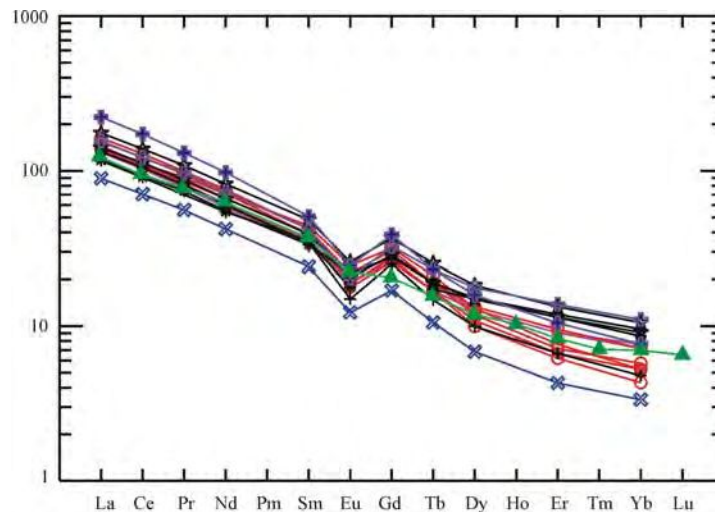


Fig. 49: Abundancia relativa de ETR en algunas de las unidades estudiadas; valores normalizados según el condrito de Boynton (1984). Referencias como en elementos mayores.

La relación  $(La/Yb)_N$  varía entre 12,5 y 35,7 (Fig. 50) (para comparación con datos no normalizados:  $La/Yb= 13,6$  hasta 53;  $Ce/Yb$  desde casi 30 hasta 110). A grandes rasgos muestra correlación positiva frente al  $SiO_2$ .

En el sector de las TR livianas la pendiente en todos los casos es fuerte, y los valores respecto al condrito son altos: por ejemplo, el La está enriquecido entre 100 y 200 veces, y el Sm entre 25 y 50 veces. La relación  $(La/Sm)_N$  varía entre 3,3 y 4,4, y no muestra correlación con el  $SiO_2$  (Fig. 50).

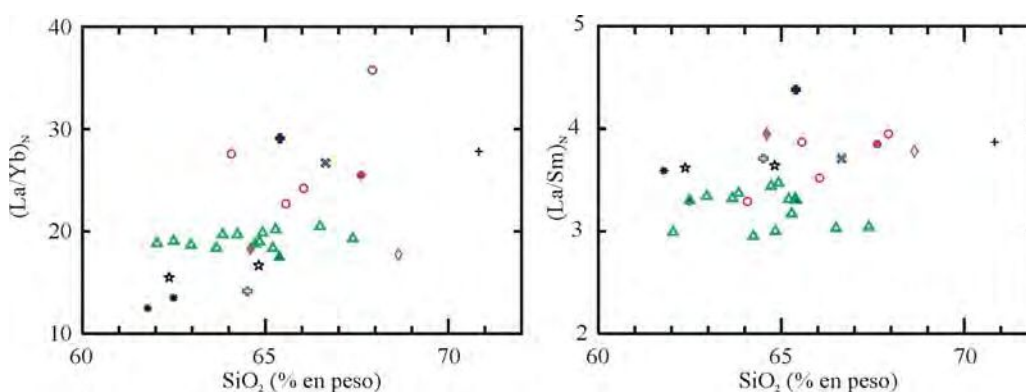


Fig. 50: Relaciones  $(La/Yb)_N$  y  $(La/Sm)_N$  en las rocas estudiadas. Para comparación se agregaron datos pertenecientes a la Ignimbrita Vilama. Valores de normalización según Boynton (1984). Referencias como en Elementos mayores.

En el sector de las TR pesadas el diseño también es similar en todas las muestras, con fuertes pendientes, pero la variación es mayor que en el sector de las livianas. La relación  $(Sm/Yb)_N$  varía entre 3,5 y 9,1 ( $(Gd/Yb)_N$  varía entre 2,9 y 6,3), y muestra correlación positiva con el incremento del  $SiO_2$  (Fig. 51).

No existe correlación entre la relación  $(La/Sm)_N$  y el contenido de  $Sm_{(N)}$  (Fig. 52); en cambio la relación  $(Sm/Yb)_N$  crece a medida que disminuye la concentración de  $Yb_{(N)}$  (Fig. 52). Esto demuestra que el factor que controla la relación  $(La/Yb)_N$  es la concentración de los ETR pesadas.

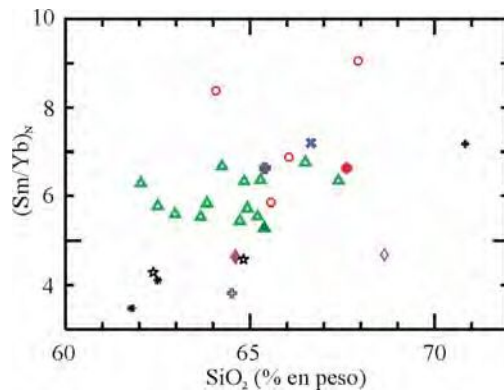


Fig. 51: Relación  $(\text{Sm}/\text{Yb})_N$  en las rocas estudiadas. Para comparación se agregaron datos pertenecientes a la Ignimbrita Vilama. Valores de normalización según Boynton (1984). Mismas referencias que en el anterior.

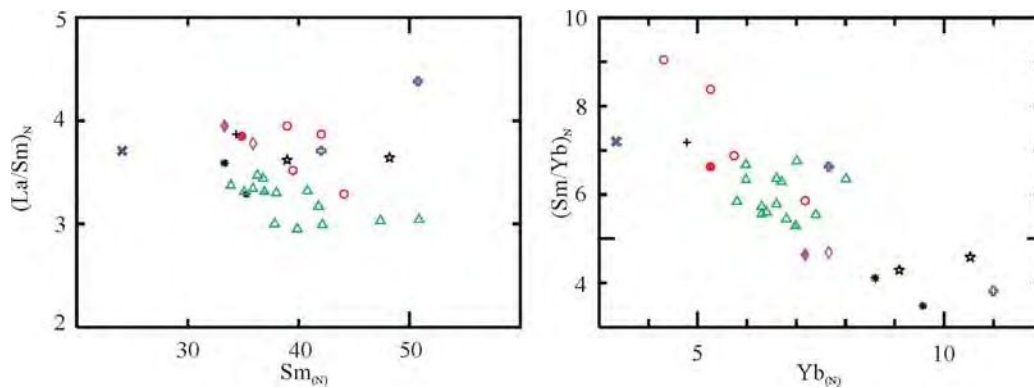


Fig. 52: Relaciones  $(\text{La}/\text{Sm})_N$  vs.  $\text{Sm}_{(N)}$  y  $(\text{Sm}/\text{Yb})_N$  vs.  $\text{Yb}_{(N)}$  en las rocas estudiadas (ver explicación en el texto). Para comparación se agregaron datos pertenecientes a la Ignimbrita Vilama. Valores de normalización según Boynton (1984).

La anomalía de Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_N / [(\text{Sm}_N) * (\text{Gd}_N)]^{1/2}$ ) es en general suave, y varía desde 0,51 hasta 0,72 (Fig. 53). Existe un grupo principal con valores entre 0,6 y 0,65, integrado por las rocas del Complejo Volcánico Salle, la Dacita Mesada Negra, la Dacita Khastor y las rocas del Complejo Volcánico Loromayu. Fuera de este grupo se encuentran los centros volcánicos Bayo (con 0,72), Vilama y Puntas Negras (con *ca.* 0,55), y el *Domo riolítico* (con 0,51). En la Ignimbrita Cerro Panizos tiene un valor de poco más de 0,6. Para comparación, en la Ignimbrita Vilama dacítica la anomalía de Eu varía entre 0,73 y 0,85 (otros dos datos rondan alrededor de 0,6).

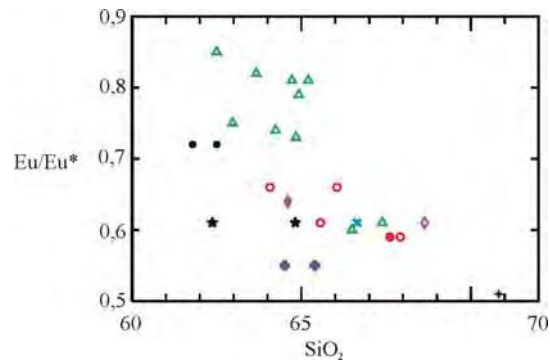


Fig. 53: Gráfico de anomalía de Eu vs. SiO<sub>2</sub> en las rocas estudiadas en esta tesis. Se agregan datos de la Ignimbrita Vilama, para comparación. Mismas referencias que en gráficos anteriores.

En síntesis, en las rocas estudiadas la relación  $(La/Yb)_N$  muestra en general una correlación directa con el contenido de SiO<sub>2</sub>. Este cambio se da a través de un notorio empobrecimiento de las TR pesadas junto a un muy ligero enriquecimiento de las TR livianas, a medida que aumenta el contenido de SiO<sub>2</sub> de la roca. A manera de conclusión podemos afirmar que el control principal de las TR en las rocas estudiadas es la variación de las TR pesadas.

### Interpretación

La más importante característica de los patrones observados es quizás su diseño rectilíneo. Este diseño es similar al que presentan las rocas volcánicas de otros sectores de la Puna (Coira y Kay, 1993; Caffè *et al.*, 2002; Siebel *et al.*, 2001; Petrinovic *et al.*, 2005). Como se verá más adelante, en la Puna y en el Altiplano los patrones de TR generalmente no tienen depresión del sector medio. Los patrones cóncavos se deben al fraccionamiento de las TR medias; este proceso es típico en las rocas de arco, y está provocado por la gran facilidad que tienen las TR medias para alojarse en la estructura cristalina de los anfíboles, en especial de la hornblenda. De aquí surge la hipótesis de que la escasez de anfíboles sería el control principal del diseño de TR observado.

Las pendientes fuertes en el patrón de las TR generalmente se consideran provocadas por la retención de las TR pesadas en la fuente (Kay *et al.*, 1987; Coira y Kay, 1993). Esto se debe al elevado K<sub>d</sub> para el grupo de las TR más compatibles en minerales como el granate, el cual se considera estable por debajo de los 30 km. Armosio (2002) postuló también como causa a la cristalización fraccionada de circón, dado el elevado K<sub>d<sub>Yb</sub></sub>. (Esta última alternativa no podría aplicarse a las rocas estudiadas, ya que no se han observado evidencias que apoyen

un origen común de las rocas por cristalización fraccionada.)

En este contexto, la fuerte variación de la relación  $(Sm/Yb)_N$  y su correlación positiva con el contenido de sílice de la roca puede explicarse por distinto grado de fusión parcial en la fuente: cuando el porcentaje de fusión parcial es bajo el fundido es silíceo pero tiene baja concentración de TR pesadas, mientras que al ir creciendo el porcentaje de fusión parcial el fundido resulta menos silíceo pero con mayor concentración de TR pesadas.

A este modelo debería agregarse la influencia que puedan tener a) la mezcla con otros magmas, hecho que en algunas unidades está evidenciado por la petrografía; y b) la posible existencia de fuentes a distinta profundidad.

El enriquecimiento de TR livianas por contaminación cortical es difícil de probar, sobre todo porque las evidencias apuntan preferentemente a que estamos en presencia de magmas originados en distintos eventos, sin un origen común por cristalización fraccionada. La Dacita Vilama, cuyo contenido total de TR es uno de los más altos a nivel de la Puna, probablemente involucre en su génesis una importante participación cortical.

Por último, las anomalías de Eu observadas, y su correlación más o menos negativa con el  $SiO_2$ , podrían ser consideradas a primera vista como evidencias de un origen común de las rocas por cristalización fraccionada. Sin embargo esta hipótesis resulta inviable ya que la evolución de la anomalía no muestra correlación a lo largo del tiempo (solamente podría tenerse en cuenta para sistemas pequeños, por ejemplo dentro de un solo centro eruptivo). No obstante, las anomalías de Eu observadas reflejan que al momento de emplazarse los magmas en niveles superficiales, el fraccionamiento de plagioclasa ya había sido importante.

## **9.6-Diagramas multielemento**

En los diagramas multielemento referidos tanto a manto primordial como a MORB los patrones de concentración de las rocas estudiadas muestran una traza muy disarmónica, con frecuentes anomalías positivas y negativas. (Para una mejor distinción, se plotearon por un lado la Ignimbrita Vilama y las unidades del lapso 8,5-7,3 Ma, y por el otro las asociadas química y espacialmente al Complejo Volcánico Loromayu. De la Ignimbrita Vilama sólo se plotearon los análisis propios. Se han obviado la Ignimbrita Cerro Panizos, y las *Dacitas pre-Ignimbrita Vilama*).

### **9.6.1-Normalización a MORB según Pearce (1983)**

En este diagrama (Fig. 54) se observa un diseño cuyas características principales son

fuerte enriquecimiento de elementos móviles, enriquecimiento leve de los elementos inmóviles más incompatibles, y empobrecimiento de los elementos inmóviles más compatibles. Los patrones son muy quebrados, con anomalías negativas de Ba, Ta-Nb, P y Ti. La más notoria de ellas es la del par Ta-Nb.

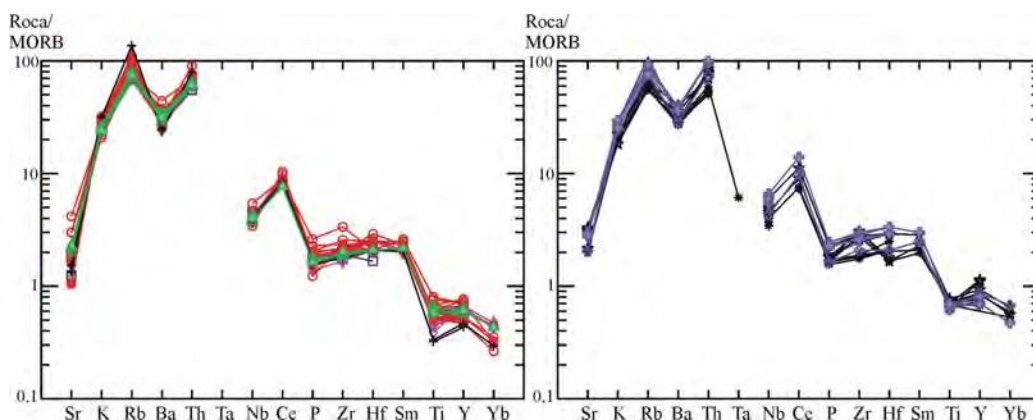


Fig. 54: Diagramas multielemento normalizados a MORB según Pearce (1983): a la izquierda, Ignimbrita Vilama y unidades del lapso 8,5-7,3 Ma; a la derecha, Complejo Volcánico Loromayu y unidades asociadas química y espacialmente. Mismos símbolos que en los gráficos precedentes.

### 9.6.2-Normalización a manto primitivo según Sun y McDonough (1989)

El diagrama multielemento normalizado a manto primitivo (Fig. 55) muestra para todas las rocas analizadas un patrón similar, caracterizado por el fuerte enriquecimiento de elementos LIL y ETR livianas respecto de los HFSE y de los ETR pesadas, y por la presencia de anomalías negativas de Ba, Nb, Sr, P y Ti, y positivas de U y Pb.

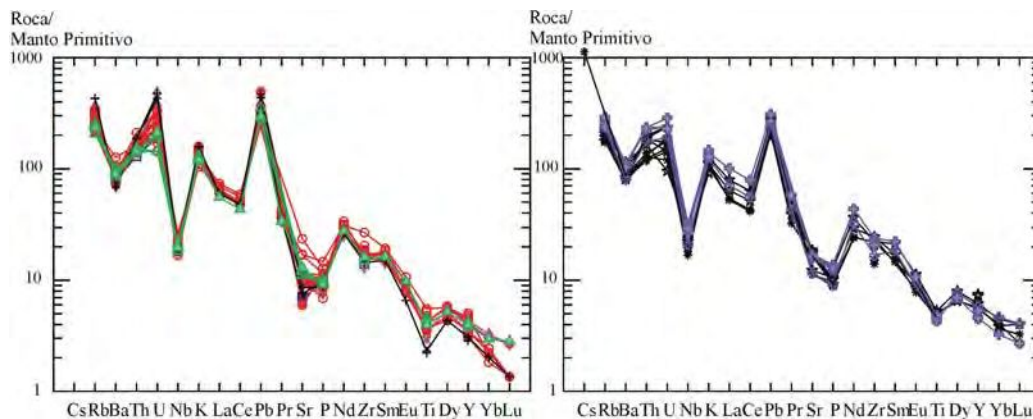


Fig. 55: Diagrama multielemento normalizado a manto primitivo según Sun y McDonough (1989): a la izquierda, Ignimbrita Vilama y unidades dentro del lapso 8,5-7,3 Ma; a la derecha, Complejo Volcánico Loromayu y unidades asociadas química y espacialmente. Mismos símbolos que en los gráficos precedentes.

### 9.6.3-Interpretación

La anomalía del par Ta-Nb es típica de rocas originadas en un arco magmático originado por subducción. Se atribuye a metasomatismo de la cuña astenosférica por fluidos selectivamente enriquecidos en elementos LIL originados en el complejo de subducción, o dicho de otra manera, a la mayor compatibilidad del Ta y Nb frente a los demás elementos presentes en dichos fluidos. También puede heredarse por fusión parcial de rocas previamente originadas por subducción.

El resto de las anomalías observadas son típicas de rocas de arco evolucionadas. En primer lugar la anomalía de Pb, que es propia de rocas que tienen participación cortical. Las anomalías de P y Ti aparecen generalmente en rocas cuyo magma tuvo una etapa de cristalización fraccionada en cámara magmática. Se atribuyen respectivamente a la cristalización de apatita, y de titanomagnetita e ilmenita. Sin embargo, el P no evoluciona a medida que aumenta el SiO<sub>2</sub>, aunque sí lo hace el Ti. Esto indicaría que las diferencias en el contenido de P serían reflejo de la composición del área fuente, mientras que en el caso del Ti podrían reflejar el fraccionamiento de fases minerales con titanio.

En el caso del Ba, su anomalía es similar a la observada en rocas de arco ácidas, y sería una consecuencia natural de la evolución a partir de magmas menos evolucionados, quizás a través del fraccionamiento de biotita. Sin embargo, el contenido absoluto de Ba varía muy poco a medida que aumenta la cantidad de SiO<sub>2</sub>, mostrando valores cercanos a los del promedio de la corteza. Esto lleva a pensar que la “anomalía” que observamos no es más que un mayor enriquecimiento de sus vecinos Rb, Th y U.

Por último, la anomalía de U se debe a su comportamiento incompatible.

No se observan diferencias relacionadas al contenido de SiO<sub>2</sub> de la roca excepto ligero enriquecimiento de elementos LIL, y ligero empobrecimiento de los elementos HFS a medida que aumenta el grado de evolución de las rocas (ver también Fig. 48).

### 9.7-Geoquímica de las unidades volcánicas

(Se listan todas las unidades tratadas en la tesis sin diferenciar su pertenencia a la Etapa de Postcolapso de la caldera Vilama, de acuerdo a su edad decreciente).

“*Dacitas pre-Ignimbrita Vilama*”. Se han realizado dos análisis correspondientes a los dos tipos litológicos observados. Estas rocas son dacitas, con un porcentaje de SiO<sub>2</sub> que varía aproximadamente entre 64,5 y 66,5 %. Su contenido de elementos mayores y traza es

indistinguible del de la Ignimbrita Vilama u otras unidades similares a ella (ver Figs. 47 y 48).

*“Volcanitas pre-Ignimbrita Vilama del cerro Pululus”*. La roca del probable dique fenoandesítico de grano fino es una andesita de casi 61 % de SiO<sub>2</sub>, calcoalcalina, rica en magnesio, con índice de peraluminosidad bastante menor que el resto de las rocas estudiadas. Se destaca su elevado contenido de Sr (624 ppm), Zr (forma parte del grupo con mayor contenido), Cr (420 ppm), y Ni (138 ppm).

*Ignimbrita Vilama*. Se han analizado dos muestras de “*fiamme rojas*” de esta unidad (descriptas en el capítulo “Petrografía”), provenientes de las localidades cerro Pululus (E-024) y SE del cerro Salle (E-025); ambas resultaron muy similares al fragmento juvenil de la localidad SE del cerro Salle (E-027). Estos tres análisis tienen una composición similar a la de la Ignimbrita Vilama *dacítica* descrita por Soler (2005), trabajo en el cual se halla una mejor caracterización geoquímica de la misma.

*Dacita Pululus*. Se ha realizado un solo análisis de esta unidad. Es una dacita de casi 65,5 % de SiO<sub>2</sub>. Su contenido de elementos mayores y traza es indistinguible del de la Ignimbrita Vilama u otras unidades con contenidos similares de SiO<sub>2</sub> que se asocian a la Etapa de Postcolapso de la caldera Vilama. Asimismo, los contenidos y relaciones de ETR (análisis en Polo, 2008) son similares a la Ignimbrita Vilama (ver Figs. 50, 51 y 52).

*Centro Volcánico Toloma*. Existen dos análisis de esta unidad. Uno de ellos fue realizado nuevamente a partir de la misma perla de la muestra M-189 de Soler (2005), proveniente del afloramiento contiguo al camino.

Estas rocas son dacitas con 65,4 a 66,2 % de SiO<sub>2</sub>. Los contenidos de elementos mayores y traza son indistinguibles de los de la Ignimbrita Vilama, la Dacita Pululus, y la Dacita Río Blanco (ver Figs. 47 y 48).

*Dacita Río Blanco*. Se han realizado dos análisis de esta unidad. Uno de ellos (E-023) tuvo resultados espurios en ciertos elementos (Na, K, Sr), ya que la roca está afectada por alteración hidrotermal. Sólo se tomaron en cuenta de este análisis los datos que coinciden con el análisis de la otra muestra.

El porcentaje de SiO<sub>2</sub> ronda el 66 %. Sus contenidos de elementos mayores y traza



son indistinguibles de los de la Ignimbrita Vilama (Figs. 47 y 48), de esta manera podría relacionarse a la Dacita Pululus y al Centro Volcánico Toloma.

*Dacita Khastor.* Las rocas de esta unidad son dacitas con 68 a 70 % de SiO<sub>2</sub>. No existen diferencias entre los dos tipos de rocas analizados para la unidad: las *Lavas marrones* tienen una composición más acotada, intermedia entre el espectro de las *Lavas grises*.

Siguen el *trend* general del resto de las rocas en la región de trabajo. Particularmente, son bastante similares a la Ignimbrita Salle, salvo que ligeramente más ácidas y no tan potásicas. En cuanto a los elementos traza, se destaca un contenido ligeramente mayor en Y con respecto al resto de las rocas asociadas a la caldera Vilama.

Su contenido y relaciones de ETR son similares a los de la Ignimbrita Vilama (Figs. 50, 51 y 52). Entre ellos podemos destacar que la relación (La/Yb)<sub>N</sub> es 18 y la (La/Sm)<sub>N</sub> 3,8.

*Dacita Mesada Negra.* En el diagrama TAS estas rocas se ubican en el campo medio de las dacitas. Por su parte, y al igual que los elementos mayores, los contenidos de elementos traza siguen las mismas rectas de variación junto a las otras unidades de la región, sin observarse comportamientos anómalos.

El diseño de los ETR es rectilíneo y tiene fuerte pendiente, con una relación (La/Yb)<sub>N</sub> de 18 y (La/Sm)<sub>N</sub> de 4. El contenido total de ETR alcanza 192 ppm. La anomalía de Eu es de 0,64.

*Complejo Volcánico Salle.* A los análisis propios se suma el análisis de la muestra M-173 de Soler, proveniente de la zona al norte del área de alteración del Salle.

Las tres unidades de lava diferenciadas en este complejo, si bien tienen diferencias petrográficas, son bastante similares en su geoquímica. Todas estas rocas son dacitas, con 63,7 hasta 67,9 % de SiO<sub>2</sub>. Los demás elementos mayores muestran comportamiento similar al de las demás rocas en la región. En cuanto a los elementos traza, se identifican las siguientes diferencias: a) la muestra M-173 pertenece al grupo de alto Sr; b) las muestras provenientes del cerro Alcoak tienen menor contenido de Ba; c) las *Lavas superiores* tienen contenido elevado de Cr (esto debería ser confirmado dado que es posible que se deba a contaminación durante la molienda).

En cambio, los enclaves microgranulares dentro de las *Lavas intermedias* sí muestran diferencias notorias. Tienen un rango de SiO<sub>2</sub> muy acotado (64,1 a 64,3 %), y

respecto de las demás rocas en el complejo contienen mayor tenor de  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (son más peraluminosas) y  $\text{P}_2\text{O}_5$ , y menor tenor de  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$ . En cuanto a los elementos traza, en el enclave F-033 se encontraron tenores elevados de Sr (pertenece al grupo de alto Sr), Ba, Zr, Nb y Ni.

Los patrones de ETR obtenidos en cada una de las unidades y en los enclaves microgranulares son bastante variables entre sí: por ejemplo, la relación  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  varía entre 23 y 36; la suma total de ETR varía entre 206 y 240; y la anomalía de Eu oscila entre 0,59 y 0,66. Todos estos parámetros no muestran evolución según la secuencia de erupción de las unidades, hecho que sugiere de que cada una de ellas proviene de un *batch* de magma con características propias. Es destacable la relación  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  de las *Lavas intermedias*, cuyo valor de 36 es el más alto entre todas las rocas analizadas en la región estudiada. Los valores correspondientes a las *Lavas inferiores* y *Lavas superiores* muestran la menor variación entre sí, y son los más cercanos a la Ignimbrita Vilama.

Estos datos sugieren que el Complejo Volcánico Salle se formó a través del aporte de 3 tipos de magma principales. Uno, correspondiente a las *Lavas inferiores* y *Lavas superiores* (y que dado su separación en el tiempo, sería mejor considerarlo como dos parcelas de magma distintas); segundo, el correspondiente a las *Lavas intermedias*; tercero, el correspondiente a los enclaves microgranulares en las *Lavas intermedias*. Este último también podría haber erupcionado en forma de coladas, ya que así lo sugiere la composición geoquímica de la muestra M-173.

*Ignimbrita Salle*. Las rocas de esta unidad son dacitas con 67 a 68,7 % de  $\text{SiO}_2$ . El comportamiento de los óxidos mayoritarios es coherente según aumenta el contenido de  $\text{SiO}_2$ , si bien es destacable que el contenido de  $\text{K}_2\text{O}$  está algo enriquecido. La muestra A-113 tiene valores algo distintos al resto; esto se explica por su LOI alto: la alteración que muestra esta roca ha producido la disminución del  $\text{Na}_2\text{O}$  en poco más de 1 %, y ésta, por su parte, el aumento del resto de los óxidos en un monto proporcional a su cantidad inicial.

El comportamiento de los elementos traza es similar al del resto de las rocas del lapso 8,5-7,3 Ma. En cuanto a los ETR, las relaciones  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  y  $(\text{La}/\text{Sm})_N$  son mayores que en la Ignimbrita Vilama.

El contenido de  $\text{SiO}_2$  de esta unidad se solapa ligeramente con el de las *Lavas marrones* de la Dacita Khastor.

*Domo riolítico*. Las rocas de esta unidad son las únicas riolitas entre las rocas estudiadas. Su

contenido de SiO<sub>2</sub> varía entre 70 y 71 %, mientras que los demás elementos mayores siguen la tendencia del resto de las rocas estudiadas. De todas formas, el contenido de Al está ligeramente por encima de la tendencia.

Entre los elementos traza, la única diferencia observada es un ligero mayor contenido de Rb.

Las relaciones (La/Yb)<sub>N</sub> y (La/Sm)<sub>N</sub> son elevadas, y forman parte de las mayores dentro del conjunto estudiado. La anomalía de Eu, de 0,51, es la más pronunciada entre las de todas las unidades analizadas.

*Ignimbrita Cerro Panizos.* Las características geoquímicas de esta unidad han sido descritas en los trabajos de Ort *et al.* (1989) y Ort *et al.* (1996). En este capítulo se la trata debido a que en la presente tesis se correlaciona con ella el paquete de ignimbritas que se halla al NE del cerro Salle (Tercer Miembro de la Ignimbrita Salle *sensu* Coira *et al.*, 1996 y 2004). Los principales argumentos utilizados fueron caracteres de campo y petrografía.

También se compararon análisis de algunas rocas, aunque esta metodología no resultó adecuada para sostener la correlación. Las muestras analizadas son las F-032 (tomada de los afloramientos más australes de la Ignimbrita Cerro Panizos), D-017 (tomada aprox. 1 km al oeste de la anterior en el tope del perfil de la Ignimbrita Cerro Panizos), A-158v y A-158r (tomadas en el afloramiento del NE del cerro Salle).

La muestra F-032 tiene composición similar a la del conjunto de las rocas analizadas, excepto menor contenido de Na y ligeramente mayor de K. La muestra D-017 tiene casi 70 % de SiO<sub>2</sub>, pero contiene tenores de elementos mayores y traza más parecidos al *trend* relacionado a la Ignimbrita Vilama; la presencia de sanidina en la misma sumaría evidencias para distinguir a este paquete como una unidad incluso distinta de la Ignimbrita Cerro Panizos. Por último, las muestras de A-158v y A-158r son las que sí muestran diferencias notorias respecto del resto en varios elementos mayores y traza. Esta situación pone en duda la correlación establecida con la Ignimbrita Panizos. Sin embargo, es posible que las diferencias se deban a que se trata de muestras de pómez cuyo LOI resultó alto. El análisis de ETR también resultó muy distinto a los demás (ver Fig. 49); es incierto si este resultado se debe a alteración.

*Ignimbrita Bonanza.* La composición geoquímica de esta unidad se trata con mayor detalle en el apartado “Diferenciación geoquímica de la Ignimbrita Bonanza”.

*Centro Volcánico Bayo.* En el diagrama TAS estas rocas se ubican en el campo limítrofe entre andesita y dacita, con contenidos de SiO<sub>2</sub> variables entre 61,8 y 63,4 %. Su índice de peraluminosidad está entre los más bajos del conjunto estudiado.

Dentro de la unidad se hallaron diferencias en los contenidos de Zr y de Sr. Las muestras provenientes del flanco NE (M-175, M-177 y M-178) contienen bajo Sr y Zr, mientras que las del flanco sur (A-063 e Y-50) contienen alto Sr (ambas) y Zr (en Y-50 no se analizó). A partir de esta diferencia podríamos pensar que hubo procesos de mezcla en esta unidad.

La relación (La/Yb)<sub>N</sub> es 13-14, menor que en la Ignimbrita Vilama, mientras que la (La/Sm)<sub>N</sub> es 3,3 a 3,6, igual a ligeramente superior.

Geoquímicamente son muy similares a las típicas andesitas del Complejo Volcánico Loromayu (e.g., muestra A-007). Esto sugiere que el Centro Volcánico Bayo no estaría relacionado a la Ignimbrita Vilama.

*Complejo Volcánico Loromayu.* Esta gran unidad ha sido analizada expeditivamente en los tipos litológicos identificados. Ellos son la muestra A-007 (cuerpo principal de los cerros Negro y Dulce Nombre, aparentemente el tipo litológico más abundante), D-003 (lava al pie del cerro Puntas Negras), G-012b (enclaves microgranulares en roca D-003) y E-013 (*coulée* en el tope del cerro Negro).

Las rocas analizadas en este complejo resultaron andesitas de entre 60 y 62,5 % de SiO<sub>2</sub>, excepto la roca E-013, que es una dacita con casi 65 % de SiO<sub>2</sub>. En conjunto muestran contenidos de Y, Sr, Zr, Th, y U más altos que las rocas asociadas a la Ignimbrita Vilama. Las rocas A-007 y D-003 son metaluminosas, mientras que los enclaves en G-012b son más aluminosos, y tienen mayor contenido de Y. La roca E-013 tiene geoquímica parecida a la Dacita Vilama, dado que contiene elevado tenor de Nb e Y.

En cuanto a los ETR, la relación (La/Yb)<sub>N</sub> es menor que en la Ignimbrita Vilama (16 y 17), y la (La/Sm)<sub>N</sub> mayor (3,6); en comparación con la Dacita Vilama, la muestra E-013 muestra notables diferencias.

*Centros volcánicos Vitichi y Puntas Negras.* Las dos rocas provenientes de estas unidades son dacitas con 64 a 65 % de SiO<sub>2</sub>. Tienen carácter calcoalcalino y son ligeramente peraluminosas. La composición de elementos mayores y traza en ambas unidades es similar. Respecto de las rocas asociadas a la Ignimbrita Vilama, contienen mayor tenor de Y y Th,

hecho que sugiere una más probable relación con el Complejo Volcánico Loromayu. Las relaciones  $(La/Yb)_N$  y  $(La/Sm)_N$  son respectivamente más baja y más alta que en la Ignimbrita Vilama.

*Dacita Vilama.* Las rocas que forman esta unidad son dacitas metaluminosas cuyo contenido de  $SiO_2$  varía entre 65,4 y 66,9 %. Las muestras procesadas plotan a lo largo de las curvas de variación de las demás rocas estudiadas, salvo en algunos elementos: poseen contenido mayor de  $TiO_2$  y  $P_2O_5$ , y menor en  $Al_2O_3$ . En cuanto a los elementos traza, se observan contenidos bastante mayores de Sr, Ba, Th, Zr, Nb y Hf con respecto al de las unidades relacionadas a la Ignimbrita Vilama. Estas diferencias son similares en casi dichos elementos a las que exhiben las rocas del Complejo Volcánico Loromayu.

El patrón de los ETR no tiene depresión central y es de fuerte pendiente, con una relación  $(La/Yb)_N$  de 29. La relación  $(La/Sm)_N$  también es muy alta. La suma de ETR supera los 300 ppm, valor extremadamente alto en comparación con el típico de las rocas en la región.

## 9.8-Conclusiones generales

El análisis comparativo de los contenidos de elementos mayores, traza y ETR sugiere que:

- las Ignimbritas Bonanza y Panizos pertenecen a sistemas magmáticos distintos del de la Ignimbrita Vilama
- las unidades estratigráficas posteriores a la Ignimbrita Vilama con mayores afinidades entre sí y con la Ignimbrita Vilama son la Dacita Pululus, el Centro Volcánico Toloma, la Dacita Khastor, la Dacita Río Blanco, la Dacita Mesada Negra, el Complejo Volcánico Salle, la Ignimbrita Salle, y el *Domo riolítico*. De todas ellas, la composición del Centro Volcánico Toloma, de la Dacita Río Blanco, y de la Dacita Pululus son las más próximas a la Ignimbrita Vilama
- el Complejo Volcánico Loromayu forma por sí solo un sistema magmático distinto del de la Ignimbrita Vilama. Podría correlacionarse con el mismo al Centro Volcánico Bayo, en base a la similitud de elementos mayores y traza
- la Dacita Vilama tiene composición de elementos traza marcadamente distinta de las demás unidades, pero su mayor afinidad es con las rocas del Complejo

Volcánico Loromayu

- la composición de los centros volcánicos Vitichi y Puntas Negras no permite definir una afinidad clara, no obstante su posición por encima de lavas del cerro Loromayu los separa notablemente de la historia de la caldera Vilama.

### **9.9-Correlación geoquímica entre la Dacita Khastor y la Ignimbrita Salle**

Como ya se mencionó en el capítulo “Petrografía”, las *Lavas marrones* de la Dacita Khastor son litológicamente similares a la pómez de la parte más alta del Miembro Superior de la Ignimbrita Salle. Este hecho plantea como hipótesis de trabajo que ambas rocas han cristalizado a partir del mismo magma, y que han compartido una misma cámara magmática.

Se han realizado tres análisis de roca total de estas rocas: dos de las *Lavas marrones* (M-227b y G-011b), uno de la Ignimbrita Salle (A-104). La geoquímica de ambas unidades es bastante similar, si bien se diferencian en dos grupos por su contenido de SiO<sub>2</sub>, que varía aproximadamente en 1,8 %. Los contenidos de elementos mayores y traza varían ligeramente y de acuerdo al contenido de SiO<sub>2</sub> (ver Figs. 47 y 48, y resultados en Apéndice).

### **9.10-Comparación geoquímica con rocas del arco**

Por su ubicación por detrás del arco volcánico activo de los Andes Centrales, las rocas volcánicas de la Puna han sido tradicionalmente consideradas como de retroarco (*e.g.* Coira *et al.*, 1993; Francis y Hawkesworth, 1994; Davidson y de Silva, 1995). Esta situación implicaría por lo tanto diferencias geoquímicas entre ambos sectores, ya que los mecanismos petrogenéticos que ocurren en arco y retroarco son distintos.

Para identificar las diferencias que existirían entre al “arco” y el “retroarco” en los Andes Centrales se realizó una comparación geoquímica entre ambos sectores. Para ello se compiló una base de datos entre los 21 y 24° de latitud sur, a partir de la literatura existente (édita e inédita)\* y de datos inéditos (Coira y Kay, en preparación) de rocas volcánicas con contenido de SiO<sub>2</sub> similar al de las unidades estudiadas.

En la figura 56 se plotean los contenidos comparados de los principales elementos mayores. En primer lugar se compararon las rocas estudiadas con respecto a otras de la Puna norte y Altiplano. A simple vista se observa que las rocas de la región de la laguna Vilama

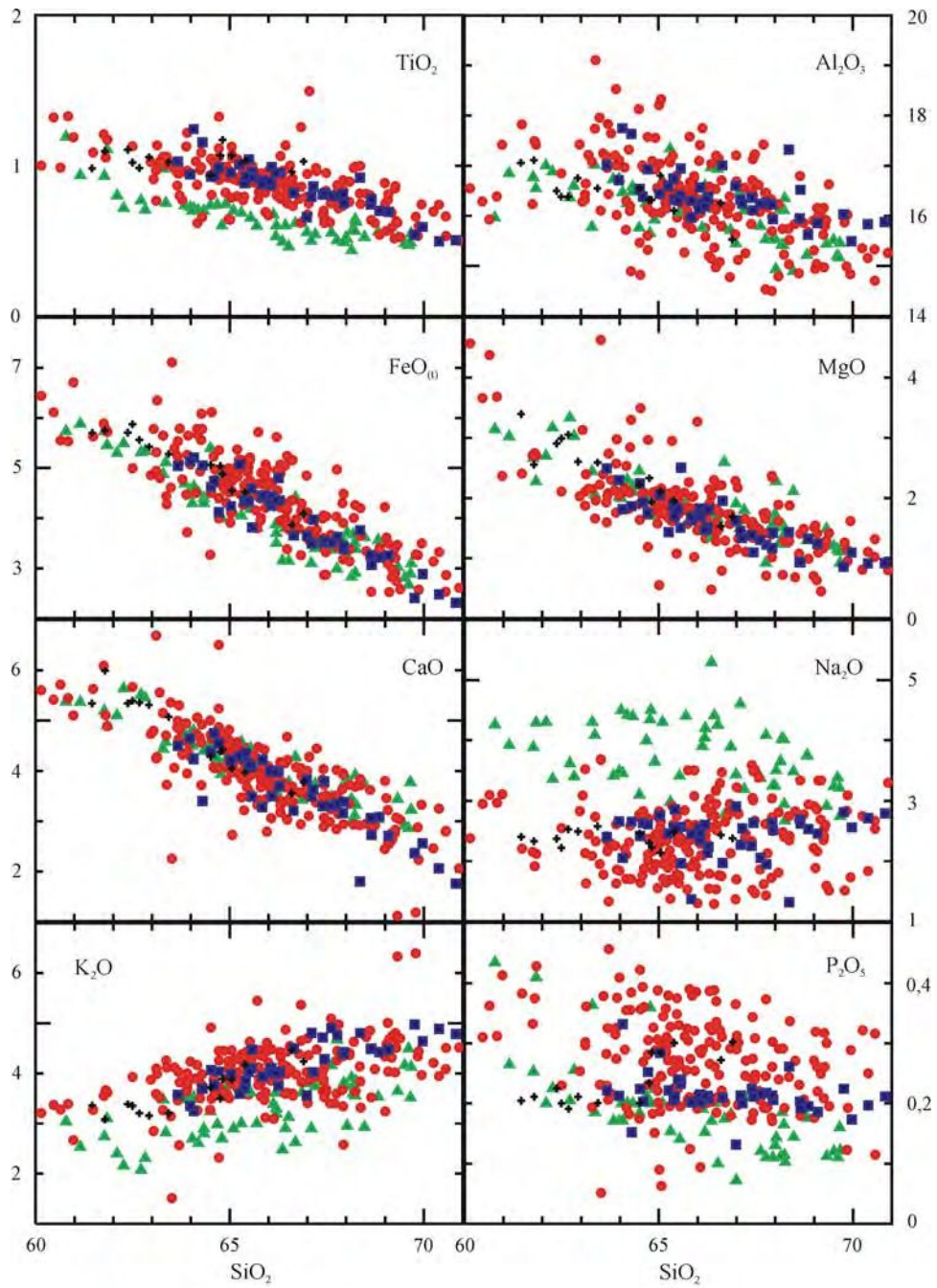
---

\* AQUATER, 1979; Caffè *et al.*, 2002; Coira y Kay, 1993; Coira *et al.*, 1996; Davidson *et al.*, 1990; de Silva *et al.*, 1994; Fernández *et al.*, 1973; Kay *et al.*, 1999; Klemetti y Grunder, 2008; Kussmaul *et al.*, 1977; Ort *et al.*, 1996; Soler, 2005; Soler *et al.*, 2007; Vezzoli *et al.*, 2008; Watts *et al.*, 1999.

tienen composición de elementos mayores similar al conjunto principal de rocas de la Puna norte (Mioceno medio hasta la actualidad). Esto es, que las rocas estudiadas no se diferencian de las del resto de la Puna norte.

Respecto de las rocas del arco volcánico cuaternario (incluye Ignimbrita Bonanza), las rocas de la Puna norte tienen contenidos altos a mayores de Ti, Fe, K y P, y menores de Na; el contenido de Al puede ser tanto mayor como menor. A partir de estas diferencias surge como conclusión principal que la mayor aluminosidad que muestran las rocas de la Puna norte respecto de la región del arco es aparente, ya que no se debe a un contenido mayor de Al sino al contenido menor de Na.

Fig. 56 (en la página siguiente): Comparación de los principales elementos mayores de rocas pertenecientes al arco volcánico cuaternario y la Puna norte (ver detalles en el texto). Base de datos construida con análisis propios, y tomados de Coira y Kay (en preparación) y de la bibliografía (citada en la página anterior). El segmento comparado abarca de 21 a 24° de latitud sur.





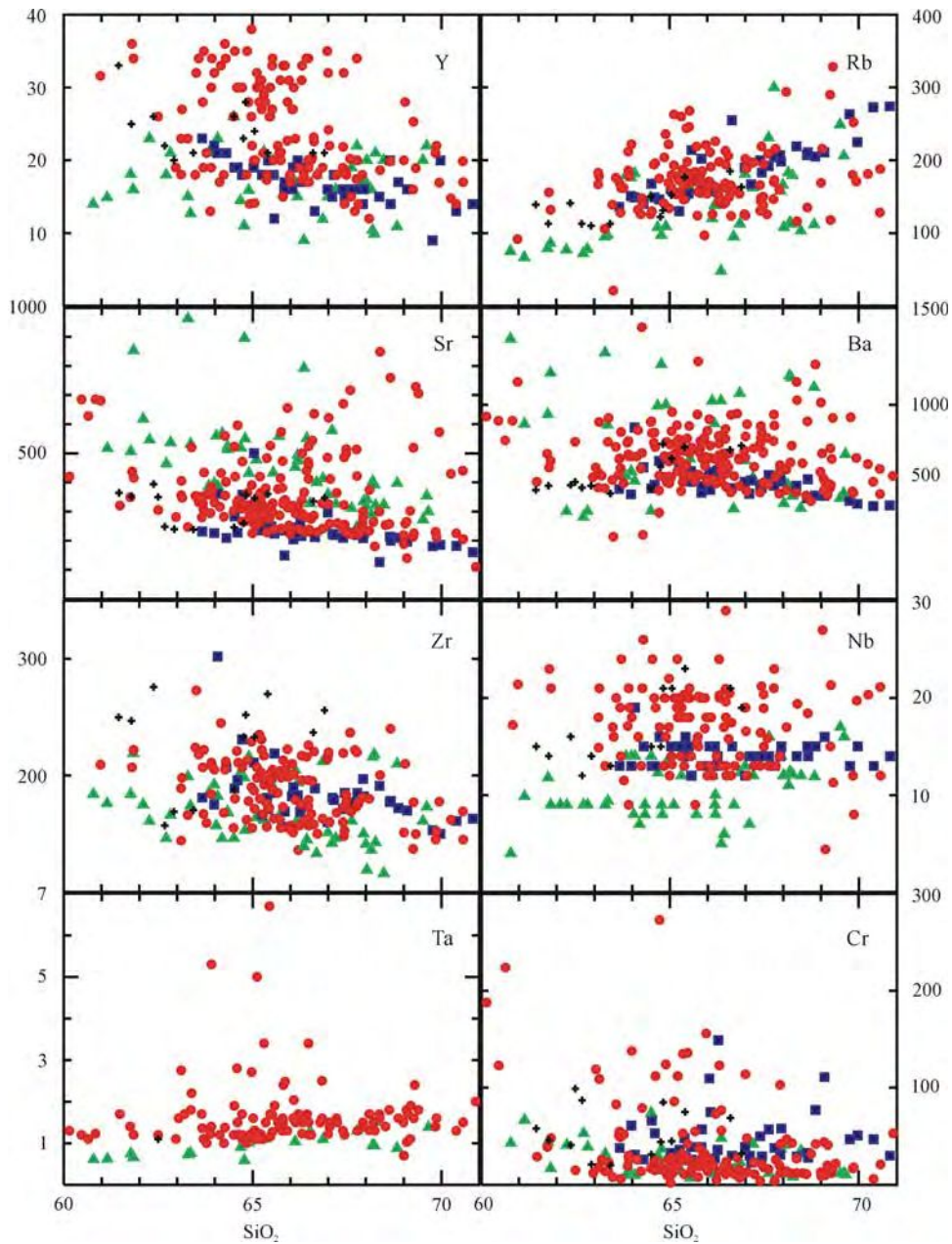


Fig. 57: Diferencias observadas en el contenido de elementos traza entre rocas pertenecientes al arco volcánico cuaternario y la Puna norte (ver detalles en el texto). Misma base de datos y referencias que en el gráfico anterior.

Al igual que para los elementos mayores, las rocas de la región de la laguna Vilama no manifiestan diferencias en elementos traza con el común de las rocas volcánicas de la Puna norte. Con respecto a las rocas de arco, se observan diferencias en unos pocos

elementos (Fig. 57). Entre los elementos LIL, las rocas de arco tienen valores máximos de Sr y Ba un poco más altos que en la Puna norte, si bien los valores de ambas regiones se encuentran dentro del mismo intervalo. Sin embargo, el comportamiento del Sr sigue el mismo patrón ya observado en el apartado “Elementos traza” (dos rectas de variación paralelas, con distinto contenido inicial de Sr). También podría mencionarse el contenido de Rb ligeramente mayor en la sección media de las dacitas de la Puna.

Los elementos HFS exhiben diferencias más marcadas: una gran proporción de las rocas de la Puna norte contiene tenores muy elevados de Y; los contenidos de Ta y Nb pueden llegar a ser bastante más altos que en el arco; el Zr es algo más alto en la Puna norte. De los elementos compatibles, las rocas de la Puna pueden tener mayor contenido de Cr.

Entre los ETR, las rocas de la Puna norte exhiben en general un mayor tenor de cada uno de los elementos de este grupo (Fig. 58); la diferencia es más marcada para el Sm e Yb.

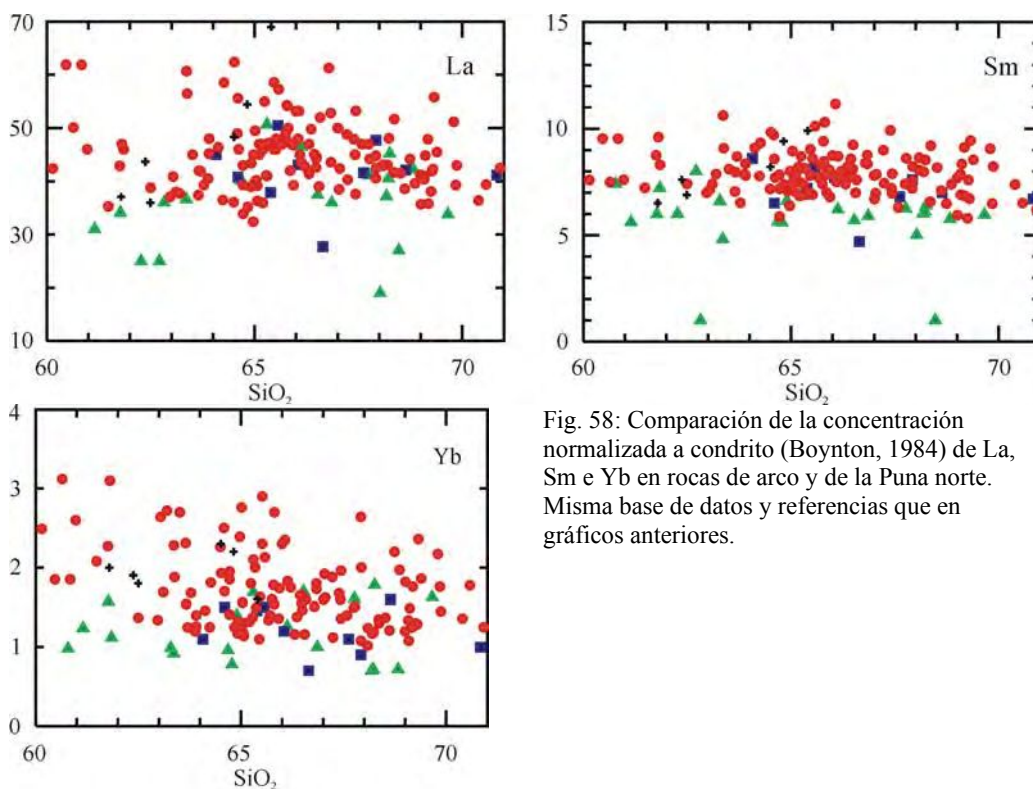


Fig. 58: Comparación de la concentración normalizada a condrito (Boynton, 1984) de La, Sm e Yb en rocas de arco y de la Puna norte. Misma base de datos y referencias que en gráficos anteriores.

En cuanto a las relaciones entre elementos, las diferencias enumeradas controlan *lógicamente* muchas de las relaciones que son generalmente aplicadas para separar rocas en ambientes tectónicos. Ba/La y Ba/Ta resultan más bajas en la Puna norte porque los valores

de La y Ta son mayores (*cf.* hipótesis que plantean enriquecimiento del Ba por adición de fluidos en el complejo de subducción). También se observa la tendencia al mayor  $(La/Sm)_N$  en el arco, debido a que el contenido de TR medias está deprimido (Fig. 59); en cambio, el  $(La/Yb)_N$  no resulta distinto en ninguna de las dos regiones, sino que puede mostrar valores diversos en cada una de ellas.

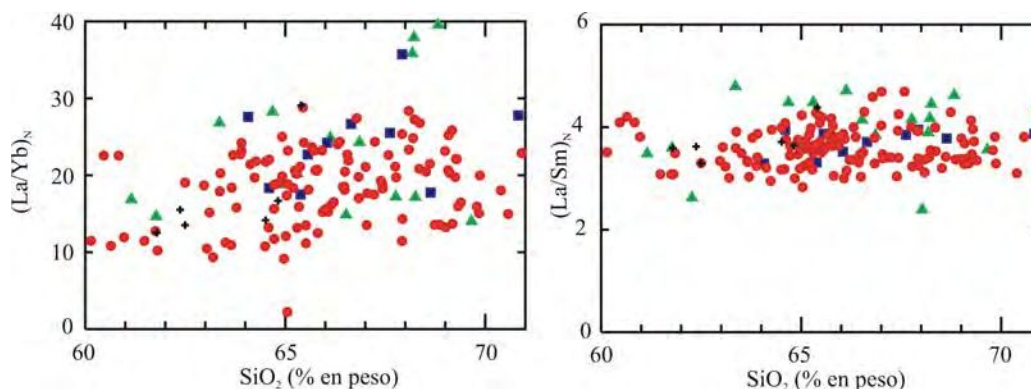


Fig. 59: Comparación de la relación  $(La/Yb)_N$  y  $(La/Sm)_N$  de rocas pertenecientes al arco volcánico cuaternario y a la Puna norte (ver detalles en el texto). Misma base de datos y referencias que en gráficos anteriores.

## Discusión

La similitud de las rocas de la región de Vilama con las del resto de la Puna norte implicaría un origen similar (descartando las rocas más ácidas y verdaderamente peraluminosas, probables fundidos anatéticos). Tomando como paradigma que en los Andes Centrales las rocas intermedias son consideradas el producto de una mezcla entre magmas primitivos y magmas corticales (ya sean éstos fundidos o rocas asimiladas) (Davidson *et al.*, 1991), el rango de composiciones andesita-riolita observado sería la suma de innumerables sistemas binarios.

*Diferencias en elementos LIL y HFS.* Las rocas de la Puna norte tienen menor contenido de algunos elementos LIL (Sr, Ba) y mayor contenido de varios elementos compatibles y/o HFS (Ti, Fe, P, Nb, Ta e Y) respecto de las rocas del arco volcánico actual. De dichas diferencias, las de elementos compatibles y/o HFS son las más marcadas. En comparación con las características típicas de los ambientes de arco y de retroarco-intraplaca, las rocas de la Puna norte tienen contenidos de elementos traza que en varios casos pueden resultar “intermedios” entre ambos. No obstante ello, resultan rocas de carácter calcoalcalino con contenidos

elevados de elementos con afinidad de intraplaca.

Las diferencias observadas en los contenidos de Ti, Fe, P, Nb, Ta e Y son indicadores de diferencias en los magmas primitivos, dado que se trata de elementos compatibles o HFS. Las concentraciones de dichos elementos en las rocas volcánicas de la Puna norte resultan algo altas en comparación con las del arco volcánico actual, mientras que por el contrario son más bajas que en rocas de retroarco o de intraplaca (e.g. cerro Tuzgle; Coira y Kay, 1993). En otras palabras, podemos decir que a gran distancia de la zona de subducción los magmas primitivos comienzan a adquirir una signatura de intraplaca. Thorpe *et al.* (1984) identificaron diferencias de este tipo entre las rocas de la Cordillera Occidental y de la Puna sur, las cuales atribuyeron a un mayor contenido de componente de “intraplaca” en los magmas parentales. Knox *et al.* (1989) hallaron menores relaciones LIL/HFS en las andesitas basálticas de la Puna respecto de las andesitas del frente volcánico. Coira y Kay (1993) señalaron el alto contenido de Ti en rocas del cerro Tuzgle como uno de los indicadores de precursores mantélicos del tipo intraplaca. Más tarde, Davidson y de Silva (1995) identificaron una disminución en las relaciones de elementos LIL/HFS desde el frente del arco hacia el Altiplano.

Consideramos que este comportamiento se debe a la mayor distancia a la zona de subducción de la Puna norte y del Altiplano respecto del arco volcánico (aproximadamente 100 km más). La mayor distancia provocaría un menor aporte de fluidos hidrotermales liberados por la placa subductante, y/o una menor influencia de los mismos en el manto astenosférico. En comparación con la región del arco volcánico, la menor abundancia de fluidos hidrotermales por debajo de la Puna norte provocaría menor enriquecimiento de elementos LIL y así contribuiría a una mayor preponderancia de los elementos HFS en los magmas. Davidson y de Silva (1995) llegaron a la misma conclusión utilizando la relación Ba/Nb: “...debajo del arco, el alto flujo de fluidos incrementa la relación Ba/Nb de la astenósfera y conduce a un alto grado de fusión parcial (alto Zr/Nb). Hacia el este, el menor o ausente flujo de fluidos produce bajas relaciones Ba/Nb y lleva a bajo grado de fusión parcial (bajo Zr/Nb)...” (la traducción es propia). Asimismo, el hecho de que el manto astenosférico se vea menos afectado por los fluidos (incluso a través del tiempo) provocaría un menor empobrecimiento del mismo.

Por el contrario, Knox *et al.* (1989) explicaron estas mismas relaciones de elementos LIL/HFS como debidas a que en el retroarco el material que aporta la placa subductante al manto astenosférico tiene distintas características de elementos traza respecto del frente

volcánico, dado que gran parte del “componente de arco” de la placa es removido en la misma región de arco. En otras palabras, que los fluidos liberados en la región de retroarco están empobrecidos en elementos LIL y de las TR respecto de los HFS. Ahora bien, a pesar de que sea absolutamente lógico considerar que la relación LIL/HFS de los fluidos liberados por la placa disminuye a lo largo del tiempo mientras la misma va siendo subductada por debajo del continente, también es lógico pensar que al mismo tiempo la placa se deshidrata. Las fuertes evidencias que indican el carácter relativamente “seco” de los magmas en la región estudiada no nos permiten admitir una génesis “húmeda” de los magmas en el manto astenosférico por debajo de la Puna. Por lo tanto, la causa de las diferencias geoquímicas entre las regiones de arco y retroarco no podría atribuirse a la *calidad* de los fluidos, sino a la escasez de los mismos en la placa subductante por debajo de la Puna.

En síntesis, la menor proporción de fluidos hidrotermales liberados por la placa subductante hacia el manto astenosférico de la Puna norte sería causa de la presencia de menor proporción de elementos LIL y mayor proporción de elementos HFS y compatibles en los magmas primitivos. Este proceso otorgaría a los magmas una cierta afinidad “toleítica” más propia del ambiente de retroarco, no obstante el carácter de las rocas volcánicas de la Puna norte y Altiplano continúe siendo calcoalcalino.

*Diferencias en Na y K.* Los contenidos de K y Na son características particulares en las rocas magmáticas de los Andes Centrales; en este trabajo se intentará explicar que las diferentes concentraciones de cada uno de ellos en el arco y en la Puna norte reflejan mecanismos petrogenéticos distintos en cada uno de los sectores comparados.

El mayor tenor de K (aprox. 1 %) en las rocas de la Puna norte no tiene aún una explicación satisfactoria. Según las ideas más comúnmente citadas, pueden plantearse las siguientes hipótesis: a) que su contenido aumente a medida que crece la distancia a la fosa; b) que el contenido sea mayor debido a un mayor espesor de corteza atravesado por los magmas primitivos; c) que los híbridos finales tengan en la Puna norte un mayor porcentaje de magma cortical; d) que las rocas de basamento debajo del arco y de la Puna norte tengan contenidos distintos de K (y Na).

La hipótesis a) es similar a lo observado en las rocas volcánicas calcoalcalinas de los arcos de isla modernos (Dickinson y Hatherton, 1967). Esto ha sido relacionado a la profundidad de la placa oceánica subductada por debajo de la corteza continental, a través de una relación denominada K-h (Dickinson, 1970): a mayor distancia de la fosa los magmas

deben ascender a través de una sección mayor de cuña astenosférica. Dado que en la Puna norte los magmas primitivos no pueden observarse sino en forma de un producto final híbrido, un mayor contenido de K relacionado a la distancia a la fosa debería necesariamente buscarse en elementos primitivos (*i.e.*, mantélicos) de dicho producto final. Esta tarea resulta por el momento difícil.

La hipótesis b) no resulta convincente, ya que según diversos trabajos geofísicos el espesor cortical en las cordilleras Occidental y Oriental es mayor que en la Puna norte (Yuan *et al.*, 2002; Beck y Zandt, 2002; McGlashan *et al.* 2008). Si el contenido de K estuviera asociado al espesor de corteza atravesado por los magmas primitivos, los magmas del arco deberían ser más potásicos que en la Puna. No obstante debería considerarse, de acuerdo a una hipótesis bastante generalizada entre los investigadores de los Andes Centrales, que durante el Mioceno la corteza de la Puna pudo haber sido más gruesa que la actual y que luego su espesor se redujo por delaminación.

La hipótesis c) también resulta inviable, ya que el contenido diferencial de K existe a todo lo largo del espectro de variación de SiO<sub>2</sub>. Si el exceso de K estuviese asociado al término cortical, las rectas de variación deberían partir de un punto común en los términos máficos, y divergir a medida que aumenta el contenido de SiO<sub>2</sub>.

La hipótesis d), propuesta por Kay *et al.* (2008), tampoco resulta satisfactoria para explicar los datos aquí expuestos. Dichos autores opinan que las rocas volcánicas ordovícicas de la Faja Eruptiva son pobres en Na y que coinciden espacialmente con las ignimbritas neógenas con bajo Na. De esta manera, se da a entender que las diferencias podrían estar relacionadas a la asimilación de los respectivos basamentos: con mayor afinidad de arco en el oeste, y más pelítico en el este. No obstante, dicho trabajo no abunda en más detalles.

Como se explicó, ninguno de los casos mencionados explica satisfactoriamente la realidad observada. Sin embargo, a partir de los argumentos expuestos en Patiño Douce (1999) se puede generar una nueva interpretación. Este autor señala que los fundidos producidos por infiltración de fluidos ricos en agua en metasedimentos de grado anfibolita alta son más fríos y tienen relación Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O más alta que los fundidos producidos por fusión por deshidratación de micas en el mismo tipo de metasedimentos. Esto se debe a que el agua baja el punto de fusión del ensamble plagioclasa + cuarzo, pero en cambio tiene un efecto mínimo en la estabilidad de las micas. Asimismo, la depresión del solidus cuarzo + plagioclasa por adición de agua se hace más fuerte con el aumento de la presión, mientras que la estabilidad térmica de las micas se expande. Por lo tanto, podemos inferir que la

relación  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  en los fundidos parciales corticales estaría relacionada directamente con la cantidad de fluidos agregados a los metasedimentos.

Otras evidencias ya expuestas (ver Diferencias en elementos LIL y HFS) sugieren la menor proporción de fluidos involucrados en los magmas de la Puna norte. De esta manera, consideramos que en el eje del arco se generarían magmas más sódicos (por preponderancia de la fusión parcial por depresión del solidus plagioclasa + cuarzo) porque los magmas primitivos son más ricos en fluidos, mientras que en la Puna norte los magmas serían más potásicos (por menor desarrollo de la fusión parcial por depresión del solidus plagioclasa + cuarzo, y por mayor rol de la fusión por deshidratación de micas).

*Diferencias en ETR.* La mayor concentración de TR en las rocas de la Puna norte y la mayor pendiente de sus patrones probablemente se deban a la conjunción de a) falta de anfíbol como fase extractora de las TR medias; b) menor empobrecimiento del manto astenosférico. De estos dos puntos trataremos aquí sólo el primero.

La ausencia o escasez de anfíbol es una característica de las rocas de la Puna y el Altiplano, sobre todo en comparación con la región del eje del arco volcánico en Chile. Dado el elevado coeficiente de partición de las TR medias en los anfíboles, cuando no ocurre fraccionamiento de anfíbol, las TR medias no son extraídas diferencialmente del magma. De esta forma, no se produce el típico patrón de TR curvo de las rocas calcoalcalinas.

Por su parte, las causas que provocan que el anfíbol no sea estable en los magmas primitivos serían esencialmente la baja proporción de agua y la alta temperatura de los magmas primitivos. Este tema será tratado con mayor detenimiento en el capítulo “Petrogénesis”.

## **Conclusiones**

Si bien las diferencias descritas son varias, las mismas son parte de una variación transicional entre un ambiente de arco típico y otro de retroarco; en otras palabras, no se observan dos poblaciones distintas (salvo Ti, Na y K, casos bien marcados). Es destacable asimismo que los valores de Nb y Ta se mantienen dentro de valores bajos, por ejemplo en comparación con las rocas del volcán Tuzgle, que han sido caracterizadas como *intraplate-like* por Coira y Kay (1993). De esta manera, las diferencias observadas no serían suficientes para deslindar a la mayoría de las rocas de la Puna norte del ambiente de arco.

El análisis expuesto indica que la Puna norte ha formado parte, por lo menos desde

el comienzo del Mioceno medio, de un ambiente de arco volcánico. El extraordinario ancho de este arco es causa de que se observen diferencias en algunos elementos mayoritarios y traza a medida que crece la distancia a la fosa oceánica y/o frente volcánico. El control de estas diferencias sería una conjunción de dos factores principales, los cuales en orden de importancia, serían: a) menor acción de fluidos hidrotermales liberados por la placa subductada; b) presencia de un manto astenosférico menos empobrecido por debajo de la Puna y el Altiplano. El factor b) está estrechamente relacionado al factor a), por lo tanto podemos decir que la verdadera causa de las diferencias es la distinta influencia de los fluidos según el sector. En menor medida podrían influir contrastes geoquímicos en los basamentos de ambos sectores, no obstante con los datos obtenidos y analizados durante este trabajo no se logró distinguirlos.

### **9.11-Diferenciación geoquímica de la Ignimbrita Bonanza**

Dada la presencia de la Ignimbrita Bonanza en el área de trabajo, inicialmente se consideró necesario su estudio con fines de dilucidar una posible relación petrogenética con la caldera Vilama. Posteriormente, el análisis de la información geocronológica de la región de trabajo indicó que la edad de la Ignimbrita Bonanza está suficientemente alejada de la edad de la Ignimbrita Vilama, y por ende que no podrían pertenecer al mismo sistema magmático. Para no desperdiciar el trabajo realizado, se lo expone a continuación.

Para caracterizar geoquímicamente a la Ignimbrita Bonanza y compararla con las demás rocas estudiadas se utilizaron los siguientes análisis:

- I4 (Kusmaul *et al.*, 1977)
- Y-52 e Y-58 (AQUATER, 1979)
- Pul-27 (Polo, 2005)
- BC502L, J02, V3, V7, ZP-4 (Coira y Kay, en preparación)

#### *Elementos mayoritarios en la Ignimbrita Bonanza*

En el diagrama TAS las rocas de la Ignimbrita Bonanza se ubican en el campo alto de las dacitas (Fig. 60).



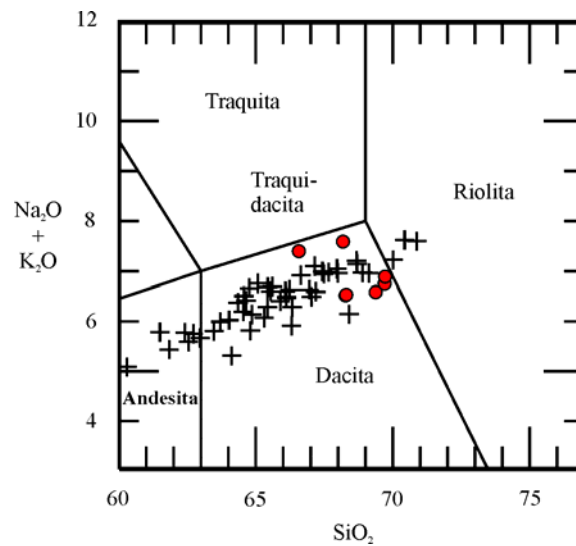


Fig. 60: Detalle del diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986), en el que se grafican análisis correspondientes a la Ignimbrita Bonanza (círculos rojos) comparados con el resto de las unidades estudiadas en este trabajo (cruces) (incluye algunos análisis de la Ignimbrita Vilama).

El comportamiento de los elementos mayores se corresponde con el normal según aumenta el contenido de  $\text{SiO}_2$  (Fig. 61). Respecto de las rocas estudiadas en esta tesis se observan contenidos menores de  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}_T$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$ , y mayores  $\text{CaO}$  y  $\text{Na}_2\text{O}$ ; las diferencias más notorias corresponden a  $\text{TiO}_2$  y  $\text{Na}_2\text{O}$ . Tal como se señalará en el apartado “Comparación con rocas de arco”, estas diferencias son las mismas que se observan entre las rocas del arco volcánico y las de la Puna.

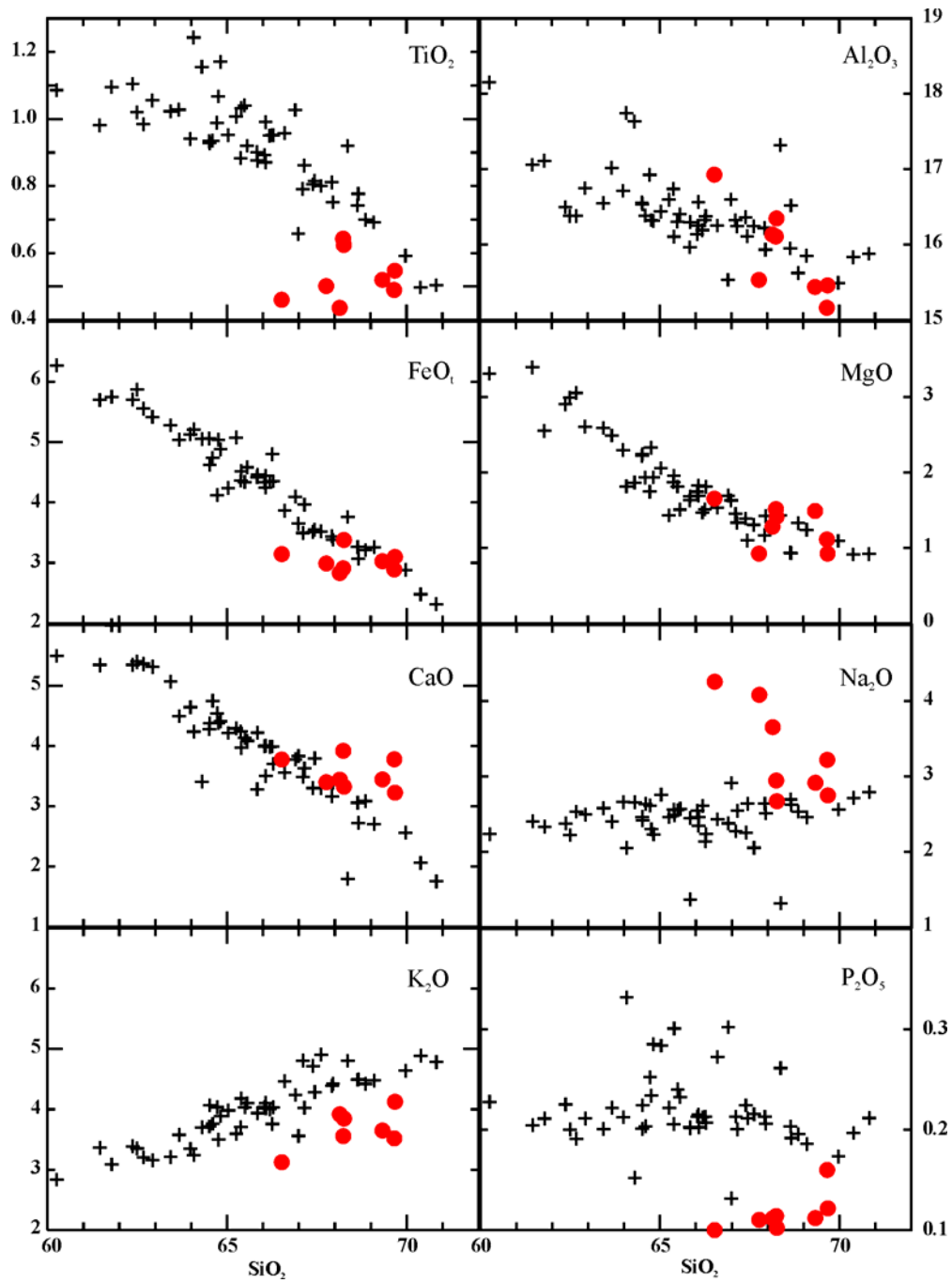


Fig. 61: Diagramas de elementos mayores vs.  $\text{SiO}_2$ . Círculos rojos: Ignimbrita Bonanza; cruces: resto de las rocas estudiadas.

### *Elementos traza en la Ignimbrita Bonanza*

En los diagramas multielemento referidos a manto primitivo y a MORB (Fig. 62) la Ignimbrita Bonanza muestra un patrón típico de rocas de arco evolucionadas, caracterizado por un diseño quebrado a causa de varias anomalías positivas y negativas. Las rocas asociadas a la caldera Vilama plotean en una forma bastante similar.

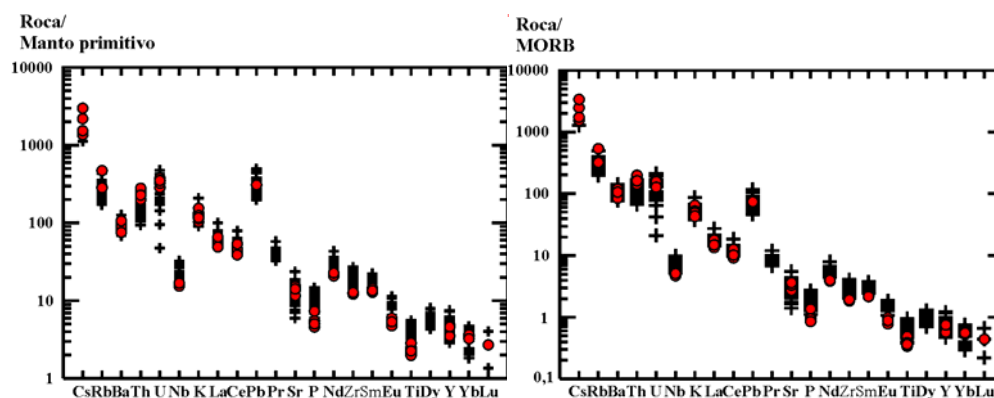


Fig. 62: A la izquierda, diagrama multielemento de rocas de la Ignimbrita Bonanza (círculos rojos) y demás rocas estudiadas en esta tesis (cruces), normalizado según los valores de manto primitivo de Sun y McDonough (1989). A la derecha, mismo diagrama pero normalizado según valores de MORB de Sun y McDonough (1989).

Sin embargo, podemos mencionar como diferencias significativas el bajo contenido de Zr, Nb, Hf, Cr y Co respecto de las rocas asociadas a la caldera Vilama.

Como ya se explicó en este mismo capítulo, en la región el Sr se presenta según dos poblaciones con distinta concentración (diferencia de poco más de 100 ppm). La Ignimbrita Bonanza participa del grupo con alto Sr, típico de las rocas con mayor afinidad de arco.

En cuanto a los ETR, respecto de las rocas asociadas a la caldera Vilama la Ignimbrita Bonanza tiene relaciones  $(La/Yb)_N$  más bajas (14 a 17),  $(La/Sm)_N$  más altas (4,2 a 4,5, más un solo dato por debajo de 4), y  $(Sm/Yb)_N$  más bajas (3,6 a 4,2); la anomalía de Eu es mayor (0,6-0,7). Estas relaciones describen una ligera concavidad en el sector de las TR medias. Como se verá más adelante, esto se debe a la participación de anfíbol en la cristalización del sistema magmático.

### *Conclusión*

Tal como se observó en capítulos anteriores, la Ignimbrita Bonanza tiene carácter más metaluminoso que las rocas de la región de Vilama. No muestra los fenómenos de

resorción que se observan en las demás rocas estudiadas, ni tampoco evidencias de asimilación de rocas de la corteza superior. Por su parte la composición geoquímica de elementos mayores y traza reafirma la conclusión de que ambas unidades pertenecen a sistemas magmáticos distintos y no relacionados entre sí. Se han observado diferencias en los contenidos de ciertos elementos mayores y traza, los cuales indican que la Ignimbrita Bonanza tiene características de arco (ver el apartado “Comparación geoquímica con rocas de arco”). De acuerdo a dichas diferencias, se considera que no es probable que rocas con características tan disímiles compartan un origen común. Por lo tanto, a partir de ahora no se continuará estudiando a la Ignimbrita Bonanza en este trabajo.

## **Capítulo 10-Isótopos radiogénicos**

Las relaciones isotópicas de Sr y Nd de un magma son características de la región fuente en que el mismo se originó. De esta manera, estos datos brindan una noción del tipo de roca (manto, corteza inferior, o corteza superior) cuya fusión parcial generó la roca que hoy día estudiamos. Sin embargo, procesos posteriores a la generación del magma pueden afectar las relaciones isotópicas originales. Esto puede ocurrir por mezcla con un magma cortical o por asimilación de rocas corticales, resultando ambos mecanismos en productos bastante similares.

### **10.1-Contexto**

Los datos de TR de varias unidades posteriores a la Ignimbrita Vilama indican que el control principal de la relación La/Yb es la variación de las TR pesadas. En éstas se observa empobrecimiento a medida que aumenta el contenido de SiO<sub>2</sub> de la roca. Por su parte, la variación de las TR livianas es escasa, y no muestra correlación frente al SiO<sub>2</sub>. Este comportamiento indica que la geoquímica de los ETR observada estaría relacionada con procesos de fusión parcial en zonas profundas de la corteza, en donde intervienen fases minerales que retienen a las TR pesadas. De acuerdo al esquema desarrollado por Kay *et al.* (1991) (que, no obstante, sólo debería ser aplicado para rocas originadas en la cuña mantélica), los resultados obtenidos se encuentran entre los campos de La/Yb>30 (corteza de más de 55-60 km de espesor), y La/Yb<15 (corteza de menos de 30-35 km de espesor). Esto significa que el área fuente se encontraba entre los 30 y 60 km de profundidad.

Por otra parte, las diferencias observadas en el sector de los ETR pesadas también sugieren que las rocas cristalizaron a partir de *batches* de magma distintos, ya que los procesos de diferenciación en una cámara magmática superficial sólo son capaces de modificar la concentración de las TR livianas y medias.

A partir de estas hipótesis, debemos considerar los dos posibles escenarios en que se habría producido la fusión parcial del área fuente: los magmas se habrían generado a una misma profundidad, o los magmas se habrían generado a profundidades distintas. En el primer caso no debería haber diferencias de base en las relaciones isotópicas de Sr y Nd entre distintas rocas, ya que los procesos magmáticos no fraccionan isótopos. En el segundo caso es más probable que las relaciones isotópicas sean distintas, pues los magmas se habrían generado a partir de rocas de distintos sectores de la corteza.

Es posible lograr un mejor acercamiento a la solución de este planteo si se considera cómo varían los ETR en las rocas estudiadas. Tal como se demostró en el capítulo anterior, los diseños de los ETR varían principalmente en el sector de las TR pesadas, mientras que las TR livianas se mantienen dentro de un mismo rango. Si todas las rocas se asociaran a fusión parcial de una misma fuente en la corteza (*i.e. batch melting*), los patrones deberían estar caracterizados por fuertes enriquecimientos de las TR livianas respecto de las TR pesadas y, sobre todo, por tener concentraciones de Yb y Lu similares en todas las rocas. Por lo tanto resulta muy probable que las distintas unidades de roca estudiadas estén relacionadas a distintos *batches* de magma, y que los mismos se generaron a distintas profundidades.

Por otra parte, el modelo de cámara magmática única es difícil de aplicar, pues, de estar todas las unidades relacionadas a un mismo magma, los patrones y las relaciones de TR en las distintas rocas: a) serían más próximas entre sí; b) sólo habrían variado las TR livianas (por cristalización fraccionada); c) mostrarían correlación positiva entre el contenido de SiO<sub>2</sub> y las relaciones La/Yb y La/Sm. Asimismo, los patrones y relaciones de TR de la Ignimbrita Vilama son intermedios dentro del rango de variación de las rocas estudiadas. Esto sugiere que una proporción importante de las rocas estudiadas no derivaría de la cámara magmática de la cual se generó la Ignimbrita Vilama. Y por último, si se aplicara la hipótesis de cámara magmática única estacionada en la corteza superior, los datos de Sr y Nd deberían ser iguales o superiores a los de la Ignimbrita Vilama: iguales si no hubiera habido asimilación, superiores si la misma hubiera ocurrido.

En cuanto a la posible alteración de las relaciones isotópicas originales luego de que los magmas dejaran atrás su zona fuente, poco es cuanto podemos decir. Tanto mezcla de magmas como asimilación de rocas se han identificado mediante observaciones de campo y/o petrográficas en varios de los centros volcánicos posteriores a la Ignimbrita Vilama. Algunas evidencias del primer proceso son las escasas ocurrencias de enclaves microgranulares y de coexistencia de vidrios de distinto color y/o contenido de microlitos. Del segundo, xenolitos y microxenolitos presentes en varias unidades, algunos parcialmente fundidos. Es difícil afirmar cuál mecanismo es el de mayor importancia como factor de cambio de las relaciones isotópicas iniciales, así como determinar la cuantía de tal cambio.

## **10.2-Datos previos**

Existen algunos análisis previos de las rocas aquí estudiadas:

Unidad	Muestra	$\epsilon\text{Nd}_{(t)}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$
Ignimbrita Salle, <i>roca total</i> *	K1	-9,9	0,71612
“Cerro Panizo” +	2211		0,70974
Centro Volcánico Bayo +	Y50	-	0,71315

Fuente: (\*) Coira y Kay (en preparación); (+) Coira y Barbieri (1989).

Uno de los objetivos de este trabajo es comparar las rocas en estudio con la Ignimbrita Vilama. Para ello, en primer lugar se calcularon las relaciones iniciales (a 8,5 Ma) de los datos preexistentes:

Unidad	$\epsilon\text{Nd}_{(t)}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$
Ign. Vilama dacítica	-9,2 a -9,5	0,7145 a 0,7149, 0,7153

Fuente: Soler (2005) y Coira y Kay (en preparación).

### 10.3-Nuevos datos

Los nuevos análisis isotópicos de Sr y Nd se realizaron en el Laboratorio de Geología Isotópica de la Universidad de Brasilia, Brasil. Para ello se utilizaron alícuotas de polvo de roca de las mismas muestras utilizadas en los análisis de elementos mayores y traza por Fluorescencia de Rayos X. Los equipamientos y las metodologías que se utilizan en el Laboratorio de Geología Isotópica se encuentran detallados el sitio

<http://www.unb.br/ig/labo/geocron/>. En la siguiente tabla se detallan los resultados obtenidos, y las relaciones iniciales y edad  $T_{DM}$  calculadas a partir de ellos:

Muestra	Unidad	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$	$\epsilon\text{Nd}_{(t)}$	$T_{DM}$ (Ga)
A-010'	C.V. Vilama, <i>Lavas sup.</i>	0,71294±2		<b>0,7129</b>		
A-021	Dacita Mesada Negra	0,71476±3	0,512068±14	<b>0,7145</b>	<b>-11,0</b>	<b>1,50</b>
A-045	C.V. Toloma	0,71531±1	0,512076±16	<b>0,7150</b>	<b>-10,9</b>	<b>1,49</b>
A-095	Ign. Salle	0,71620±1	0,512078±9	<b>0,7159</b>	<b>-10,8</b>	<b>1,48</b>
D-005c	Dacita Khastor, <i>Lavas grises</i>	0,71607±1	0,512083±16	<b>0,7156</b>	<b>-10,8</b>	<b>1,68</b>
D-010	C.V.Salle, <i>Lavas int.</i>	0,71665±2	0,512076±8	<b>0,7163</b>	<b>-10,9</b>	<b>1,48</b>
E-005b	C.V.Salle, <i>Lavas sup.</i>	0,71510±3	0,512129±11	<b>0,7149</b>	<b>-9,9</b>	<b>1,42</b>
H-03	Dacita Pululus	0,71523±2	0,512126±14	<b>0,7150</b>	<b>-9,9</b>	<b>1,38</b>

Para una mejor visualización, los mismos están expresados en un gráfico (Fig. 63).

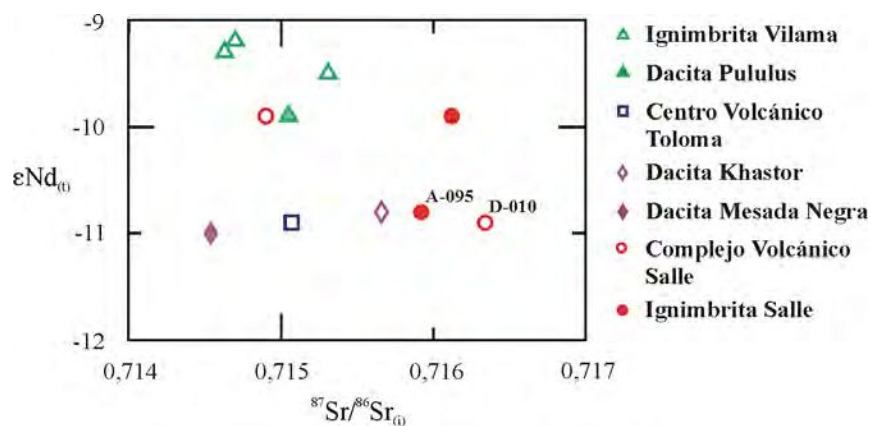


Fig. 63: Datos isotópicos de Sr y Nd en las rocas estudiadas (excepto datos de Sr de los centros volcánicos Bayo y Vilama). Para comparación se agregaron los datos de la Ignimbrita Vilama (Soler 2005, y Coira y Kay en preparación).

Es interesante observar la diferencia entre los análisis K1 y A-095, pertenecientes a la Ignimbrita Salle. La misma se atribuye a que corresponden respectivamente a roca total y pómez.

## Sr

La relación isotópica inicial de Sr de las rocas inmediatamente posteriores a la Ignimbrita Vilama varía entre 0,7145 y 0,7163. Todos estos datos se distribuyen en forma homogénea. En cambio el valor de 0,7129 correspondiente a las *Lavas superiores* del Centro Volcánico Vilama es netamente distinto al de las otras unidades.

Todos estos valores son típicamente corticales; junto con las rocas de la Ignimbrita Vilama, de la caldera Panizos, y de algunas otras unidades volcánicas menores (ver Coira y Barbieri, 1989) forman parte del grupo con valores más extremos de los Andes Centrales (Fig. 64).

Los resultados obtenidos coinciden con la típica correlación inversa entre la relación de Sr y el contenido de Sr en la roca modelada por DePaolo (1981) para el caso de  $D^{\text{Sr}} = 1$ , señalada como típica en las rocas volcánicas de la Puna norte por Caffè *et al.* (2002). En este mismo sentido, se observa una relación entre la concentración de Sr y la relación isotópica de Sr de cada roca. Tal como se observó en el capítulo “Geoquímica”, en las rocas observadas hay dos rectas de variación del Sr frente al contenido de  $\text{SiO}_2$ . Las relaciones



isotópicas más bajas (cerros Bayo y Vilama) corresponden a la curva de Sr alto, mientras que las demás a la curva de Sr bajo. El mayor contenido *absoluto* de Sr posiblemente esté indicando distinto grado de compatibilidad del Sr en la fuente de los magmas.

La roca 2211 (cuyo análisis fue publicado por Coira y Barbieri, 1989), ni su localización en el campo han podido ser halladas. Probablemente corresponda a las lavas oscuras que aparecen en el área de alteración del cerro Salle (ver el capítulo “Estratigrafía”). Su relación de Sr es notablemente baja en comparación con las demás de la región. Se considera que este dato necesita ser confirmado antes de hacer algún tipo de conjeturas, dado que su resultado es francamente distinto al que se obtuvo en otras unidades de la región.

## **Nd**

Los valores de  $\epsilon Nd_{(t)}$  de las rocas del lapso 8,5-7,3 Ma varían entre -9,9 y -11,0. Ellos se pueden diferenciar en dos grupos, uno formado por las *Lavas superiores* del Complejo Volcánico Salle y la Dacita Pululus (-9,9), otro de valores más bajos integrado por la Dacita Mesada Negra, Centro Volcánico Toloma, Ignimbrita Salle y *Lavas intermedias* del Complejo Volcánico Salle (-10,8 a -11,0).

Estos valores son típicamente corticales, y forman parte del grupo con valores más extremos de los Andes Centrales (Fig. 64). Los valores de -9,9 son comparables a las rocas de la caldera Panizos (Ort *et al.*, 1996), mientras que los demás son hasta el momento los valores de  $\epsilon Nd_{(t)}$  más bajos de la región (¿y de los Andes Centrales?). Incluso son más bajos que en algunos xenolitos de la Cadera Panizos.

## **Edades $T_{DM}$**

Se calcularon edades modelo utilizando los valores del modelo de manto deprimido de Michard *et al.* (1985). Los resultados obtenidos tienen un rango de 1,38 a 1,68 Ga, agrupados, al igual que los datos de Nd, en dos: un grupo de 1,38 a 1,42 Ga, otro de 1,47 hasta 1,5 Ga.

A fin de compararlos con la Ignimbrita Vilama se calcularon las edades modelo según los datos de Soler (2005) y Coira y Kay (en preparación): los resultados fueron 1,43, 1,52 y 2,32.

En comparación con datos de otras rocas volcánicas de la Puna (Siebel *et al.*, 2001; Caffè *et al.*, 2002), las nuevas edades  $t_{DM}$  pertenecen al extremo más antiguo. Por su parte, los valores se encuentran dentro del rango de las rocas de basamento del NW de la

Argentina, de las metamorfitas del N de Chile, y de los granitoides de 300 Ma de Chile (Becchio *et al.*, 1999; Lucassen *et al.*, 1999a, b, c; Loewy *et al.*, 2004).

#### 10.4-Comparación con volcanitas de los Andes Centrales

Los nuevos datos isotópicos de Sr y Nd forman parte del extremo más cortical de la llamada hipérbola de los Andes Centrales (Davidson *et al.*, 1991) (Fig. 64). Esta posición indica la alta proporción del elemento cortical en la mezcla de elementos mantélicos y corticales que representan las rocas de la región.

Si bien en dicho gráfico no han sido diferenciadas las rocas por regiones, las relaciones de Sr y Nd extremas son típicas (aunque no exclusivas) de la Puna y el Altiplano, mientras que el sector de la hipérbola con mayor pendiente corresponde mayormente a rocas del arco volcánico.

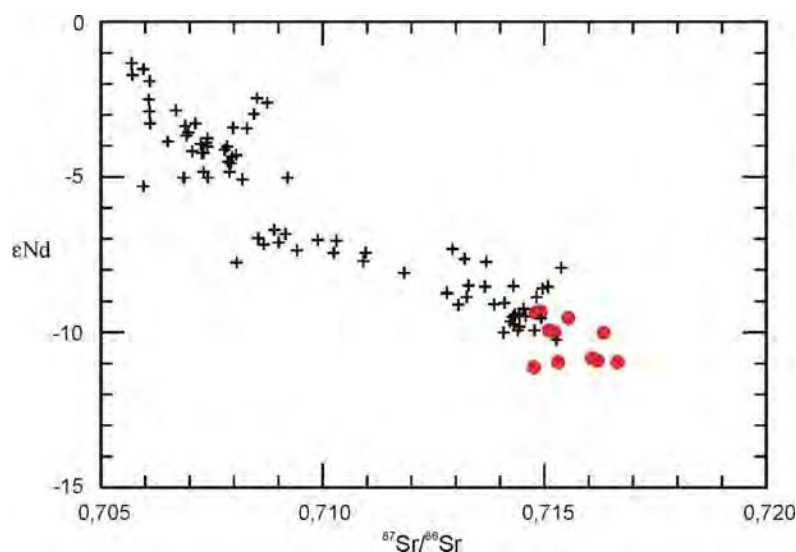


Fig. 64: Valores de  $\epsilon_{Nd}$  y  $^{87}Sr/^{86}Sr$  de las rocas de esta tesis (puntos rojos) dentro del contexto del volcanismo Mioceno superior-Cuaternario de los Andes Centrales (Altiplano, Puna norte y sur, y arco volcánico cuaternario). La base de datos incluye rocas de diversa composición, tanto éditos (Caffe *et al.*, 2002; de Silva *et al.*, 1994; Kay *et al.*, 1999; Ort *et al.*, 1996; Petrinovic *et al.*, 2005; Schmitt *et al.*, 2001; Siebel *et al.*, 2001; Trumbull *et al.*, 1999) como inéditos (Coira y Kay, en preparación).

Si los mismos datos son graficados en función del contenido de  $SiO_2$  de la roca se puede advertir que existen dos comportamientos predominantes (Fig. 65). En primer lugar se destaca que algunas rocas siguen un *trend* de escaso aumento de la relación de Sr y disminución de la relación de Nd a medida que aumenta el contenido de  $SiO_2$ . Este

comportamiento ya fue señalado por Davidson *et al.* (1991), quienes lo atribuyeron a diferenciación de sistemas cerrados tales como muchos centros del frente volcánico.

En segundo lugar, se observa que una gran proporción de las rocas andesíticas y dacíticas adquieren una fuerte característica “cortical”, alejándose con fuertes pendientes del *trend* de los sistemas cerrados. Este comportamiento fue igualmente señalado por los autores mencionados, quienes lo atribuyeron a contaminación con rocas de la corteza superior mediante asimilación y cristalización fraccionada o mezcla con magmas anatéticos; asociaron al mismo con los volcanes que se encuentran algo por detrás del arco volcánico.

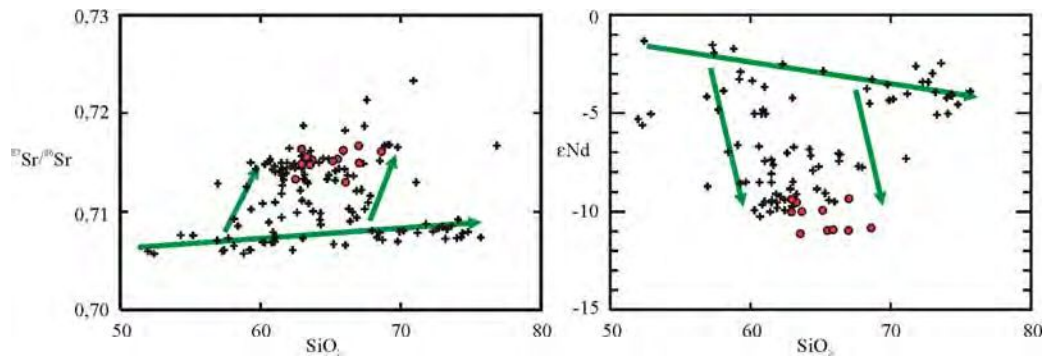


Fig. 65: Diagramas  $\text{SiO}_2$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y vs.  $\epsilon\text{Nd}$  de las rocas de esta tesis (puntos rojos) dentro del contexto del volcanismo Mioceno superior-Cuaternario de los Andes Centrales. Misma base de datos del gráfico anterior. En ambos casos la línea verde de baja pendiente señala el *trend* evolutivo de las relaciones isotópicas en magmas de origen astenosférico, con nula a escasa contaminación cortical. Las líneas verdes con alta pendiente muestran la respuesta de la interacción entre los magmas astenosféricos con la corteza continental, procesos muy característicos en la Puna y el Altiplano y que tendrían su máxima expresión en la región de trabajo. Basado en Davidson *et al.* (1991).

En nuestro caso, la posición de las rocas estudiadas dentro de estos gráficos nos indica, por un lado, que el porcentaje de corteza involucrado en la génesis de sus magmas es muy alta; asimismo, que dicho porcentaje sería el más alto dentro del ambiente de los Andes Centrales. Por el otro, que la profundidad de generación de los magmas sería más somera que en eje del arco volcánico, dado que las rocas corticales involucradas son fuertemente radiogénicas.



## Capítulo 11-Geoquímica mineral

Se realizaron estudios de química mineral en algunas rocas cuya edad sugiere su inclusión en la Etapa de Postcolapso de la caldera Vilama, a fin de tipificar su mineralogía y así contar con otra forma de comparación con la Ignimbrita Vilama. También se realizaron estudios en dos *dacitas negras* del Centro Volcánico Vilama, ya que, si bien por su edad se considera no perteneciente a la Etapa de Postcolapso de la caldera Vilama, las características típicas de dichas rocas han contribuido al entendimiento de la petrogénesis de este y otros tipos litológicos en la región.

Los análisis de química mineral se realizaron en el Laboratorio de Microsonda de la Universidad de Brasilia, Brasil, utilizando una microsonda Cameca SX50, provista de 4 espectrómetros WDS y un EDS KeveX. Este aparato dispone de cristales analizadores TAP, LIF, PET y PC2. Las condiciones de operación mantenidas durante todo el trabajo fueron voltaje de aceleración de 15 keV, haz incidente de 25 nA, y diámetro del punto analizado de 2  $\mu\text{m}$ . Cada elemento fue estandarizado con patrones minerales sintéticos o naturales.

### **11.1-Plagioclasa**

La fórmula estructural de la plagioclasa ha sido normalizada a 8 átomos de oxígeno y 5 cationes. Los análisis están listados en el Apéndice.

#### Dacita Khastor, Lavas grises

Los análisis de plagioclasa correspondientes a esta unidad están graficados en la figura 66. Los fenocristales tienen composiciones variables entre  $\text{An}_{45-63}\text{Ab}_{35-53}\text{Or}_{1-5}$  (un solo punto dentro de un fenocristal resultó  $\text{An}_{39}\text{Ab}_{58}$ ). Dentro de ellos se han hallado saltos composicionales de hasta 14 % del término An. Por su parte, los microfeno cristales tienen un rango más estrecho,  $\text{An}_{46-54}$ .



Fig. 66: Composición de las plagioclasas en las *Lavas grises* de la Dacita Khastor. Círculos rojos: fenocristales; cruces: microfeno cristales. En gris, datos pertenecientes a todas las unidades estudiadas.

### Dacita Khastor, Lavas marrones

Los análisis de plagioclasa correspondientes a esta unidad están graficados en la figura 67. Los fenocristales tienen composiciones que se agrupan en dos intervalos,  $An_{75-84}$  y  $An_{38-67}$ . Los fenocristales bitowníticos tienen su centro cribado; en un caso se encontró un fenocristal bitownítico con una zona externa (sobrecrecimiento) de labradorita-andesina.

La composición de los microfenocristales varía entre  $An_{44-62}$ . Por último, los cristales de los glomérulos varían entre  $An_{42-61}$ .

Dentro de las cribas de los fenocristales bitowníticos se halló vidrio riolítico con 78 a 80 % de  $SiO_2$ , 12,3 a 12,9 % de  $Al_2O_3$ , 1,5 % de  $Na_2O$  y 0,7 % de  $CaO$ . Este vidrio es ligeramente más ácido y aluminoso que el vidrio de la pasta.



Fig. 67: Composición de las plagioclasas en las *Lavas marrones* de la Dacita Khastor. Círculos rojos: fenocristales; cruces: microfenocristales; rombos, cristales de glomérulos. En gris, datos pertenecientes a todas las unidades estudiadas.

### Dacita Mesada Negra

Los análisis de plagioclasa correspondientes a esta unidad están graficados en la figura 68. Los cristales analizados tienen composiciones variables entre  $An_{62-89}Ab_{10-37}Or_{0-2}$ . Dentro de este rango, cada uno de los fenocristales tiene composición poco variable (fenocristal 8,  $An_{73-89}$ ; fenocristal 16,  $An_{62-85}$ ; fenocristal 32,  $An_{62-88}$ ; fenocristal 34,  $An_{73-81}$ ). En los dos perfiles de borde a centro realizados se observan saltos composicionales de hasta casi 10 % del término An. Los cristales de plagioclasa de los glomérulos tienen composición  $An_{82-86}$ ; esto es, son similares a los fenocristales. Por último, los microfenocristales dispersos en la pasta tienen un rango de  $An_{63-87}$ .

Dentro de las cribas en los fenocristales se halló vidrio riolítico cuya composición es  $SiO_2$  71,8-73,4 %,  $Al_2O_3$  13,48 %, y  $Na_2O$  3,6-3,7 %.

En las plagioclasas que forman parte de los reemplazos pseudomórficos en biotita deshidratada se hallaron composiciones  $An_{67-77}Ab_{22-31}Or_1$ , esto es, similares al común de las plagioclasas en la unidad.

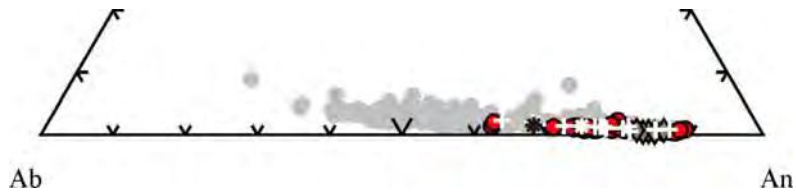


Fig. 68: Composición de las plagioclasas en la Dacita Mesada Negra. Círculos rojos: fenocristales; cruces: microfenocristales; rombos, cristales de glomérulos; asteriscos, cristales que reemplazan a biotita en coronas de deshidratación. En gris, datos pertenecientes a todas las unidades estudiadas.

### Xenolito en Dacita Río Blanco

Los análisis de plagioclasa correspondientes a un xenolito hallado en la Dacita Río Blanco están graficados en la figura 69. Los fenocristales de plagioclasa de esta roca tienen una composición que varía entre  $An_{45-54}Ab_{43-51}Or_{3-6}$ .

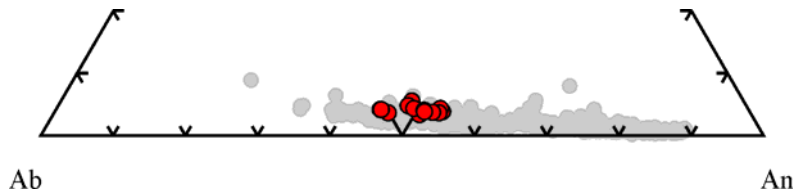


Fig. 69: Composición de las plagioclasas en un xenolito incluido en la Dacita Río Blanco. Círculos rojos: cristales analizados. En gris, datos pertenecientes a todas las unidades estudiadas.

### Complejo Volcánico Salle, Lavas inferiores

Los análisis de plagioclasa correspondientes a esta unidad están graficados en la figura 70. La composición de los fenocristales varía entre  $An_{52-87}Ab_{12-45}Or_{1-4}$ . Dentro de dicho intervalo se hallan fenocristales bitowníticos, bitowníticos con borde labradorítico, y labradoríticos. Internamente pueden contener saltos composicionales de más de 10 % del término An.

Los cristales de plagioclasa de glomérulos tienen composición  $An_{80-84}$ ; esto es, son similares a los fenocristales más básicos. Por último, los microfenocristales dispersos en la pasta varían en un rango de  $An_{57-73}$ .

Dentro de cribas del fenocristal 19 se hallaron ortopiroxenos de composición  $En_{55-57}Fs_{41-42}Wo_{2-3}$ , esto es, similares a los piroxenos más evolucionados en la unidad.

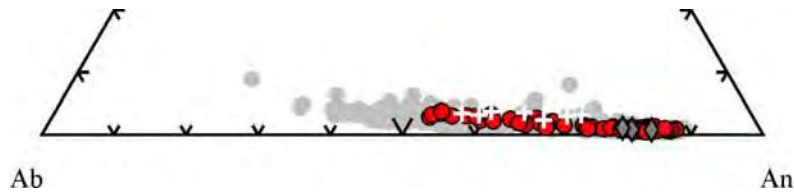


Fig. 70: Composición de las plagioclasas en las *Lavas inferiores* del Complejo Volcánico Salle. Círculos rojos: fenocristales; cruces: microfenocristales; rombos, cristales de glomérulos. En gris, datos pertenecientes a todas las unidades estudiadas.

#### Complejo Volcánico Salle, *Lavas intermedias*

Los análisis de plagioclasa correspondientes a esta unidad están graficados en la figura 71. Los fenocristales analizados son básicos ( $An_{66-88}$ ) o intermedios ( $An_{46-57}$ ). Por su parte los microfenocristales analizados resultaron  $An_{56}$ ,  $An_{63}$  y  $An_{72}$ . En los microenclaves se midieron cristales de composición  $An_{55}$ , además de dos en el rango  $An_{65-69}$ , estos últimos con  $Or_{5-8}$ .

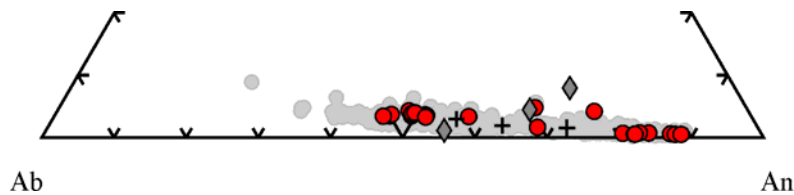


Fig. 71: Composición de las plagioclasas en las *Lavas intermedias* del Complejo Volcánico Salle. Círculos rojos: fenocristales; cruces: microfenocristales; rombos, cristales de microenclaves. En gris, datos pertenecientes a todas las unidades estudiadas.

#### Domo riolítico

Los análisis de plagioclasa correspondientes a esta unidad están graficados en la figura 72. Se analizaron dos fenocristales con zonación oscilatoria, uno varía entre  $An_{41-64}$ , el otro entre  $An_{34-43}$ . Los microfenocristales varían entre  $An_{38-58}$ . Se trata de las plagioclasas más ácidas de todas las rocas estudiadas.



Fig. 72: Composición de las plagioclasas en el *Domo riolítico* del Complejo Volcánico Salle. Círculos rojos: fenocristales; cruces: microfenocristales. En gris, datos pertenecientes a todas las unidades estudiadas.



### Ignimbrita Salle

Los análisis de plagioclasa correspondientes a esta unidad están graficados en la figura 73. En el Miembro Inferior (corte A-095) un fenocristal límpido con un ligero anillo cribado resultó  $An_{79-82}$ , con un borde de  $An_{77}$ . Por su parte, los microfenocristales varían entre  $An_{48-70}$ , si bien dos de ellos tienen valores de  $Or_6$  que hacen dudar de su validez.

En la parte más alta del Miembro Superior (corte A-104; roca correlacionable con las Lavas marrones de la Dacita Khastor), los fenocristales límpidos varían entre  $An_{43-68}$ , mientras que aquellos con centro cribado varían entre  $An_{70-76}$ ; en los límpidos las composiciones más básicas corresponden a la zona central. Por su parte, los microfenocristales varían entre  $An_{49-76}$ . En los glomérulos se midieron dos cristales, uno pequeño de  $An_{77}$ , otro grande y euhedral de  $An_{45}$ .

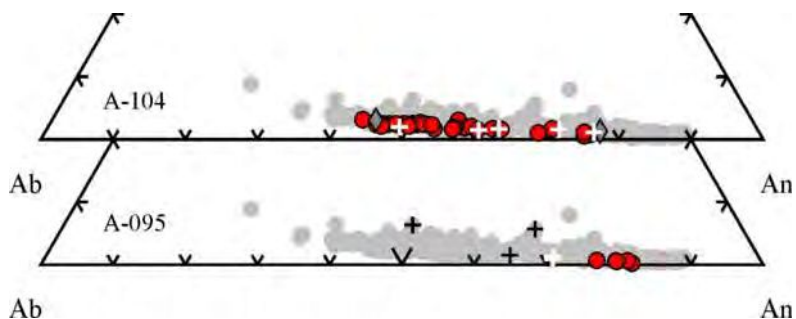


Fig. 73: Composición de las plagioclasas en la Ignimbrita Salle; arriba, zona más alta del Miembro Superior; abajo, Miembro Inferior. Círculos rojos: fenocristales; cruces: microfenocristales; rombos, cristales de glomérulos. En gris, datos pertenecientes a todas las unidades estudiadas.

### Centro Volcánico Bayo

Los análisis de plagioclasa correspondientes a esta unidad están graficados en la figura 74. Se encuentran dos tipos de fenocristales: primero, cristales con cribado grueso de composición bitownita,  $An_{76-88}$ ; segundo, cristales labradoríticos con rebordes bitowníticos,  $An_{48-80}$ . Los segundos pueden ser límpidos o con cribado fino a lo largo del borde básico. Los microfenocristales resultaron labradoríticos,  $An_{56-69}$ . En los glomérulos los cristales tienen composición  $An_{81-86}$ , excepto uno de  $An_{59}$ . Por último, la plagioclasa que reemplaza a la biotita en la corona de un fenocristal deshidratado resultó  $An_{46-51}$ , además de un dato dudoso de  $An_{25}$ .

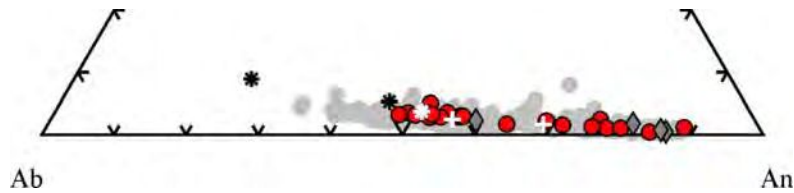


Fig. 74: Composición de las plagioclasas en rocas del Centro Volcánico Bayo. Círculos rojos: fenocristales; cruces: microfenocristales; rombos, cristales de glomérulos; asteriscos, cristales que reemplazan a biotita en corona de deshidratación. En gris, datos pertenecientes a todas las unidades estudiadas.

### Centro Volcánico Vilama, Lavas inferiores

Los análisis de plagioclasa correspondientes a esta unidad están graficados en la figura 75. En los fenocristales se halló un rango composicional estrecho,  $An_{79-89}$ , con saltos de hasta 9 % en el término An. En los glomérulos se halló una composición  $An_{84}Ab_{15}$ , similar a la de los fenocristales. Por último, los cristales dispersos en la pasta tienen un rango  $An_{74-80}$ , y aisladamente  $An_{65-66}$ . En la corona de reacción del xenocristal de granate se hallaron las composiciones más evolucionadas de la roca:  $An_{57-72}$ .

Dentro de las cribas el vidrio es riolítico; su composición principal es  $SiO_2$  70,1 %,  $Al_2O_3$  16,7 %,  $K_2O$  9,8 %,  $Na_2O$  2,2 % y  $FeO$  1,3 %.

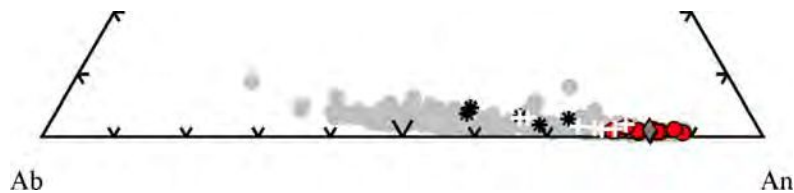


Fig. 75: Composición de las plagioclasas en las Lavas inferiores del Centro Volcánico Vilama. Círculos rojos: fenocristales; cruces: microfenocristales; rombos, cristales de glomérulos; asteriscos, cristales de la corona de reacción del xenocristal de granate. En gris, datos pertenecientes a todas las unidades estudiadas.

### **Síntesis**

En las *dacitas negras* (Dacitas Mesada Negra y Vilama, Miembro Inferior de la Ignimbrita Salle) la mayor parte de los fenocristales tienen composición básica, generalmente bitownita y a veces hasta labradorita. Estos cristales aparecen casi siempre cribados. Los microfenocristales tienen la misma composición que los fenocristales, o ligeramente más evolucionada. Los cristales de los glomérulos son generalmente tan básicos como los fenocristales.

En los magmas con mayor afinidad cortical (*Lavas grises* de la Dacita Khastor y

*Domo riolítico*) los fenocristales y microfenocristales tienen composición labradorita-andesina, a veces hasta oligoclasa.

En las demás unidades (*Lavas marrones* de la Dacita Khastor, Ignimbrita Salle, Complejo Volcánico Salle, Centro Volcánico Bayo, Miembro Superior de la Ignimbrita Salle) se observa una mezcla de las plagioclasas de los dos tipos litológicos mencionados previamente. Particularmente en las *Lavas marrones* de la Dacita Khastor y en la Ignimbrita Salle se observan sobrecrecimientos de labradorita sobre bitownita, mientras que en la andesita del cerro Bayo se observan los únicos casos de sobrecrecimientos de bitownita sobre labradorita.

Dentro de las cribas se pudo analizar vidrio riolítico ligeramente peraluminoso, y cristales de ortopiroxeno de composición similar a la de aquellos más evolucionados en la roca.

En el xenolito se halló plagioclasa de composición labradorita-andesina muy uniforme.

## 11.2-Ortopiroxeno

La fórmula estructural del ortopiroxeno ha sido normalizada a 6 átomos de oxígeno y 4 cationes, a fines de realizar su clasificación según la nomenclatura propuesta por Morimoto *et al.* (1989). El recálculo del contenido de  $Fe^{+3}$  se realizó mediante balance de cargas según el método de Droop (1987). Los análisis están listados en el Apéndice.

### Dacita Khastor, *Lavas marrones*

Los análisis de ortopiroxeno correspondientes a esta unidad están graficados en la figura 76. La composición de los mismos es  $En_{46}Fs_{52-53}Wo_{1-2}$ , y es similar a la de aquellos que se encuentran en la Ignimbrita Salle.

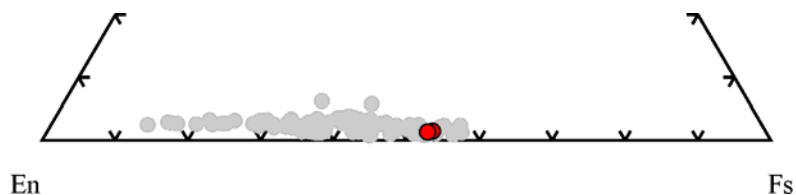


Fig. 76: Composición del ortopiroxeno en las *Lavas marrones* de la Dacita Khastor (círculos rojos). En gris, datos pertenecientes a todas las unidades estudiadas.

### Dacita Mesada Negra

Los análisis de ortopiroxeno correspondientes a esta unidad están graficados en la figura 77. Se han hallado dos grupos de composiciones: en el fundido los cristales son  $En_{52-59}Fs_{39-45}Wo_{2-6}$ , mientras que en los glomérulos  $En_{62-69}Fs_{39-45}Wo_3$ .

El contenido de Al está relacionado a la proporción de En: los más enstatíticos tienen de 2 a 3 % de  $Al_2O_3$ . Esta diferencia en el contenido de Al probablemente indique una fuente distinta para ambos tipos.

Dentro de cribas se halló vidrio con 75,5 a 78,7 % de  $SiO_2$ , 13,3 a 14,6 % de  $Al_2O_3$ , 2,8 a 3,6 % de  $Na_2O$ , 1,2 a 2,4 % de  $CaO$  y 0,7 a 1,1 % de  $FeO$ .

Un análisis realizado a un ortopiroxeno dentro de una criba en un fenocristal de plagioclasa indicó una composición  $En_{52}Fs_{45}Wo_3$ , similar a la de los ortopiroxenos más evolucionados en la unidad.

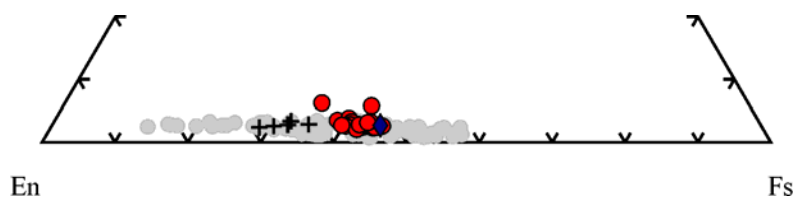


Fig. 77: Composición del ortopiroxeno en la Dacita Mesada Negra. Círculos rojos: fenocristales y microfenocristales; cruces, cristales de glomérulos; rombo, relleno de una criba en plagioclasa. En gris, datos pertenecientes a todas las unidades estudiadas.

### Complejo Volcánico Salle, Lavas inferiores

Los análisis de ortopiroxeno correspondientes a esta unidad están graficados en la figura 78. Los microfenocristales de piroxeno tienen composición  $En_{51-63}Fs_{35-46}$ . Los que se encuentran en glomérulos son más básicos,  $En_{73-78}Fs_{20-24}$ .

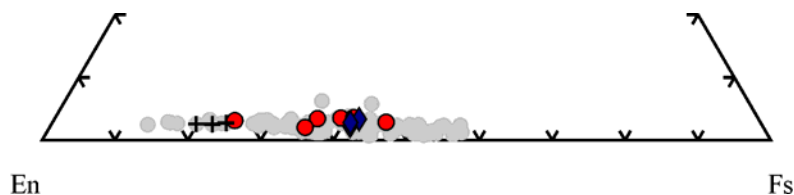


Fig. 78: Composición del ortopiroxeno en las Lavas inferiores del Complejo Volcánico Salle. Círculos rojos: fenocristales y microfenocristales; cruces, cristales de glomérulos; rombos, relleno de cribas en plagioclasa. En gris, datos pertenecientes a todas las unidades estudiadas.

Dentro de cribas del fenocristal de plagioclasa 19 los ortopiroxenos tienen

composición  $\text{En}_{55-57}\text{Fs}_{41-42}\text{Wo}_{2-3}$ , similar a los piroxenos más evolucionados en la unidad.

#### Complejo Volcánico Salle, Lavas intermedias

Los análisis de ortopiroxeno correspondientes a esta unidad están graficados en la figura 79. En los fenocristales y microfenocristales la composición es  $\text{En}_{41-48}\text{Fs}_{50-56}\text{Wo}_{2-3}$  (más un caso aislado de  $\text{En}_{59}\text{Fs}_{38}\text{Wo}_3$ ), mientras que en los microenclaves  $\text{En}_{74-81}\text{Fs}_{16-23}\text{Wo}_3$ .

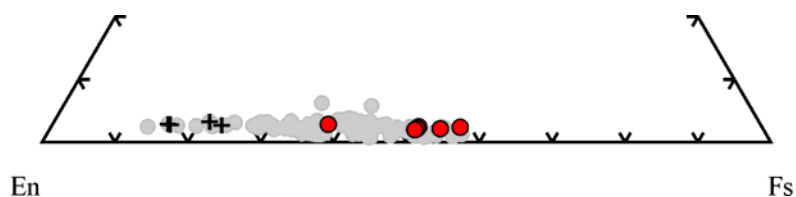


Fig. 79: Composición del ortopiroxeno en las *Lavas intermedias* del Complejo Volcánico Salle. Círculos rojos: fenocristales y microfenocristales; cruces, cristales en microenclaves. En gris, datos pertenecientes a todas las unidades estudiadas.

#### Ignimbrita Salle

Los análisis de ortopiroxeno correspondientes a esta unidad están graficados en la figura 80. En el Miembro Inferior todos los cristales tienen composición  $\text{En}_{45-48}$ , excepto uno que resultó  $\text{En}_{62}$ . En la parte más alta del Miembro Superior los microfenocristales analizados varían entre  $\text{En}_{42-65}$ , mientras que los cristales de los microenclaves entre  $\text{En}_{80-84}$ .

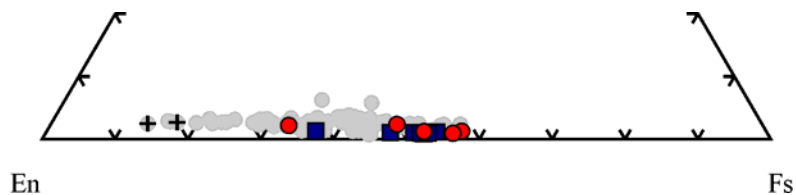


Fig. 80: Composición del ortopiroxeno en la Ignimbrita Salle. Cuadrados: fenocristales y microfenocristales en el Miembro Inferior; círculos rojos: fenocristales y microfenocristales en zona más alta del Miembro Superior (roca A-104); cruces, cristales en microenclaves en roca A-104. En gris, datos pertenecientes a todas las unidades estudiadas.

#### Centro Volcánico Bayo

Los análisis de ortopiroxeno correspondientes a esta unidad están graficados en la figura 81. Los microfenocristales dispersos en la pasta tienen composición  $\text{En}_{44-68}\text{Fs}_{30-54}\text{Wo}_{2-3}$ ; en un fenocristal se midió  $\text{En}_{49-57}\text{Fs}_{42-49}\text{Wo}_{1-2}$  (con zonación inversa, básica en la periferia). Dentro de un glomérulo se halló un cristal de composición similar al resto de los analizados.

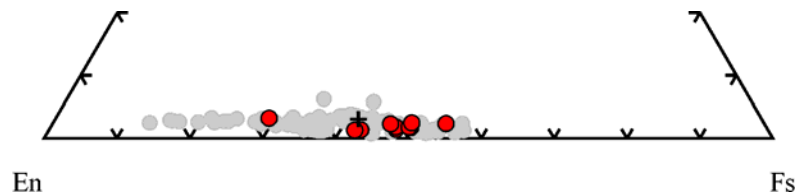


Fig. 81: Composición del ortopiroxeno en el Centro Volcánico Bayo. Círculos rojos: fenocristales y microfenocristales; cruz, cristal en glomérulo. En gris, datos pertenecientes a todas las unidades estudiadas.

### Centro Volcánico Vilama, *Lavas inferiores*

Los análisis de ortopiroxeno correspondientes a esta unidad están graficados en la figura 82. La composición de los fenocristales, de los microfenocristales, y de los cristales en los glomérulos es similar. Todos ellos se ubican dentro de los términos  $En_{61-70}Fs_{28-38}Wo_{1-3}$ .

En la parte más interna de la corona de reacción que rodea al xenocristal de granate los piroxenos tienen composición  $En_{54-55}Fs_{43-45}Wo_{1-2}$ , mientras que en la parte más externa tienen composición similar a los del resto de la roca.

En una criba dentro de un fenocristal se halló vidrio de composición  $SiO_2$  74,3 %,  $Al_2O_3$  15 %,  $K_2O$  7,2 %,  $Na_2O$  1,4 %,  $CaO$  1,3 % y  $FeO$  1 %.



Fig. 82: Composición del ortopiroxeno en las *Lavas inferiores* de la Dacita Vilama. Círculos rojos: fenocristales y microfenocristales; cruces, cristales en glomérulos; cuadrados, cristales en corona de reacción del xenocristal de granate. En gris, datos pertenecientes a todas las unidades estudiadas.

### **Síntesis**

Los piroxenos rómbicos analizados –amplia mayoría en las rocas estudiadas– forman parte de la serie isomorfa enstatita-ferrosilita. Ort *et al.* (1996) hallaron ortopiroxenos magnésicos similares a los aquí estudiados en rocas de la caldera Panizos.

En las *dacitas negras* se observa un rango de variación estrecho; de todas formas se identifican dos grupos de ortopiroxeno: el de los glomérulos (más enstatítico) y el de los cristales dispersos. Esta situación también se observa en las plagioclasas. De acuerdo a las evidencias petrográficas y a la composición geoquímica aquí expuesta, se interpreta que

estos glomérulos han sido formados en un estadio temprano de la cristalización magmática.

Por el contrario, en las lavas del Complejo Volcánico Salle y en la Ignimbrita Salle se observa la coexistencia de dos grupos de composición contrastante, separados por hasta un 25 % de diferencia. Los ortopiroxenos más enstatíticos están asociados a enclaves microgranulares, mientras que el otro grupo tiende a ocupar la mitad ferrosilítica del espectro observado. Esta situación coincide con otras evidencias que aportan la petrografía y la geoquímica de otros minerales en el sentido de indicar verdadera mezcla de magmas. Los sistemas de mezcla identificados son dos: *Lavas inferiores-Lavas intermedias* del Complejo Volcánico Salle, y *Dacita Khastor-Ignimbrita Salle*.

En el Centro Volcánico Bayo la distribución es uniforme; sin embargo son varias las evidencias que indican cierto grado de mezcla de magmas. Probablemente la diferencia composicional entre los mismos no ha sido muy grande.

### 11.3-Biotita

Todos los ejemplares de mica analizados son micas trioctaédricas, y se clasifican como biotita. Los mismos están graficados en la figura 83, discriminados según la unidad a la que pertenecen. La fórmula estructural de la biotita ha sido calculada en base a 22 átomos de oxígeno. No se realizó recálculo de  $Fe^{+3}$ . Los análisis están listados en el Apéndice.

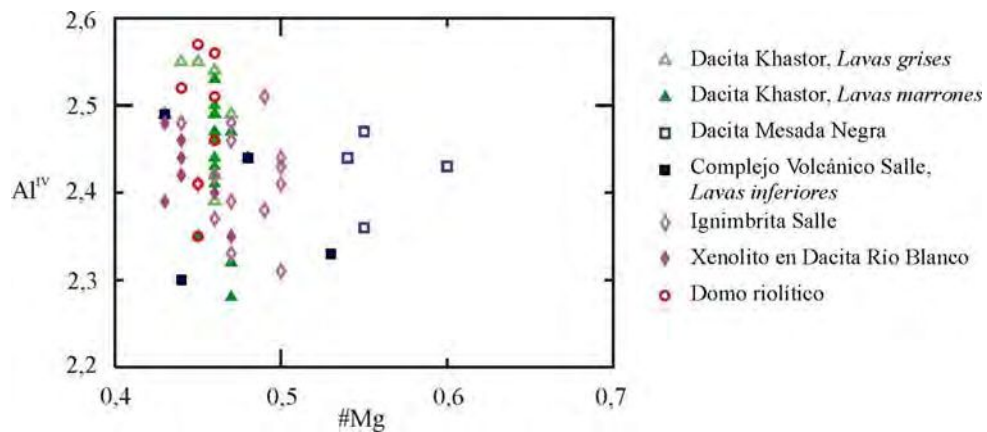


Fig. 83: Gráfico  $Al^{IV}$  vs.  $\#Mg$  de los ejemplares de biotita analizados. Obsérvese que el  $\#Mg$  es poco variable dentro de cada unidad, salvo casos aislados que se corresponden con ejemplares deshidratados.

#### Dacita Khastor, *Lavas grises*

El  $\#Mg$  de los ejemplares analizados (muy frescos) varía entre 0,43 y 0,47. El  $Al^{IV}$

tiene un número de entre 2,49 y 2,55; un solo análisis, precisamente el de menor cierre, resultó 2,39.

#### Dacita Khastor, Lavas marrones

El #Mg de los fenocristales varía entre 0,46 y 0,48, mientras que el Al<sup>IV</sup> entre 2,42 y 2,50.

En los microenclaves el #Mg varía entre 0,46 y 0,47, mientras que el Al<sup>IV</sup> entre 2,28 y 2,53; el contenido de Ti y Al es menor y mayor, respectivamente, que en las biotitas fenocristalinas.

La biotita cristalizada dentro de cribas en plagioclasa no tiene características distintivas. La biotita de un agregado simplectítico resultó con #Mg 0,45. Su composición tiene leves diferencias con el resto de las biotitas analizadas.

Una exolución (o intercrecimiento) de opaco en biotita resultó ser una ilmenita de 49 % de TiO<sub>2</sub> y 44,05 % de FeO. La biotita encajante resultó similar a la de los fenocristales.

#### Dacita Mesada Negra

Las biotitas frescas tienen #Mg de 0,54 a 0,55, mientras que una resorbida de 0,60; el Al<sup>IV</sup> varía entre 2,36 y 2,47.

El vidrio que se encuentra en forma intersticial en el espacio entre el cristal resorbido y su corona de reacción es similar al resto de los vidrios analizados. Se considera que es un producto de la fusión incongruente de la biotita (ver el capítulo “Estudio de las texturas de desequilibrio”).

#### Xenolito en Dacita Río Blanco

El #Mg varía entre 0,43 y 0,47, mientras que el Al<sup>IV</sup> varía entre 2,35 y 2,48.

#### Complejo Volcánico Salle, Lavas inferiores

El #Mg de los ejemplares analizados varía entre 0,43 y 0,53, mientras que el Al<sup>IV</sup> entre 2,3 y 2,49. En comparación con las biotitas de otras unidades, el rango de variación del #Mg es muy grande. No se observan diferencias entre los cristales frescos y los resorbidos.



### Domo riolítico

En esta unidad se hallan biotitas frescas con #Mg entre 0,44 y 0,46 y Al<sup>IV</sup> entre 2,35 y 2,57.

### Ignimbrita Salle

En el Miembro Inferior las biotitas tienen #Mg de 0,49 a 0,50, mientras que el Al<sup>IV</sup> varía entre 2,31 y 2,51.

En la parte más alta del Miembro Superior los fenocristales tienen #Mg de 0,44 a 0,47, mientras que el Al<sup>IV</sup> varía entre 2,37 y 2,48; en los microenclaves el #Mg varía entre 0,46 y 0,47, y el Al<sup>IV</sup> entre 2,33 y 2,48.

### Centro Volcánico Bayo

La biotita presente en esta unidad siempre aparece reemplazada por un agregado de opacos, plagioclasa, y piroxeno. Los análisis muestran que ha perdido la mayor parte del Fe, Mg y K, y por el contrario ganó Ca. En gran parte está transformada en plagioclasa (ver análisis en plagioclasas).

### **Síntesis**

Dentro de cada unidad el #Mg es menos variable que el valor de Al<sup>IV</sup>. Los valores de ambos parámetros son aproximadamente similares en todas las unidades estudiadas, pero se destacan por su mayor #Mg las de la Dacita Mesada Negra. Los valores pertenecientes a las unidades Dacita Khastor e Ignimbrita Salle son similares entre sí.

No se observan comportamientos o contenidos distintivos de elementos mayores, salvo en las biotitas del xenolito de la Dacita Río Blanco, cuyo contenido de Ti es notablemente menor que en el resto (ver Apéndice). A partir de esto, y dado que esta roca es una metasedimentita, podemos afirmar que ninguna de las biotitas presentes en las rocas volcánicas estudiadas sería restítica.

### **11.4-Clinopiroxeno**

La fórmula estructural del clinopiroxeno se normalizó a 6 átomos de oxígeno y 4 cationes; el contenido de Fe<sup>+3</sup> se calculó siguiendo el método de Droop (1987). Las composiciones obtenidas fueron clasificadas según la nomenclatura propuesta por Morimoto

*et al.* (1989). Los análisis están listados en el Apéndice.

#### Complejo Volcánico Salle, Lavas inferiores

Los análisis de clinopiroxeno correspondientes a esta unidad están graficados en la figura 84. Sólo se halló un fenocristal de clinopiroxeno, cuya composición es  $Wo_{42-45}En_{30-31}Fs_{24-27}$ , correspondiente al límite diópsido-augita. En su borde se observa un sobrecrecimiento de ortopiroxeno de composición  $En_{51}Fs_{46}$ , similar al que se observa en el resto de la roca.

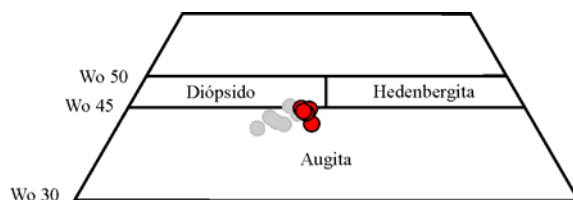


Fig. 84: Clasificación del clinopiroxeno en las *Lavas inferiores* del Complejo Volcánico Salle (círculos rojos). En gris, datos pertenecientes a todas las unidades estudiadas. Campos composicionales según Morimoto *et al.* (1989).

#### Complejo Volcánico Salle, Lavas intermedias

El único cristal de clinopiroxeno analizado en esta unidad está graficado en la Fig. 85. Su composición es  $Wo_{45}En_{33}Fs_{22}$ , y se clasifica como diópsido-augita.

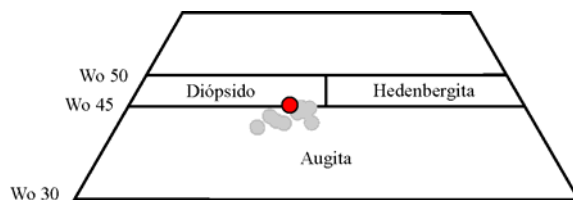


Fig. 85: Clasificación del clinopiroxeno en las *Lavas intermedias* del Complejo Volcánico Salle (círculo rojo). En gris, datos pertenecientes a todas las unidades estudiadas.

#### Centro Volcánico Bayo

Los análisis de clinopiroxeno correspondientes a esta unidad, la única en donde son comunes, están graficados en la figura 86. Se han hallado varios ejemplares de composición variable entre  $Wo_{42-44}En_{32-39}Fs_{20-24}$ . Se clasifican como augitas. Pequeñas diferencias en el tenor de Mn, Fe y Mg los diferencian de los clinopiroxenos que se hallan en el Complejo Volcánico Salle.

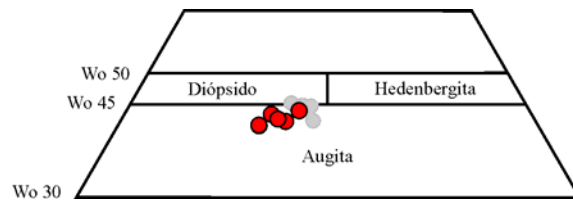


Fig. 86: Clasificación del clinopiroxeno en el Centro Volcánico Bayo (círculos rojos). En gris, datos pertenecientes a todas las unidades estudiadas.

### Síntesis

La escasa presencia de clinopiroxeno en las rocas estudiadas, así como la presencia en algunos casos de sobrecrecimientos de ortopiroxeno, es un indicio de su carácter xenocristalino. Como no hay indicios petrográficos de que estos cristales sean restos de rocas asimiladas, es lógico interpretar que los mismos entraron en contacto con el magma mediante mezcla. El magma que los contenía debe haber sido, necesariamente, más cálcico y más hidratado (= más oxidante) que el magma en el que cristalizaron los ortopiroxenos. Todavía es incierto cuál de los dos magmas es el que intruye al otro, pero más adelante se explicará porqué probablemente el magma reductor es el que intruye al magma con clinopiroxeno.

### 11.5-Sanidina

La fórmula estructural de la sanidina ha sido normalizada a 8 átomos de oxígeno y 5 cationes. Dado que el número de análisis realizado es escaso, todos ellos se plotearon en un mismo gráfico (Fig. 87). Los análisis están listados en el Apéndice.

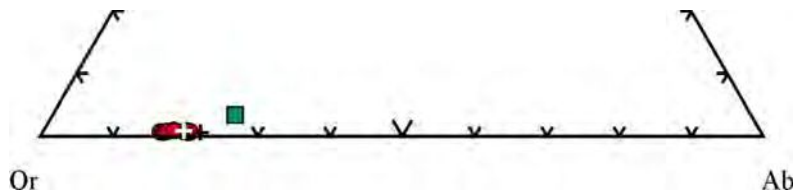


Fig. 87: Composición de la sanidina en las unidades estudiadas (lado izquierdo del diagrama ternario de clasificación de los feldspatos). Círculos rojos: fenocristal 6 en *Domo riolítico*; cruces: microfenocristales en *Domo riolítico*; cuadrado azul: único cristal en corona de reacción de xenocristal de granate, Dacita Vilama.

#### *Domo riolítico*

El único fenocristal analizado brindó composiciones que varían entre los términos

Or<sub>79-83</sub>Ab<sub>16-20</sub>An<sub>1</sub>. Por su parte los microfenocristales resultaron Or<sub>78-80</sub>Ab<sub>19-22</sub>An<sub>1</sub>.

Centro Volcánico Vilama, Lavas inferiores

En la corona de reacción del xenocristal de granate se halló un cristal de sanidina, cuya composición es Or<sub>72</sub>Ab<sub>25</sub>An<sub>3</sub>.

**11.6-Anfibol**

La fórmula estructural del anfíbol y el contenido de hierro férrico han sido calculados utilizando el programa WinAmphcal (Yavuz, 2007), que sigue la nomenclatura propuesta por la IMA (Leake *et al.*, 1997; Leake *et al.*, 2003). Se utilizó la normalización a 13 cationes (excluyendo Ca, Na y K). El programa calcula el contenido mínimo de Fe<sup>+3</sup> siguiendo los procedimientos de normalización propuestos por Schumacher (1997). Los análisis están listados en el Apéndice.

Complejo Volcánico Salle, Lavas intermedias

Solamente resultaron tres análisis. Se trata de anfíboles cálcicos con (Na + K)<sub>A</sub> de 0,26, 0,49 y 0,51. El valor de 0,50 los separa entre magnesiohastingsita (análisis G002,2 correspondiente al borde de un fenocristal) y tschermakita (Fig. 88).

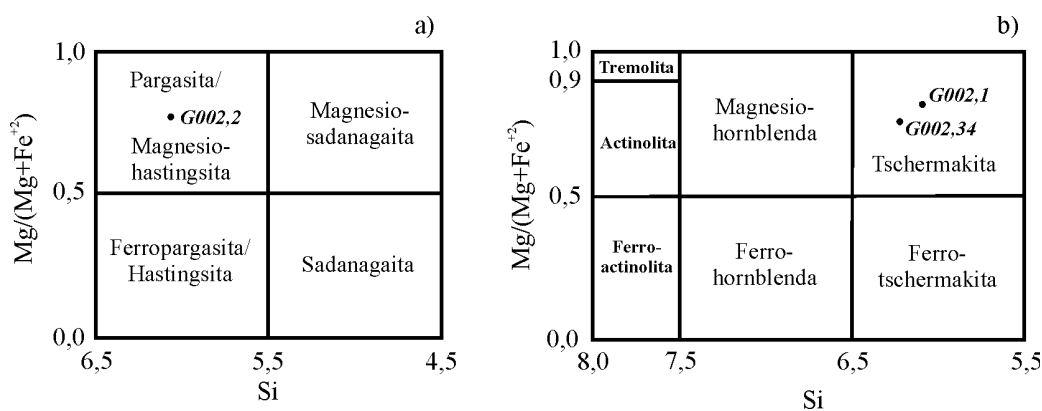


Fig. 88: Diagramas para la clasificación de anfíboles cálcicos (Ca<sub>B</sub>> 1,50 c.p.f.u.) según Leake *et al.* (1997): a) anfíboles con (Na+K)<sub>A</sub>>0,5 c.p.f.u; b) anfíboles con (Na+K)<sub>A</sub><0,5 c.p.f.u. Composición calculada en base a normalización 13cCNK.

Si bien el número de datos es insuficiente para realizar una generalización, se observa una evolución desde tschermakita hacia magnesiohastingsita.

## 11.7-Vidrio

Los análisis de las matrices vítreas están listados en el Apéndice. En los mismos no se recalculó el porcentaje de  $\text{Fe}^{+3}$ .

En la figura 89 se grafican algunos resultados de los análisis realizados en las matrices vítreas de las unidades estudiadas, junto a aquéllos de fundido parcial en un xenolito proveniente de la Dacita Río Blanco.

### Dacita Khastor, *Lavas grises*

El vidrio que forma la pasta es riolítico, y en su composición se encuentra 77,1 a 78,1 % de  $\text{SiO}_2$ , 12,5 a 12,8 % de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , y 1,4 a 2,3 % de  $\text{Na}_2\text{O}$ ; debido a un error durante la realización de los análisis, no se obtuvieron datos de  $\text{K}_2\text{O}$ . Por comparación con los vidrios del *Domo riolítico*, cuyos contenidos en el resto de los óxidos son similares, es posible que estos vidrios también sean peraluminosos.

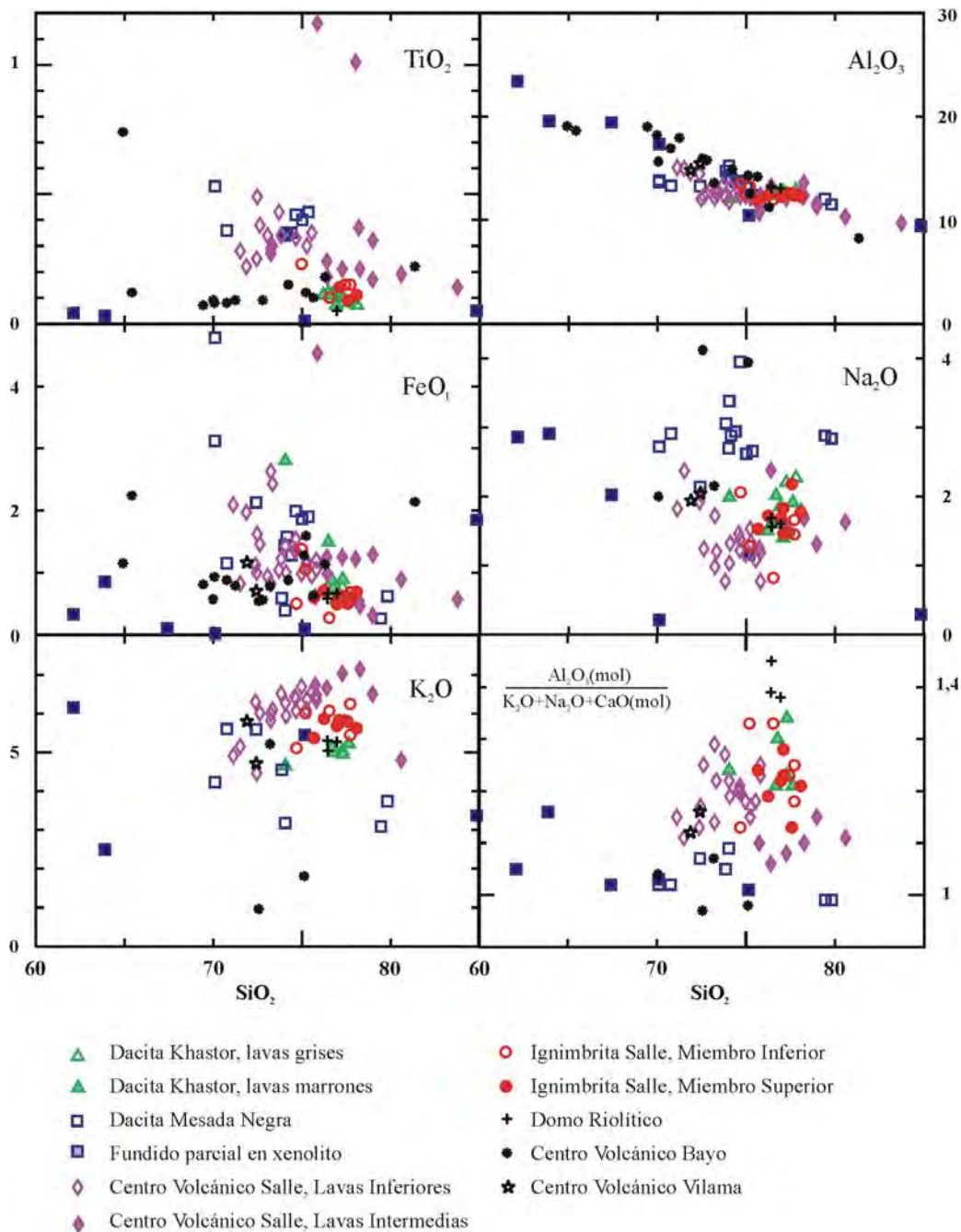


Fig. 89: Ploteo de los principales elementos mayores e Índice de peraluminosidad vs.  $\text{SiO}_2$  de los análisis realizados en las matrices vítreas de las unidades estudiadas. Se agregan los resultados del fundido parcial de un xenolito en la Dacita Río Blanco. Obsérvese la similitud en todos los casos de los datos correspondientes a las unidades Dacita Khastor-Lavas marrones e Ignimbrita Salle.

#### Dacita Khastor, *Lavas marrones*

En esta roca el contenido de SiO<sub>2</sub> varía desde 76,2 hasta 77,9 % (un solo análisis cae fuera de este rango, con 74,1 %), y el de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> desde 12,1 hasta 12,6 %. El índice de saturación de Al (A/CNK), entre 1,1 y 1,3. La composición del vidrio de los microenclaves no se diferencia de aquél que se halla en las *Lavas grises*; esto indicaría que serían gotas de dicho magma producto de la mezcla. El vidrio dentro de las cribas de plagioclasa básica es ligeramente más ácido y más aluminoso que el vidrio de la pasta (Fig. 90).

#### Dacita Mesada Negra

El vidrio que forma la pasta es riolítico, tiene 70,1 a 75,4 % de SiO<sub>2</sub>, 11,5 a 15,2 de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, y 3,1 a 5,6 de K<sub>2</sub>O. El valor A/CNK varía entre 0,9 y 1,1. Los contenidos de TiO<sub>2</sub> son altos. Dos análisis, precisamente aquellos cuyos cierres son los más altos del grupo, resultaron entre 79 y 80 % de SiO<sub>2</sub>.

Dentro de las cribas de plagioclasa y ortopiroxeno, y en la biotita deshidratada, se halló vidrio riolítico similar al que se halla en la pasta.

#### Xenolito en Dacita Río Blanco

Se analizó el vidrio intersticial que existe en este xenolito parcialmente fundido. El mismo se encuentra algo desvitrificado. Los análisis que por comparación con las matrices de las dacitas serían de buena calidad tienen 67 a 75 % de SiO<sub>2</sub>, 10 a 20 % de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 2 a 15 % de K<sub>2</sub>O, 0 a 5 % de CaO, y valor A/CNK de 1.

#### Complejo Volcánico Salle, *Lavas inferiores*

El vidrio que forma la pasta es riolítico, tiene 71,1 a 75,8 % de SiO<sub>2</sub>, 11,8 a 15,6 % de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, y 4,5 a 6,7 % de K<sub>2</sub>O. Su valor A/CNK varía entre 1,1 y 1,3. Los contenidos de TiO<sub>2</sub> son altos.

#### Complejo Volcánico Salle, *Lavas intermedias*

El vidrio que forma la pasta tiene composición riolítica muy uniforme, con 75,7 a 80,6 % de SiO<sub>2</sub>, 10,3 a 13,6 % de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, y 6,5 a 7,1 % de K<sub>2</sub>O. Su valor A/CNK es 1,1.

### Domo riolítico

El vidrio que forma la pasta es riolítico, su composición varía de 75,8 a 76,9 % en SiO<sub>2</sub>, 12,9 a 13,3 % en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 5 a 5,7 % en K<sub>2</sub>O, y 1 a 1,7 % en Na<sub>2</sub>O. El valor A/CNK varía entre 1,4 y 1,45; esto sugiere que esta roca podría ser un verdadero fundido cortical.

### Ignimbrita Salle

El vidrio que forma la matriz de la pómez en el Miembro Inferior es riolítico, su composición varía de 74,7 a 78,2 % SiO<sub>2</sub>, 11,9 a 13,5 % de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, y 5,1 a 6,2 % de K<sub>2</sub>O. El valor A/CNK varía entre 1,1 y 1,4.

En la parte más alta del Miembro Superior (pómez A-104) el vidrio varía de 75,7 a 78,1 % de SiO<sub>2</sub>, 11,9 a 12,6 % de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, y 5,4 a 6,9 % de K<sub>2</sub>O. El valor A/CNK varía entre 1,1 y 1,3. En el vidrio de los microenclaves hay mayor porcentaje de K<sub>2</sub>O y menor de CaO.

### Centro Volcánico Bayo

Los análisis de la pasta en esta unidad no resultaron precisos como en los otros casos estudiados, por lo tanto aquí sólo se presentan datos aproximados. El contenido de SiO<sub>2</sub> varía entre 65 y 75 %, el de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 11 y 19 %, el de CaO entre 0 y 5 %, y el de Na<sub>2</sub>O entre 2 y 4 %. El valor A/CNK varía entre 1 y 1,1.

El amplio rango de SiO<sub>2</sub> de estos análisis quizás indique mezcla entre dos magmas.

### Centro Volcánico Vilama, Lavas inferiores

El vidrio que forma la pasta es riolítico, tiene entre 71,9 y 72,4 % de SiO<sub>2</sub>, 14,8 a 15,4 % de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, y 4,7 a 5,8 % de K<sub>2</sub>O. El valor A/CNK varía entre 1,1 y 1,2.

El vidrio que se halló dentro de las cribas en plagioclasa y ortopiroxeno es ligeramente más silíceo y peraluminoso que el de la pasta (Fig. 90).

El vidrio que se encuentra en forma intersticial dentro de engolfamientos del granate tiene 63,9 a 70,9 % de SiO<sub>2</sub>, 16,5 a 20 % de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, y 4 a 8,7 % de K<sub>2</sub>O. Su valor A/CNK varía entre 1 y 1,2. Se interpreta que este vidrio es parte del proceso de fusión parcial (incongruente) del granate, cuyos productos serían por lo menos fundido e ilmenita.

### Cribas en plagioclasa y ortopiroxeno

En la figura 90 se presentan gráficos de elementos mayores e Índice de



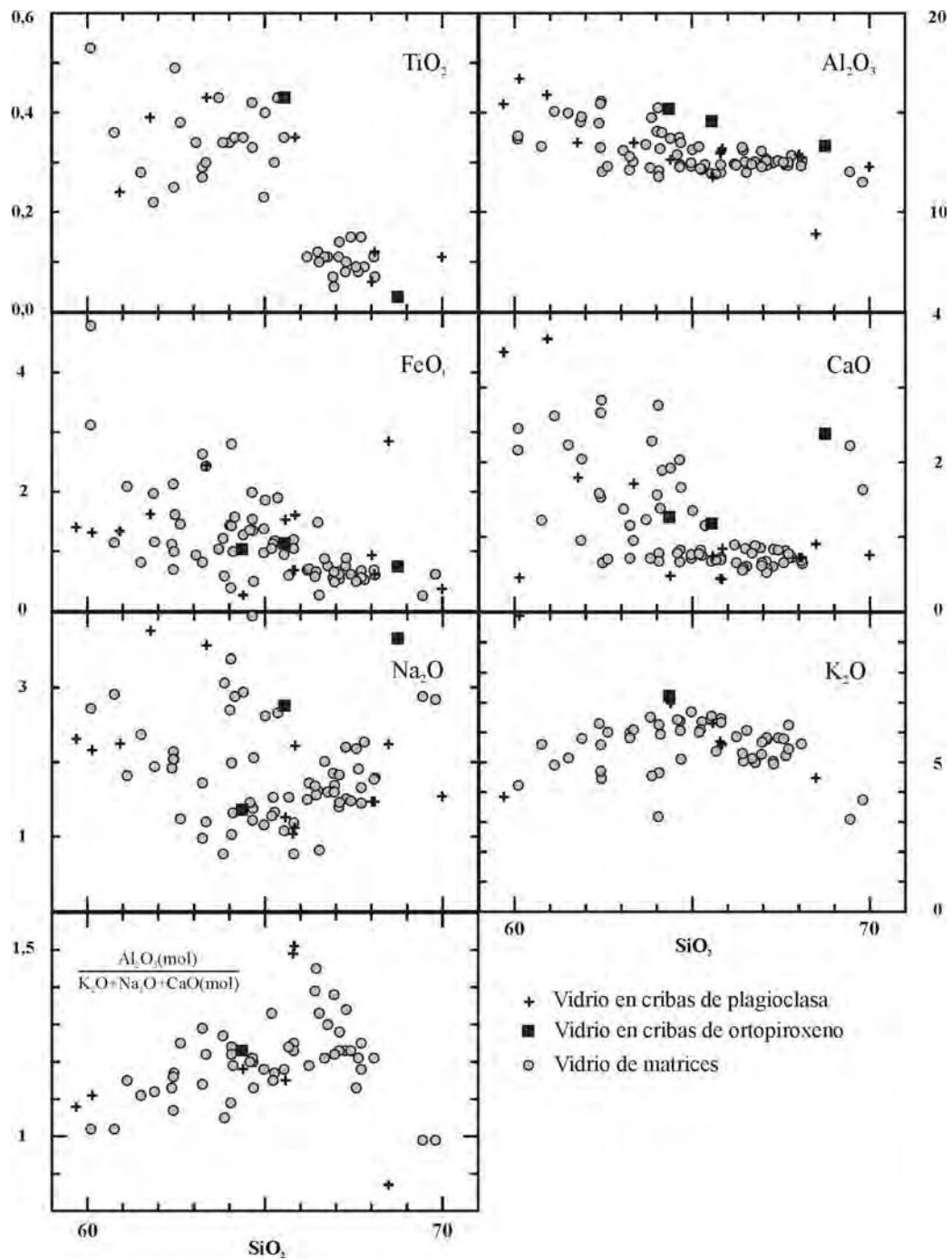


Fig. 90: Ploteo de los principales elementos mayores e Índice de peraluminosidad vs.  $\text{SiO}_2$  de los vidrios que se hallan dentro de cribas en fenocristales de plagioclasa y ortopiroxeno, comparados con las matrices vítreas de las unidades que los alojan.

peraluminosidad vs.  $\text{SiO}_2$ , en los que se comparan los vidrios que se hallan dentro de cribas

en fenocristales de plagioclasa y ortopiroxeno con las matrices vítreas de las unidades que los alojan. Como puede verse, no hay diferencias significativas entre ambos vidrios. Esto se debe a que las cribas se forman como consecuencia de un proceso de fusión parcial de los cristales, por lo tanto se descarta que sean inclusiones fundidas. Este tema será tratado con mayor detalle en el capítulo “Estudio de las texturas de disequilibrio”.

### **Síntesis**

Los vidrios que forman las matrices de las rocas estudiadas tienen contenidos de SiO<sub>2</sub> variables entre 70 y 80 %; en las *riodacitas* y riolitas la variación es mínima, entre 1 y 2 %, mientras que en las rocas con fenómenos de resorción la misma es mayor, de 2 a 5 %.

La información más destacable que brinda la composición de las matrices vítreas es que ellas no han derivado a partir de uno sino de varios magmas. Esto se interpreta cuando se observa que las unidades no comparten una misma recta de variación, sino que siguen rectas paralelas o de distinta pendiente, o bien tienen contenidos de elementos mayores muy acotados. Sin embargo, se observa que existe mucha similitud entre los resultados de las unidades Dacita Khastor (*Lavas grises y marrones*) e Ignimbrita Salle, comprobando la correlación ya sugerida por la petrografía. También se observa similitud entre las *Lavas inferiores e intermedias* del Complejo Volcánico Salle. En cambio las unidades Dacita Mesada Negra y Complejo Volcánico Salle muestran una mayor dispersión, y contenidos distintivos de ciertos elementos (por ejemplo, alto contenido de Ti).

Otra diferencia observada consiste en el contenido de Ca: las *dacitas negras* de Mesada Negra y cerro Vilama, junto a gran parte de los análisis de las *Lavas inferiores* del Complejo Volcánico Salle, tienen de 1 a 3 %, mientras que las *riodacitas* y las *Lavas intermedias* del Centro Volcánico Salle tienen menos de 1 %. El contenido de Na<sub>2</sub>O también es variable, pero sólo en la Dacita Mesada Negra supera el 2,5 %. La causa de estas diferencias será tratada en el capítulo “Estudio de las texturas de disequilibrio”.

### **11.8-Óxidos de hierro y titanio**

Estos minerales se describen en conjunto dado que en general tienen escasa y desigual presencia en las unidades estudiadas; además, las composiciones halladas son bastante similares entre sí.

La fórmula estructural de la ilmenita se calculó mediante normalización a 12 átomos de oxígeno y 8 cationes. La fórmula estructural de la titanomagnetita se normalizó a 32

átomos de oxígeno y 24 cationes. El porcentaje de  $\text{Fe}^{+3}$  se obtuvo mediante balance de cargas, según el método de Droop (1987).

Los análisis están listados en el Apéndice. En la figura 91 se plotean los resultados obtenidos, en mol %.

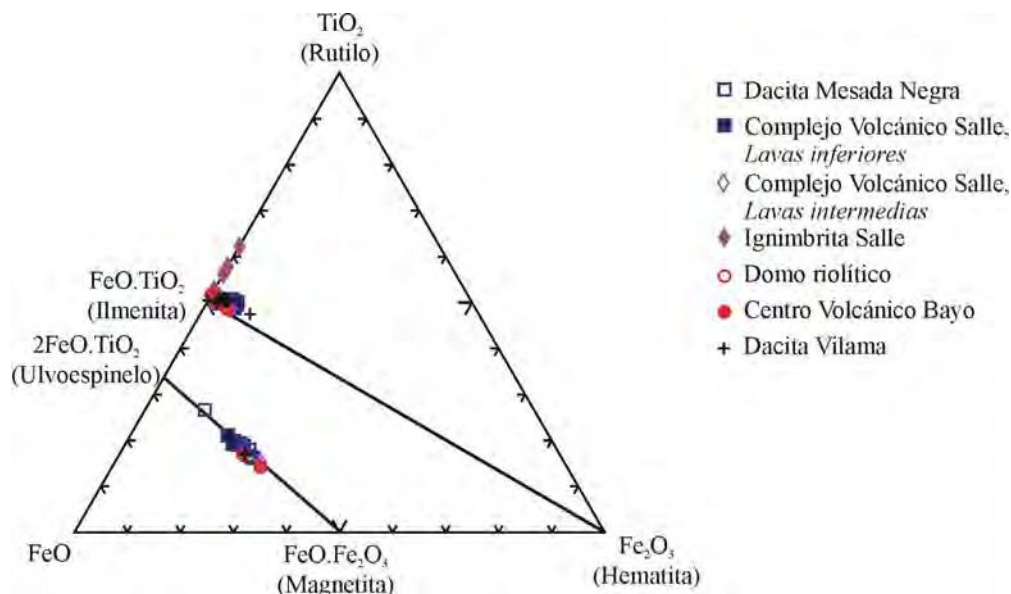


Fig. 91: Composición de los cristales de ilmenita y titanomagnetita analizados, ploteados en mol %.

*Ilmenita.* Este mineral se halló en las unidades Dacita Mesada Negra, *Lavas inferiores* e *intermedias* del Complejo Volcánico Salle, Ignimbrita Salle, *Domo riolítico*, Centro Volcánico Bayo y *Lavas inferiores* de la Dacita Vilama; en las *Lavas marrones* de la Dacita Khastor sólo se halló un cristal que forma parte de un intercrecimiento o exolución en biotita. Dentro de cada unidad la ilmenita flota aislada como fenocristal, o forma parte de glomérulos; en este último caso su composición forma parte de los términos más altos en Ti y Fe de la unidad. También se la halla en las coronas de deshidratación de biotita, caso en el que su composición es similar a las demás.

En la parte más alta del Miembro Superior de la Ignimbrita Salle la mayor parte de los cristales tienen alto porcentaje molecular de  $\text{TiO}_2$ , hecho que sugiere que se trata de ejemplares exueltos.

*Titanomagnetita.* Este mineral ha resultado más escaso que la ilmenita. Se halló en la Dacita Mesada Negra (unidad en donde es común), en las *Lavas inferiores* e *intermedias* del

Complejo Volcánico Salle, en el Centro Volcánico Bayo y en las *Lavas inferiores* de la Dacita Vilama. Se presenta como fenocristal, y forma parte de glomérulos y coronas de deshidratación en biotita.

Su composición no se aparta de la traza de la solución sólida Magnetita-Ulvoespinelo.

### **Síntesis**

La desigual presencia de ilmenita y titanomagnetita en las rocas estudiadas descubierta mediante el estudio por microsonda electrónica resultó una verdadera contrariedad para este trabajo, dada su gran importancia para estimar temperaturas magmáticas. Esta particularidad de las rocas estudiadas denota cierta afinidad “toleítica” de los magmas en el sector, también sugerida por otras características mineralógicas y geoquímicas ya presentadas. Y en el caso de franca ausencia de los óxidos (*e.g.* las *Lavas grises* en la Dacita Khastor), denotan un fuerte carácter cortical de los magmas participantes. En el próximo capítulo, estas conclusiones serán ampliadas a partir de los datos que resultan de la aplicación del método termométrico.

### **11.9-Espinelo**

La fórmula estructural de los espinelos se calculó en base a 32 átomos de oxígeno y 24 cationes. La proporción de  $Fe^{+3}$  se obtuvo por balance de cargas según el método de Droop (1987).

#### Ignimbrita Salle

Dentro de un xenolito rodeado por una corona de reacción de plagioclasa se analizaron cristales de hercinita con 52,5 a 57,8 % de  $Al_2O_3$ , 28,5 a 30,4 % de FeO, 5,3 a 6 % de MgO, y 2,5 a 3,2 % de ZnO. Los valores de ZnO son notablemente altos, de esta manera podría catalogarse a esta hercinita como cincífera.

#### Centro Volcánico Vilama, *Lavas inferiores*

En la parte más interna de la corona de reacción del xenocristal de granate se encontró un espinelo cuya composición varía entre 30,2 y 35,4 % de  $Al_2O_3$  (decreciendo desde el granate hacia fuera); 30,1 a 30,9 % de FeO; 27,3 a 32,4 % de  $Fe_2O_3$  (creciendo hacia fuera); y 2,7 a 3,6 % de MgO (decreciendo hacia fuera). Se trata de una hercinita con

considerable sustitución de Al por  $\text{Fe}^{+3}$ , que forma parte de la solución sólida entre hercinita y magnetita y que de acuerdo a Deer *et al.* (1992) es estable por encima de los 858 °C. La presencia de este mineral en la zona interna de la corona implicaría que el xenolito entró en contacto con el magma por encima de dicha temperatura.

### 11.10-Granate

La fórmula estructural del granate fue calculada en base a 24 átomos de oxígeno y 16 cationes. El  $\text{Fe}^{+3}$  fue calculado mediante el método de Droop (1987).

Se realizaron tres análisis en el xenocristal de granate de la roca A-009, perteneciente a las *Lavas inferiores* del Centro Volcánico Vilama. Su composición es  $\text{Alm}_{64.65,7}\text{Py}_{27-28,7}\text{Gr}_{2,8-4,7}\text{Sp}_{2,8-4,2}\text{Uv}_{0,1-0,3}\text{Ad}_{0-1}$ . El contenido de MnO varía entre 1,24 y 1,84 %, y el de CaO entre 1,21 y 1,7 %

El vidrio que se encuentra en forma intersticial dentro del granate, en engolfamientos, tiene una composición de 63,9 a 70,9 % de  $\text{SiO}_2$ , 16,5 a 20 % de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , y 4 a 8,7 % de  $\text{K}_2\text{O}$ .

La alta proporción del componente almandino es común en granates de esquistos micáceos hasta de rocas de la facies granulita. Por lo tanto el cristal analizado representaría un fragmento cortical (probablemente basamento no aflorante) caído en la cámara magmática o atrapado por el magma durante su ascenso.

### 11.11-Composición geoquímica de los xenolitos

Como resumen de los datos expuestos en forma separada dentro de los apartados anteriores, aquí presentamos todos los datos referidos al xenolito parcialmente fundido (buchita), hallado en la Dacita Río Blanco. La composición de sus plagioclasas y biotitas es muy uniforme:  $\text{An}_{45-54}$  (un perfil en una de ellas muestra variación de menos de 4 % del término An), y #Mg entre 0,43 y 0,47. En cambio los vidrios intersticiales resultaron de composición amplia, entre 64 y 85 % de  $\text{SiO}_2$ . El cierre de los análisis de vidrio es bastante malo, debido probablemente a que esté hidratado.

### 11.12-Correlación entre la Dacita Khastor y la Ignimbrita Salle

El rango composicional de las plagioclasas en la roca G-011b es amplio, desde  $\text{An}_{84}$  hasta  $\text{An}_{38}$ , y es bimodal, con un pico en  $\text{An}_{46}$  y otro en  $\text{An}_{80}$ . Por su parte, el rango en la roca A-104 es de  $\text{An}_{76}$  hasta  $\text{An}_{43}$ , y muestra tres picos:  $\text{An}_{46}$ ,  $\text{An}_{57}$  y  $\text{An}_{76}$ .

Analizando en conjunto los análisis de ambas rocas se observan dos modas, una mayoritaria de composición andesina-labradorita, otra de composición bitownita. Un anillo de bitownita sobre labradorita en un fenocristal con muchas inclusiones de biotita (que podría considerarse como un xenocristal) sugiere que hubo una entrada de magma básico en el sistema. Por lo tanto ambas poblaciones corresponderían a dos magmas distintos.

Los piroxenos de la roca G-011b tienen composición  $Wo_1En_{46}Fs_{52-53}$ . En el corte A-104 los microfenocristales analizados son ortopiroxenos que varían entre  $En_{42-65}$ . En los microenclaves los piroxenos son muy básicos,  $En_{84-80}$ . Esto es, los piroxenos de G-011b son comparables al grupo menos evolucionado de la roca A-104.

En la roca G-011b el #Mg de la biotita varía entre 0,45 y 0,48, y el  $Al^{IV}$  entre 2,28 y 2,53. En el corte A-104 el #Mg varía de 0,44 a 0,47, y el  $Al^{IV}$  entre 2,37 y 2,48 (en los fenocristales es un poco menos variable). Esto es, la composición de la biotita en ambas unidades es coincidente.

Casi todos los análisis de vidrio de ambas rocas tienen entre 76 y 78 % de  $SiO_2$ , 12,1 y 12,6 % de  $Al_2O_3$ , y 5 y 6 % de  $K_2O$ .

## **Capítulo 12-Geotermobarometría**

Uno de los objetivos de esta tesis es obtener datos sobre las condiciones de temperatura y presión preruptivas de las rocas estudiadas. Para ello se aplicaron los datos de química mineral presentados en el capítulo anterior (y en ciertos casos de roca total).

A pesar de haberse ensayado varios métodos, la mineralogía ha resultado inadecuada para obtener temperaturas y presiones valaderas. Los problemas principales han sido la ausencia de magnetita y/o el desequilibrio entre pares de minerales opacos; el desequilibrio del sistema plagioclasa-vidrio; la ausencia de anfíbol. Aquí se exponen los pocos datos logrados.

### **12.1-Termometría**

#### **12.1.1-Termómetro ilmenita-magnetita**

Se utilizó el programa QUIIF (Andersen *et al.*, 1993) para obtener una estimación de las temperaturas y fugacidad de oxígeno preruptivas según las composiciones de pares ilmenita-magnetita. Este programa basa sus cálculos en el modelo expuesto en Frost y Lindsley (1992) y Lindsley y Frost (1992). Los pares seleccionados fueron aquéllos que satisfacen el *test* de estabilidad de Bacon y Hirschmann (1988) (en caso contrario, se especifica debidamente).

#### **Dacita Mesada Negra**

En esta unidad abundan los cristales de ilmenita y magnetita. En la roca A-021 se obtuvieron temperaturas de  $715 \pm 25$  y  $736 \pm 21$  °C en cristales dispersos en la pasta. En la roca A-021b, se hallaron temperaturas de  $788 \pm 3$  °C en un glomérulo (y  $803 \pm 12$  con una ilmenita que flota en la pasta, que podría provenir de uno de ellos). Los valores  $\log f_{O_2}$  obtenidos -17,6 y -16,8 en A-021, y -14,5 en A-021b. Los  $\delta FMQ$  resultaron -1,154, -0,945, y 0,13, respectivamente.

Un par en A-021 ligeramente fuera de los límites del test de equilibrio resultó  $746 \pm 23$  °C,  $\log f_{O_2}$  de -16,3 y  $\delta FMQ$  -0,64.

En la biotita resorbida los cálculos no serían buenos, ya que todos los pares están fuera de equilibrio según el test de Bacon y Hirschmann; el más cercano al equilibrio dio como resultado  $824 \pm 39$  °C, y  $\log f_{O_2}$  de 13,7.

#### Complejo Volcánico Salle, Lavas inferiores

En la roca A-168 un cristal de magnetita muestra aparente equilibrio con dos cristales de ilmenita; los resultados obtenidos son  $642 \pm 37$  y  $913 \pm 36$  °C. El  $\log fO_2$  es de -20,4 y -11,8 respectivamente. El  $\delta FMQ$  es -1,965 y 0,377.

En la roca A-166 no se encontraron pares en equilibrio. El más cercano al equilibrio (el cristal de magnetita tiene muy poco Mg) resultó  $638 \pm 52$  °C,  $\log fO_2$  -20,3 y  $\delta FMQ$  -1,804.

Utilizando la magnetita de A-168, tres cristales de ilmenita de A-166 en equilibrio brindan temperaturas entre  $577 \pm 54$  y  $653 \pm 28$  °C.

#### Complejo Volcánico Salle, Lavas intermedias

En esta unidad el único par posible está fuera de equilibrio. El resultado es de  $808 \pm 65$  °C,  $\log fO_2$  de -13,5 y  $\delta FMQ$  0,731.

#### Centro Volcánico Bayo

Se encontró un solo cristal de magnetita, aunque no está en equilibrio con ninguno de los tres cristales de ilmenita disponibles.

#### Centro Volcánico Vilama, Lavas inferiores

Los datos procesados fueron dos pares ilmenita-magnetita en equilibrio (cristales cercanos entre sí). En la roca E-016 se obtuvo un resultado de  $628 \pm 18$  °C; en la A-009 (donde se aloja el xenocristal de granate) el resultado fue de  $782 \pm 15$  °C. El  $\log fO_2$  resultó -20,5 y -15,2 respectivamente. El  $\delta FMQ$  es -1,607 y -0,352 respectivamente.

#### Otras unidades

En las *Lavas grises* de la Dacita Khastor no se hallaron minerales opacos, mientras que en *Domo riolítico*, Ignimbrita Salle y en las *Lavas marrones* solamente se encontraron cristales de ilmenita.



### Síntesis del método y sus resultados

El problema principal para la aplicación de este método es la escasez o ausencia de magnetita en las *dacitas negras*\*, o bien la ausencia de ilmenita y magnetita en las *riodacitas* y riolitas. Esta característica junto a las bajas fugacidades de oxígeno observadas indica el carácter reductor de ambos tipos de magmas. Otro problema consiste en que generalmente los cristales de ilmenita y magnetita no se encuentran en equilibrio mutuo. Esto quizás podría minimizarse mediante la realización de una mayor cantidad de análisis. Por último, varios pares en equilibrio dieron como resultado temperaturas muy bajas. Probablemente éstas indiquen un reequilibrio del sistema en condiciones posteruptivas, causado por la retención de calor dentro de los espesos flujos de lava.

El  $\log fO_2$  relativo al *buffer* FMQ tiene valores desde 0,64 hasta -1,96; esto es, casi siempre está por debajo del mismo. Estos resultados probablemente sean reflejo del desequilibrio que muestran la ilmenita y magnetita presentes en la roca (Fig. 92). Si el desequilibrio posteruptivo no fuera la causa de la baja fugacidad de oxígeno, deberíamos entonces considerar a estas rocas como pertenecientes a una serie toleítica, tal como opinan Frost y Lindsley (1992).

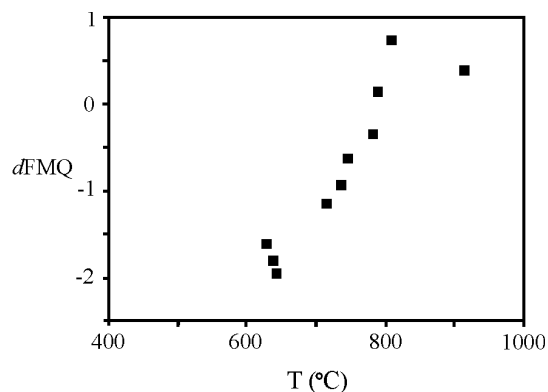


Fig. 92: Relación observada entre el  $\delta FMQ$  y la temperatura resultante del termómetro ilmenita-magnetita en los sistemas estudiados. Esto indicaría que los datos de fugacidad de  $O_2$  probablemente sean espurios.

#### **12.1.2-Termómetro plagioclasa-vidrio**

Se aplicó el termómetro plagioclasa-fundido mediante las ecuaciones derivadas por Putirka (2005). Este autor hizo una revisión de las ecuaciones existentes hasta ese momento,

\* Ver Pág. 106 en Capítulo Petrografía.

y desarrolló nuevos modelos para la obtención de temperatura y presión. De los modelos disponibles se utilizaron los B y C, diseñados para composiciones anhidras (*i.e.*, que no incluyen H<sub>2</sub>O en los cálculos), dado que la estimación disponible del contenido de agua no es buena. Los cálculos se realizaron mediante una planilla de cálculo que puede obtenerse libremente del sitio [http://www.csufresno.edu/ees/Faculty&Staff/Putirka/Keith\\_Putirka.html](http://www.csufresno.edu/ees/Faculty&Staff/Putirka/Keith_Putirka.html).

[//www.csufresno.edu/ees/Faculty&Staff/Putirka/Keith\\_Putirka.html](http://www.csufresno.edu/ees/Faculty&Staff/Putirka/Keith_Putirka.html).

Los resultados de estos cálculos son muy sensibles a los datos de entrada. Por ejemplo, un aumento de 1 % en el valor de agua del vidrio resulta en unos 65 °C menos en el modelo A. Asimismo, diferencias mínimas en los porcentajes de los óxidos generan diferencias de unos pocos grados de temperatura.

#### Dacita Khastor

Las temperaturas de cristalización en las *Lavas grises* resultaron, para los bordes de fenocristales y microfenocristales, 812 a 824 °C; en las *Lavas marrones*, los bordes de los fenocristales y microfenocristales dieron temperaturas de 797 y 820-836 °C; los cristales de los microenclaves llegan hasta 854 °C.

#### Dacita Mesada Negra

Según el modelo B, los microfenocristales brindaron 797 a 824 °C. Llamativamente los cristales más ácidos brindan temperaturas más altas.

#### Complejo Volcánico Salle, *Lavas inferiores*

Con el modelo B los resultados obtenidos para la roca A-168 fueron 817 a 870 °C en bordes de fenocristales y microfenocristales; en la roca A-166, 793 °C en el borde de un fenocristal y 836-837 °C en microfenocristales.

#### Complejo Volcánico Salle, *Lavas intermedias*

Los resultados obtenidos según el modelo B varían entre 892 y 924 °C. Utilizando el vidrio y la plagioclasa más evolucionada se obtuvo 895 °C.

#### Domo riolítico

Según el modelo B, los microfenocristales y bordes de fenocristales resultan 758 a 814 °C.

### Ignimbrita Salle

En la roca A-104 los bordes de fenocristales y microfenocristales resultan 829 a 857 °C. Los microenclaves resultan 853 y 871 °C.

En la roca A-095 los microfenocristales y bordes de fenocristales dan temperaturas de 832 a 857 °C.

### Centro Volcánico Bayo

Los análisis de vidrio del Centro Volcánico Bayo tienen un rango de SiO<sub>2</sub> amplio, desde 69 hasta 76 %. Esto podría ser un indicio de mezcla de magmas. Para realizar los cálculos según el modelo B de Putirka se utilizaron dos promedios, uno del extremo más básico, el otro del extremo ácido.

Con el vidrio de 70 % de SiO<sub>2</sub> resultaron temperaturas de 661 hasta 684 °C en los microfenocristales (incluidos bitownita) y bordes de fenocristales. Con el vidrio de 76 % de SiO<sub>2</sub> los microfenocristales resultaron 741-778 °C, mientras que los bordes de fenocristales 755-768 °C.

### Centro Volcánico Vilama, *Lavas inferiores*

En los microfenocristales resultan temperaturas de 787 a 822 °C; en los bordes de los fenocristales, 776 a 792 °C; en la roca GRT, 777 a 779 °C.

### Síntesis del método y sus resultados

Tal como se concluyó a partir del análisis conjunto de la información petrográfica y de geoquímica mineral, en las *dacitas negras* las plagioclasas básicas no estarían en equilibrio con el magma que las rodea. Por lo tanto, los resultados de los cálculos termobarométricos para estos sistemas serían espurios. Por otra parte, el vidrio tampoco se encontraría en equilibrio con las plagioclasas más ácidas, ya que está “autocontaminado” por la disolución de las plagioclasas.

En las *dacitas negras* la plagioclasa en equilibrio con el fundido tiene una composición teórica de solidus muy básica (por ejemplo, en la Dacita Mesada Negra la norma CIPW resulta An<sub>25-30</sub> y la composición del solidus An<sub>60-65</sub>; y según el modelo E de Putirka (2005), An<sub>50-55</sub>). Aceptando estas composiciones calculadas, sólo los datos correspondientes a las mismas tendrían valor, esto es, entre 805° y 880° en el modelo

anhidro.

Dado que el grado de inseguridad es muy alto, deberían ser tomados en cuenta solamente los resultados en aquellas rocas que no muestran fenómenos de resorción: *Lavas grises* de la Dacita Khastor y *Domo riolítico*.

### **12.1.3-Termómetro de dos piroxenos**

Se utilizó el programa QUIIF (Andersen *et al.*, 1993) para obtener una estimación de las temperaturas según las composiciones de pares clinopiroxeno-ortopiroxeno. Dado que la presión no ha podido ser calculada con éxito, los cálculos se hicieron a presiones fijas arbitrarias de 2 o 4 Kb, según el tipo de roca en cada unidad. Esto no significa mayores problemas ya que la variación de la temperatura con la presión es de unos pocos °C por Kb.

Algunos de los ortopiroxenos analizados tienen contenidos de  $Al_2O_3$  mayores a 2 %. En tales casos no se realizaron cálculos, o bien se consideraron solamente si eran coherentes con el resto de los resultados. Esto se debe a que tanto el Al como el Ti son altamente incorporados en piroxenos cuando la cristalización se produce mediante altas tasas de enfriamiento (Gamble y Taylor, 1980; Schiffman y Lofgren, 1982; Ohnenstetter y Brown, 1992), por lo tanto los tenores elevados de Al podrían indicar cristalización en condiciones de desequilibrio. Por otra parte, los contenidos elevados de Al generan problemas de proyección que llevan al programa QUIIF a calcular temperaturas elevadas.

#### Complejo Volcánico Salle, *Lavas inferiores*

El clinopiroxeno analizado en la roca A-168 no está en equilibrio con los ortopiroxenos más ferrosilícicos. Es posible que dichos ortopiroxenos se hayan disuelto, o que no hayan cristalizado por aumento de la temperatura.

#### Complejo Volcánico Salle, *Lavas intermedias*

En esta unidad el clinopiroxeno 17 (los números se utilizan para la identificación del cristal; para conocer su composición, consultar Apéndice) y el ortopiroxeno 14 brindaron, a 2 Kb, una temperatura de  $787 \pm 14$  °C; con el ortopiroxeno 18,  $807 \pm 22$  °C; con el ortopiroxeno 13,  $831 \pm 25$  °C.

#### Centro Volcánico Bayo

En el cerro Bayo hay una buena correlación entre varios pares; a 4 Kb de presión los

mejores resultados obtenidos son los siguientes:

Clinopiroxeno 4 y Ortopiroxeno 6: 964 +/- 43 °C

Clinopiroxeno 9 y Ortopiroxeno 35: 866 +/- 11 °C

Clinopiroxeno 3 y Ortopiroxeno 35: 863 +/- 13 °C

Clinopiroxeno 2 y Ortopiroxeno 28: 819 +/- 11 °C

En este orden, indican tres grupos de temperaturas.

#### **12.1.4-Termómetro de un piroxeno**

Las temperaturas a partir de un piroxeno fueron calculadas con el programa QUIIF (Andersen *et al.*, 1993). Como ya se mencionó este programa realiza los cálculos a través del equilibrio del par ortopiroxeno-clinopiroxeno, pero también puede calcular temperaturas con un solo término real si se emplea una composición teórica para completar el otro. Para ello calcula una composición teórica del término faltante.

Esta metodología fue aplicada satisfactoriamente en lavas andesíticas por Matthews *et al.* (1999) y por Murphy *et al.* (2000). Estos últimos autores estimaron un error en el método de  $\pm 20$  °C, y en algunos casos menor.

Dado que la mayor parte de las rocas estudiadas contienen sólo ortopiroxeno, este método resultó el más adecuado entre todos los empleados.

#### Dacita Khastor

Los ortopiroxenos de las *Lavas marrones* brindaron temperaturas de 702 y 721 °C.

#### Dacita Mesada Negra

En la roca A-021b los cristales con bajo contenido de Al dieron resultados desde 895 hasta 934 °C. El grupo de Al alto (glomérulos) dio resultados entre 962 y 981 °C (cristales 3 y 12).

#### Complejo Volcánico Salle, *Lavas inferiores*

En los glomérulos se registró una temperatura de 1025 °C. En los microfenocristales de la roca A-168, 917 °C (son todos de composición uniforme), y en la A-166, 986 a 1018 °C.

### Complejo Volcánico Salle, Lavas intermedias

Los microfenocristales resultaron entre 800 y 818 °C. El microfenocristal 3 de un microenclave (el de menor contenido de Al), 1074 °C.

### Ignimbrita Salle

En el corte A-095 uno de los microfenocristales resultó 653 °C.

En el corte A-104, los cristales de los microenclaves brindaron temperaturas de por lo menos 1059 °C. Los microfenocristales, entre 670 y 853 °C.

### Centro Volcánico Bayo

Aplicar este método en las rocas del cerro Bayo no tiene sentido, ya que existen clinopiroxenos que completan el par para calcular la temperatura. Por esta razón solamente se hicieron cálculos para el microfenocristal 32, el más enstatítico de todos, en el cual se obtuvo 1038 °C.

### Centro Volcánico Vilama, Lavas inferiores

Los microfenocristales (con contenidos de Al bajo) brindaron temperaturas de 808 a 992 °C. Dentro de un glomérulo resultaron 918 °C. En la zona interna de la corona de reacción del granate, los cristales (con contenidos de Al muy altos) brindaron temperaturas de 661 hasta 781°; indudablemente éstas resultan erróneas, quizás debido al alto contenido de Al. En cambio el más externo, con contenido de Al normal, resultó 916 °C.

### Síntesis del método y sus resultados

Este termómetro es hasta el momento el que mejores resultados ha brindado en las rocas estudiadas. Un hecho importante es que permite diferenciar a los ortopiroxenos que forman parte de los glomérulos, y así considerarlos como parte de un “sistema” (¿magma?) más caliente.

Se advierte una diferencia notable entre los resultados de las dacitas con ensamble norítico y de las *riodacitas* que no contienen ortopiroxeno: sus temperaturas se encuentran por encima y por debajo de 800-850 °C respectivamente. Esto significaría que cada uno de los magmas tiene una temperatura propia.

### **12.1.5-Termómetro clinopiroxeno-fundido**

Este método se basa en la cristalización de jadeíta y en el intercambio en equilibrio jadeíta-dióxido + hedenbergita. De los varios modelos existentes se aplicó el desarrollado por Putirka *et al.* (2003). Estos autores mejoraron los modelos anteriores tras realizar nuevas calibraciones a partir de experimentos con fundidos subsaturados en agua con hasta 71,3 % de SiO<sub>2</sub>. Los cálculos se realizaron mediante una planilla de cálculo que puede obtenerse libremente del sitio [http://www.csufresno.edu/ees/Faculty&Staff/Putirka/Keith\\_Putirka.html](http://www.csufresno.edu/ees/Faculty&Staff/Putirka/Keith_Putirka.html).

[//www.csufresno.edu/ees/Faculty&Staff/Putirka/Keith\\_Putirka.html](http://www.csufresno.edu/ees/Faculty&Staff/Putirka/Keith_Putirka.html).

#### Complejo Volcánico Salle, Lavas inferiores

Se aplicó el mismo procedimiento empleado en el Centro Volcánico Bayo. En este caso, los análisis correspondientes al centro del fenocristal 24 son los que se encuentran más cerca del equilibrio con la roca total (A-117). El resultado fue 1015 °C.

#### Complejo Volcánico Salle, Lavas intermedias

En esta unidad el único clinopiroxeno disponible está bastante lejos del equilibrio con la roca total. El par más cercano al equilibrio se construye con la roca total de los glomérulos, a la cual se podría identificar como magma de origen del clinopiroxeno. El resultado fue 977 °C.

#### Centro Volcánico Bayo

Se utilizó como composición de líquido a) un promedio de los análisis de vidrio de bajo SiO<sub>2</sub>; o b) un promedio de los análisis de roca total. Los resultados correspondientes a ambos términos son muy distintos entre sí, por lo tanto surge la incógnita de cuál de ellos podría ser el mejor representante de la realidad. Este tema fue discutido por Putirka *et al.* (2003), quienes finalmente recomiendan utilizar el par clinopiroxeno-líquido que arroje una composición teórica del clinopiroxeno cercana al clinopiroxeno utilizado, según el modelo de Putirka (1999). Así se determinó que los cristales teóricamente en equilibrio con el líquido (en este caso la roca total) son cercanos a la composición hallada en los clinopiroxenos, y que de ellos el que mejor se ajusta es el fenocristal número 2. La temperatura determinada para dicho cristal fue 1090 °C.

### Síntesis del método y sus resultados

Es difícil definir si los clinopiroxenos empleados en nuestros cálculos son una fase del liquidus o bien se trata de xenocristales provenientes de un magma mezclado con el hospedante. Las observaciones petrográficas apoyan la hipótesis de mezcla de magmas. Si tomamos esta opción, probablemente el cálculo correspondiente a las *Lavas intermedias* del Complejo Volcánico Salle sea el único resultado válido.

#### **12.1.6-Termómetro de dos feldespatos**

Este termómetro tiene una larga historia en su desarrollo. Las primeras calibraciones estaban basadas en el intercambio binario del componente Ab entre plagioclasa y feldespato alcalino; entre ellas se probó el modelo gráfico de Stormer (1975). Modernamente se comenzaron a utilizar calibraciones basadas en componentes ternarios, de las cuales una de las más utilizadas es la de Elkins y Grove (1990). De acuerdo a la comparación realizada por Anderson (1996), este último modelo muestra buena correlación con datos obtenidos en forma experimental.

#### Domo riolítico

Según el modelo gráfico de Stormer (1975), a presiones de entre 2 y 5 Kb las temperaturas obtenidas varían entre 780 y 800 °C.

La calibración ternaria fue aplicada a través del programa SOLVCALC, desarrollado por Wen y Nekvasil (1994). Este programa calcula una temperatura de equilibrio a partir de la composición de una plagioclasa y un feldespato alcalino. Se calcularon varios pares sanidina-plagioclasa con el modelo de Elkins y Grove (1990). Con la sanidina más potásica (borde de fenocristal: punto 6,1) y una plagioclasa  $Ab_{62}$  se obtuvo, a 1, 2 y 3 Kb respectivamente, 600, 621 y 619 °C; con una plagioclasa  $Ab_{55}$  se obtuvo 623, 623 y 624 °C. Con el extremo más sódico de las sanidinas (F010,5) y con  $Ab_{62}$  se obtuvo 656, 672 y 663 °C, y con  $Ab_{55}$  688, 700 y 737 °C.

Es difícil decidir cuál de los pares representaría la temperatura más cercana a la erupción. Si se privilegia el criterio de selección de las composiciones más evolucionadas, deberíamos utilizar el par sanidina potásica-plagioclasa sódica; este par brinda temperaturas de 623 °C.



### Centro Volcánico Vilama, Lavas inferiores

Utilizando el programa SOLVCALC, se utilizó el cristal 25 hallado en la corona de reacción del xenocristal de granate. Con los cristales de plagioclasa 24 y 26, los más cercanos, a 4 Kb resultaron temperaturas de 1057 y 965 °C.

#### **12.1.7-Termómetro Plagioclasa-Hornblenda**

La calibración más moderna de este método se debe a Holland y Blundy (1994). En dicho trabajo se desarrollaron dos modelos (A y B), cuya formulación tuvo en cuenta la mezcla no ideal en el anfíbol y la plagioclasa. El modelo B está basado en el equilibrio  $\text{Edenita} + \text{Albita} = \text{Richterita} + \text{Anortita}$ , y tiene la ventaja sobre el modelo A de no requerir la presencia de cuarzo, hecho que permite su aplicación en rocas subsaturadas en sílice. Asimismo, ha sido recomendado por Anderson (1996) y por Bachmann y Dungan (2002) como el más adecuado.

Los cálculos fueron realizados con el programa Hb-Plag 1.2, desarrollado por los mismos autores de los modelos referidos (disponible en forma libre en el sitio <http://www.esc.cam.ac.uk/index.php/component/content/article/92-tjbh/357-tim-holland--hb-plag>). Para calcular la temperatura este programa solicita la composición del anfíbol (en % de óxidos) y de la plagioclasa (en proporción de albita). Los resultados son expresados según presiones fijas de 0, 5, 10 y 15 Kb.

### Complejo Volcánico Salle, Lavas intermedias

El problema estriba en determinar cuál es la plagioclasa en equilibrio con el anfíbol, dado que en los microfenocristales y bordes de fenocristales las composiciones varían entre  $\text{Ab}_{26-47}$ .

Con  $\text{Ab}_{47}$  (plagioclasa más evolucionada) a 5 Kb (valor probablemente no muy lejano del real) se obtuvieron temperaturas de 843, 887 y 869 °C. Con plagioclasas más básicas las temperaturas son algo más altas (*e.g.*, con  $\text{An}_{40}$ , 854, 899 y 881 °C).

#### **12.1.8-Termómetro clinopiroxeno-hornblenda**

Este termómetro fue presentado en forma gráfica por Perchuck *et al.* (1985, en Anderson 1996). El método tiene varios problemas, entre ellos la falta de información sobre la naturaleza o calidad de su calibración.

### Complejo Volcánico Salle, Lavas intermedias

En esta unidad las temperaturas obtenidas varían aproximadamente entre 610 y 620 °C.

#### **12.1.9-Síntesis de los cálculos termométricos**

##### Dacita Khastor, Lavas grises

El único método que se pudo aplicar en esta roca es el de plagioclasa-fundido. Las temperaturas de cristalización resultaron, para los bordes de fenocristales y microfenocristales, 812 a 824 °C. Estos resultados son coherentes respecto de la composición de la plagioclasa.

##### Dacita Khastor, Lavas marrones

Los resultados de la termometría de un piroxeno (702 y 721°C) son algo menores que las temperaturas más bajas en las plagioclasas (797 y 820-836 °C). Este comportamiento es el inverso al de las dacitas, en las cuales las temperaturas de ortopiroxeno son siempre más altas que las de plagioclasa.

##### Dacita Mesada Negra

Los resultados se agrupan en cuatro intervalos:

- ortopiroxenos de glomérulos (alto Al), 962 a 981 °C;
- ortopiroxenos dispersos en la pasta (bajo Al), 895 a 934 °C
- microfenocristales de plagioclasa sin cribar, An<sub>76</sub> hasta An<sub>87</sub>, 797 a 824 °C;
- opacos en pasta, 715 a 803 °C; opacos en glomérulo, 788 °C.

El grupo de más alta temperatura indicaría una inyección de magma básico, o bien serían los cristalizados iniciales del magma. Por su parte, la temperatura correspondiente a los ortopiroxenos dispersos en la pasta sería la mejor estimación de la temperatura preeruptiva del magma. La temperatura dada por las plagioclasas no debería ser tomada en cuenta, ya que las mismas no están en equilibrio con el magma. Por último, los opacos mostrarían temperaturas de reequilibrio en estado subsólido.

### Complejo Volcánico Salle, Lavas inferiores

El intervalo de temperaturas más altas ha sido obtenido en los ortopiroxenos de glomérulos y fenocristales de clinopiroxenos, los cuales en A-168 dieron valores de 1025 °C y 1015 °C respectivamente.

El segundo intervalo está dado en A-166 por 986 a 1018 °C (ortopiroxeno), y 836-837 °C (plagioclasa); en A-168 por  $913 \pm 36$  °C (opacos), y 870 a 817 °C (plagioclasa). Las temperaturas de plagioclasa son francamente bajas, probablemente debido a su desequilibrio, pero pueden utilizarse como estimación cuando no se dispone de otros cálculos.

Todas las demás temperaturas de opacos representan un reequilibrio posteruptivo.

### Complejo Volcánico Salle, Lavas intermedias

Dada la variedad mineralógica de esta roca se pueden emplear varios termómetros y comparar su comportamiento.

La temperatura mayor está dada por los piroxenos de los microenclaves con textura diktytaxítica, que resultan 1074 °C. Esto comprueba que dichos enclaves corresponden a un magma más caliente que el resto de la roca.

En el hospedante se observan dos grupos de temperaturas. El mayor está dado por los resultados de los métodos plagioclasa-vidrio (892-924 °C), y plagioclasa-hornblenda (869-887 °C, en bordes de cristales). El de menor temperatura por los métodos de dos piroxenos (831 °C), un piroxeno (800-818 °C), hornblenda-plagioclasa (843 °C en centro) y opacos (808 °C, aunque en desequilibrio).

Se interpreta que el magma inicialmente tenía una temperatura aproximada de 800-831 °C; luego se intruyó el magma de 1074 °C, y elevó la temperatura del primero hasta cerca de 900 °C.

Se descartan los resultados del termómetro clinopiroxeno-hornblenda ya que son mucho menores que los del resto de los métodos.

### Domo riolítico

Tal como en las *Lavas grises* de la Dacita Khastor, las temperaturas del método plagioclasa-vidrio serían buenas en el *Domo riolítico* dado que no hay desequilibrio entre ambos. Ellas van desde 758 a 814 °C. Coinciden con este intervalo las temperaturas de dos feldespatos según el método gráfico (780 a 800 °C) y las asociadas al extremo sódico de las

sanidinas según SOLVCALC (656 a 737 °C). El intervalo de temperaturas de 600 a 624 °C (sanidina potásica) es más difícil de interpretar.

#### Centro Volcánico Bayo

Las temperaturas más altas (1038 °C en el ortopiroxeno más enstatítico y 1090 °C según el método clinopiroxeno-vidrio) corresponderían a un magma caliente y más básico que se habría incorporado a la cámara magmática.

Luego siguen las temperaturas de dos piroxenos, variables entre 819 y 964 °C.

Las temperaturas de plagioclasa más realistas son 741 a 778 °C. Ellas corresponderían a los dos intervalos de menor temperatura de dos piroxenos.

#### Centro Volcánico Vilama, *Lavas inferiores*

Los resultados obtenidos pueden agruparse en tres intervalos. La temperatura mayor está representada por la parte interna de la corona de reacción en el xenocristal de granate, 965 a 1057 °C. El espinelo solución sólida entre hercinita y magnetita que se encuentra asociado indica que la temperatura era superior a los 858 °C.

En E-016 sigue el intervalo de 808 a 992 °C (ortopiroxeno) y de 787 a 822 °C (plagioclasa). En el corte GRT se hallaron los intervalos 916 °C (ortopiroxeno), 777 a 779 °C (plagioclasa), y  $782 \pm 15$  °C (opacos). A diferencia de la Dacita Mesada Negra, los enclaves no brindaron temperaturas mayores.

Las temperaturas menores en E-016 reflejan reequilibrio de los opacos.

#### **12.1.10-Conclusiones**

La termometría ilmenita-magnetita resultó inadecuada en la mayor parte de las rocas, ya sea porque hay escasa o inexistente magnetita e incluso también ilmenita en las rocas, o porque los minerales se reequilibraron luego de la erupción de la lava posiblemente a través de un enfriamiento prolongado (recordemos que las coladas estudiadas son de gran espesor). Sería conveniente probar el método en rocas en las que el enfriamiento haya sido más rápido, por ejemplo de bordes externos de las coladas.

El método de plagioclasa-vidrio resultó adecuado solamente en aquellas rocas en que los cristales no están en desequilibrio con el fundido, *i.e.* *Lavas grises* de la Dacita Khastor y en el *Domo Riolítico*. Sin embargo los resultados son inciertos cuando no hay datos del contenido de agua del magma. En las *dacitas negras* los resultados probablemente sean

espurios, ya que las temperaturas se correlacionan en forma inversa con la basicidad de las plagioclasas. Son asimismo en la mayor parte de los casos mucho menores que las temperaturas por piroxenos.

El método de dos piroxenos resultó adecuado en las *dacitas negras* y en andesitas. Posiblemente estos resultados sean los más ajustados. El único problema estriba en que hay que estar seguros que ambos piroxenos provengan del mismo magma, dado que en caso de mezcla de magmas los resultados serían espurios.

El método de un piroxeno resulta adecuado dada la amplia distribución del mineral en las rocas estudiadas. Permite además obtener un rango completo asociado al intervalo composicional, que puede interpretarse como evolución de la temperatura.

El método de dos feldespatos ha resultado satisfactorio solamente en su versión gráfica, resultando similar al de plagioclasa-fundido. En cambio, según el programa SOLVCALC brinda temperaturas que parecen algo bajas.

El método plagioclasa-hornblenda parece dar buenos resultados. Los mismos son coherentes entre sí, aunque bastante similares a los de plagioclasa-fundido.

Finalmente, el método clinopiroxeno-hornblenda resulta en temperaturas muy bajas.

A manera de resumen, a continuación se listan los resultados que se consideran más cercanos a la realidad:

Dacita Khastor, *Lavas grises*: 812 a 824 °C, en bordes de fenocristales y en microfenocristales.

Dacita Khastor, *Lavas marrones*: 797 y 820-836 °C, según plagioclasas.

Dacita Mesada Negra: 962 a 981 °C en ortopiroxenos de glomérulos, y 895 a 934 °C en ortopiroxenos dispersos en la pasta. El grupo de más alta temperatura indicaría una inyección de magma básico, o bien serían los cristalizados iniciales del magma; la temperatura correspondiente a los ortopiroxenos dispersos en la pasta sería la mejor estimación de la temperatura preeruptiva del magma.

Complejo Volcánico Salle, *Lavas inferiores*: 1015 a 1025 °C en ortopiroxenos de glomérulos y fenocristales de clinopiroxeno, y 986 a 1018 °C en ortopiroxeno. Al igual que en la Dacita Mesada Negra, estas temperaturas indicarían una inyección de magma básico o bien correspondería a los cristalizados iniciales del magma.  $913 \pm 36$  °C en opacos sería la mejor

estimación de la temperatura preeruptiva del magma.

Complejo Volcánico Salle, *Lavas intermedias*: en los microenclaves con textura diktytaxítica se obtuvo una temperatura de 1074 °C. La intrusión de este magma en el hospedante elevó la temperatura desde 800-831 °C (método de uno y dos piroxenos) hasta cerca de 900 °C (869-887 °C, método plagioclasa-hornblenda en bordes de fenocristales).

*Domo riolítico*: 758 a 814 °C, según el método plagioclasa-fundido, y 780 a 800 °C según dos feldespatos (método gráfico). Podría considerarse el intervalo de 656 a 737 °C (extremo sódico de las sanidinas según SOLVCALC) como relacionado a los últimos estadios de cristalización.

Centro Volcánico Bayo: 1038 y 1090 °C, que corresponderían a un magma caliente y más básico que se habría incorporado a la cámara magmática; y 819 a 964 °C (según el método de dos piroxenos), que serían las temperaturas más cercanas al valor preeruptivo.

Centro Volcánico Vilama, *Lavas inferiores*: la zona interna de la corona de reacción del xenocristal de granate atestigua que el mismo fue incorporado en el magma cuando la temperatura era de 965 a 1057 °C. La temperatura preeruptiva estaría mejor reflejada por los ortopiroxenos, que brindaron temperaturas de 808 hasta 992 °C.

## **12.2-Barometría**

El geobarómetro más utilizado en rocas volcánicas mesosilícicas y ácidas es el de Al en hornblenda (Hammarstrom y Zen 1986; y posteriores). En este método es esencial que el anfíbol esté en equilibrio con el vidrio que lo rodee.

En las rocas en estudio el anfíbol es escasísimo: aparecen cristales aislados en algunos cortes delgados, y generalmente muestran algún tipo de reacción. Solamente son abundantes en la roca G-002 de las *Lavas intermedias* del Complejo Volcánico Salle. En este caso son generalmente euhedrales y no tienen coronas de reacción.

También se aplicaron otros barómetros menos utilizados en rocas volcánicas, como el de plagioclasa-fundido (Putirka, 2005) y el de clinopiroxeno-vidrio (Putirka *et al.*, 2003).

### **12.2.1-Barómetro de Al en anfíbol**

Se utilizó la calibración de Anderson y Smith (1995), la cual mejora los modelos

previos (Hammarstrom y Zen, 1986; Johnson y Rutherford, 1989; etc.). El error del método es  $\pm 0,6$  Kb. Los autores recomiendan que el anfíbol a utilizar tenga un valor de  $Fe_T/(Fe_T+Mg)$  de entre 0,4 y 0,65.

Para aplicar este método se normalizaron los análisis a 13 cationes y se calculó la proporción de  $Fe^{+3}$  por balance de cargas mediante el programa WinAmphcal (Yavuz, 2007).

#### Complejo Volcánico Salle, Lavas intermedias

Los pocos cristales analizados tienen una relación de  $Fe_T/(Fe_T+Mg)$  que varía entre 0,32 y 0,35, valores por fuera del intervalo recomendado por Anderson y Smith (1995).

Se aplicaron en la ecuación las temperaturas obtenidas por el termómetro de plagioclasa-hornblenda de Holland y Blundy (1994) (843, 887 y 869 °C). Los resultados obtenidos son 3,35 Kb (centro cristal), y 1,81 y 1,76 Kb en los bordes. Las calibraciones más antiguas brindan presiones mucho mayores.

Es arriesgado interpretar estos pocos datos. Por ende solamente se concluye que dichos anfíboles cristalizaron a presiones de entre 1,76 y 3,35 Kb.

#### **12.2.2-Barómetro de plagioclasa-fundido**

Este barómetro fue desarrollado por Putirka (2005). Los cálculos se realizaron utilizando la misma planilla de cálculo y datos de entrada empleados en el termómetro plagioclasa-fundido.

Al igual que para la temperatura, los resultados son muy sensibles a los datos de entrada; diferencias mínimas en los porcentajes de los óxidos generan diferencias de algunos cientos de bares en la presión.

#### Dacita Khastor

Las presiones de cristalización en las *Lavas grises* resultaron, para los bordes de fenocristales y microfenocristales, 3,5 a 4,5 Kb; en las *Lavas marrones*, los bordes de los fenocristales y microfenocristales brindaron 5,4 a 6,9 Kb; los cristales de los microenclaves, 3 a 5,1 Kb.

#### Dacita Mesada Negra

Según el modelo B, los microfenocristales brindaron presiones de 4,2 a 6,5 Kb.

### Complejo Volcánico Salle, Lavas inferiores

Con el modelo B los resultados obtenidos para la roca A-168 son 8,1 a 9,6 Kb en bordes de fenocristales y microfenocristales; en la roca A-166, 8,8 Kb en borde de fenocristal y 6,1-6,3 Kb en microfenocristales.

### Complejo Volcánico Salle, Lavas intermedias

Los resultados obtenidos según el modelo B varían entre 6,7 y 8,5 Kb. Utilizando el vidrio y la plagioclasa más evolucionada se obtuvo 7,6 Kb.

### Domo riolítico

Según el modelo B, los microfenocristales y bordes de fenocristales brindan presiones de 2,5 a 5,4 Kb.

### Ignimbrita Salle

En la roca A-104 los bordes de fenocristales y microfenocristales brindan presiones de 3,4 a 4,6 Kb. Los microenclaves brindan presiones negativas (se debe al bajo contenido de CaO del vidrio).

En la roca A-095 los microfenocristales y bordes de fenocristales brindan presiones 8,8 a 10,5 Kb; llamativamente, a la plagioclasa más evolucionada le corresponde la presión más alta.

### Centro Volcánico Bayo

Los análisis de vidrio del cerro Bayo tienen un rango de SiO<sub>2</sub> amplio, desde 69 hasta 76 %. Esto podría ser un indicio de mezcla de magmas. Para calcular el modelo B de Putirka se utilizaron dos promedios, uno del extremo más básico, el otro del extremo ácido.

Con el vidrio de 70 % de SiO<sub>2</sub> se obtuvieron presiones negativas en los microfenocristales (incluidos bitownita) y bordes de fenocristales. Con el vidrio de 76 % de SiO<sub>2</sub> los microfenocristales resultaron 2,8-6,5 Kb, mientras que los bordes de fenocristales 3,2-4,2 Kb.

Composiciones bitowníticas y labradoríticas del interior de algunos fenocristales también resultan en presiones negativas. Esto probablemente se deba a que el vidrio de bajo SiO<sub>2</sub> no haya estado en equilibrio con dichas composiciones, o a que simplemente sean datos



espurios.

#### Centro Volcánico Vilama, Lavas inferiores

En los microfenocristales se obtuvieron 7,2 a 8,8 Kb; en los bordes de los fenocristales, 8,3 a 10,6 Kb; en la roca GRT, 7,3 a 7,5 Kb.

#### Síntesis de los resultados del barómetro plagioclasa-vidrio

Tal como ya se explicó en la síntesis referida al termómetro plagioclasa-fundido, en las *dacitas negras* la plagioclasa no estaría en equilibrio con el fundido que la rodea. Por la misma razón, los resultados barométricos para estos sistemas serían espurios.

Deberían ser tomados en cuenta solamente los resultados en aquellas rocas que no muestran fenómenos de resorción: *Lavas grises* de la Dacita Khastor, y *Domo riolítico*. En las primeras se obtuvo 3,5 a 4,5 Kb, mientras que en el segundo 2,5 a 5,4 Kb.

#### **12.2.3-Barómetro de clinopiroxeno-fundido**

Se aplicó este barómetro utilizando el modelo desarrollado por Putirka *et al.* (2003), cuyos cálculos se realizan a través de la misma planilla de cálculo y datos de entrada utilizados en el termómetro clinopiroxeno-fundido.

#### Complejo Volcánico Salle, Lavas inferiores

El resultado fue 2,3-2,7 Kb.

#### Complejo Volcánico Salle, Lavas intermedias

El resultado fue de 0,3 Kb, francamente distinto a los de plagioclasa-hornblenda en la misma unidad.

#### Centro Volcánico Bayo

El resultado para el cristal 2 fue de 4,2 Kb.

#### **12.2.4-Síntesis de los cálculos barométricos**

La escasez o ausencia de anfíbol y clinopiroxeno y su equilibrio incierto con el fundido que los hospeda, y la falta de equilibrio entre la plagioclasa y el fundido, constituye el principal obstáculo para obtener buenos resultados barométricos en las rocas estudiadas.

Probablemente los únicos datos en que se pueda confiar son los de las *Lavas intermedias* del Complejo Volcánico Salle según el método plagioclasa-hornblenda, y los de las *Lavas grises* de la Dacita Khastor y del *Domo riolítico* según el método plagioclasa-fundido.

Por lo tanto, se considera preliminarmente que los anfíboles de las *Lavas intermedias* del Complejo Volcánico Salle cristalizaron a presiones de entre 1,76 y 3,35 Kb (equivalentes a una profundidad aproximada de 6 a 11 km); que las plagioclasas más evolucionadas de las *Lavas grises* de la Dacita Khastor cristalizaron a presiones de 3,5 a 4,5 Kb (equivalentes a una profundidad aproximada de 11,5 hasta casi 15 km); y que las plagioclasas más evolucionadas del *Domo riolítico* cristalizaron a presiones de 2,5 a 5,4 Kb (equivalentes a una profundidad aproximada de entre 8 y 18 km).

### **12.3-Perspectivas a futuro**

Recientemente, Wark y Watson (2006) presentaron un geotermómetro basado en el grado de sustitución del Ti en la estructura cristalina del cuarzo. Sólo es necesario medir la concentración en ppm del Ti en cristales de cuarzo *sin inclusiones de rutilo* (o a una distancia de por lo menos 100 micrones de una inclusión de rutilo). Dichos autores utilizaron una microsonda con límite de detección de aproximadamente 20 ppm (para análisis de 300 s *on peak and background*, a una corriente de 150 nA).

Si la roca no contiene rutilo, es necesario calcular la actividad del  $TiO_2$  del sistema y aplicarla en la ecuación de cálculo de la temperatura.

Un perfil a lo largo del cristal puede definir una historia de calentamiento del sistema (e.g., Wark *et al.*, 2007). Estos autores aplicaron el método a la Bishop Tuff, en la caldera Long Valley, y documentaron un aumento de temperatura de aproximadamente 100 °C de acuerdo a las diferencias abruptas de concentración de Ti entre bordes y centros de cristales de cuarzo (zonación reversa). Concluyeron que la disolución del cuarzo se debe a un aumento de temperatura del magma por inyección de magmas máficos. Asimismo, deducen que, de acuerdo al tipo de fluido que aporte el magma máfico al magma hospedante, se producirían distintas texturas en los cristales de cuarzo: si el fluido inyectado es  $CO_2$ , disminuiría la actividad del  $H_2O$  y aumentaría la temperatura del solidus; si el fluido inyectado fuera  $H_2O$ , aumentaría la actividad del  $H_2O$ . En el primer caso, los cristales de cuarzo comenzarían a disolverse y luego comenzarían a cristalizar un borde nuevo a mayor temperatura; en el segundo caso, los cristales sólo se disolverían. El caso que estos autores describen coincide con el primer escenario, esto es, existe zonación reversa en cuarzo, que

indica un aumento del solidus.

La aplicación de este método probablemente resultaría satisfactoria para obtener temperaturas e historias magmáticas confiables en las rocas de la Puna, sobre todo aquellas con fenómenos de resorción.



## **Capítulo 13-Estudio de las texturas de desequilibrio**

En este capítulo se hace una descripción detallada de las texturas de desequilibrio observadas en las especies minerales principales, aplicando la información de química mineral disponible. Se describen casos ilustrativos con el fin de intentar una sistematización y posterior modelo genético de las texturas de cribado y resorción. A partir de esto surgen importantes conclusiones relativas a la petrogénesis.

### **13.1-Plagioclasa**

#### **13.1.1-Plagioclasa límpida (sin cribado o con cribas aisladas)**

Los cristales de plagioclasa límpida pueden ser bitowníticos (típicos en las dacitas y andesitas), o labradoríticos-andesínicos (típicos en las *riodacitas* y riolitas).

#### Cristales bitowníticos

E016,19 (Fig. 93) Centro Volcánico Vilama, *Lavas inferiores*

Este fenocristal es euhedral, y tiene ligera zonación oscilatoria en su zona externa. En su interior se hallan escasas y pequeñas cribas aisladas rellenas de vidrio.

A lo largo de un perfil borde-centro la composición de la plagioclasa varía aleatoriamente entre An<sub>79</sub> y An<sub>85</sub>.

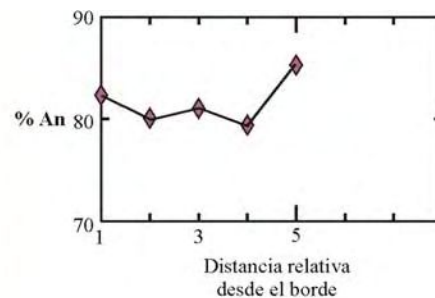
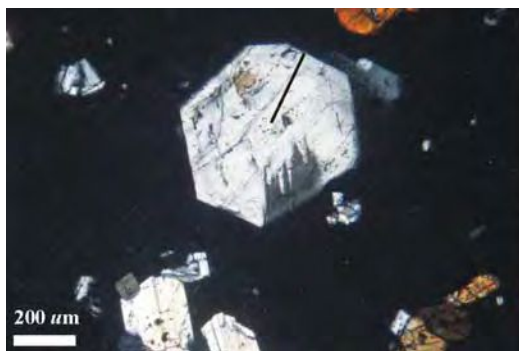


Fig. 93: Cristal de bitownita en el Centro Volcánico Vilama, con indicación del perfil realizado (con analizador). A la derecha, composición de los puntos analizados a lo largo del perfil.

### Cristales labradorítico-andesínicos

G002,15 (Fig. 94) Complejo Volcánico Salle, *Lavas intermedias*

Este fenocristal es euhedral y muestra zonación oscilatoria. Contiene algunas cribas aisladas.

Un perfil de borde a centro muestra que su composición varía aleatoriamente entre  $An_{46}$  y  $An_{57}$ .

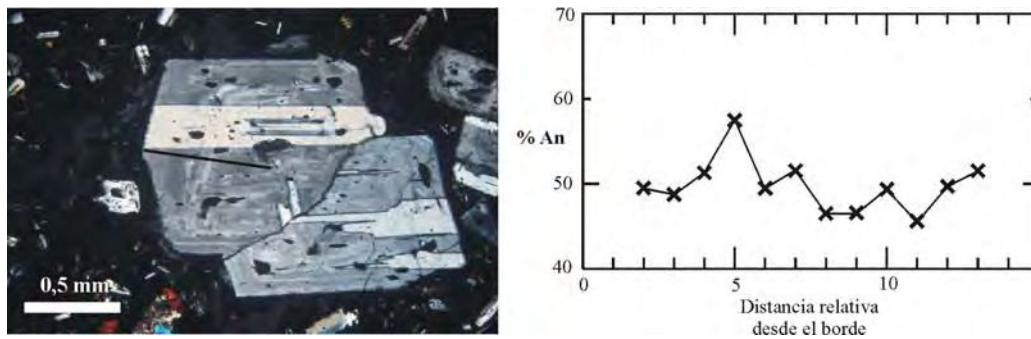


Fig. 94: Cristal de labradorita-andesina en las *Lavas intermedias* del Complejo Volcánico Salle, con indicación del perfil realizado (con analizador). A la derecha, composición de los puntos analizados a lo largo del perfil.

D005c,10 (Fig. 95) Dacita Khastor, *Lavas grises*

Se trata de un fragmento de un fenocristal con zonación oscilatoria, completamente límpido.

Un perfil completo muestra que su composición presenta variaciones mínimas entre  $An_{46}$  y  $An_{52}$ , si bien aparecen dos picos de  $An_{39}$  y  $An_{56}$ .

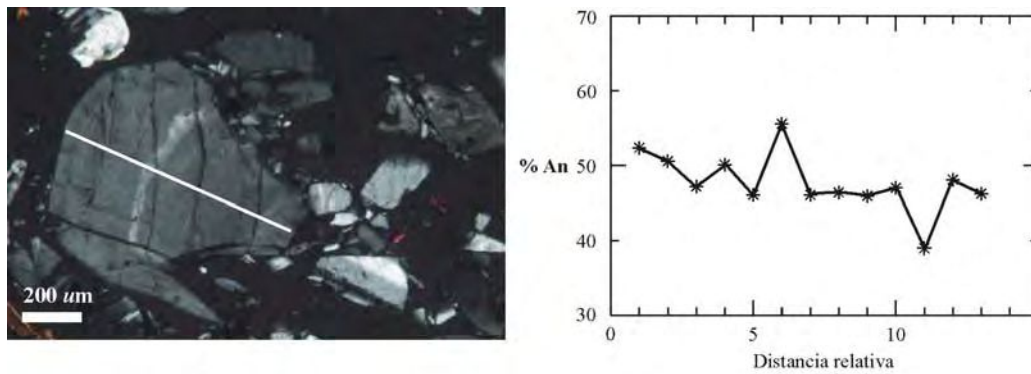


Fig. 95: Cristal de labradorita-andesina en las *Lavas grises* de la Dacita Khastor, con indicación del perfil realizado (con analizador). A la derecha, composición de los puntos analizados a lo largo del perfil.

G011b,22 (Fig. 96) Dacita Khastor, *Lavas marrones*

Se trata de un fenocristal subhedral, bastante redondeado, sin cribas.

Un perfil de borde a centro muestra que su composición varía escasamente entre  $An_{41}$  y  $An_{51}$ . Los valores más altos corresponden al borde.

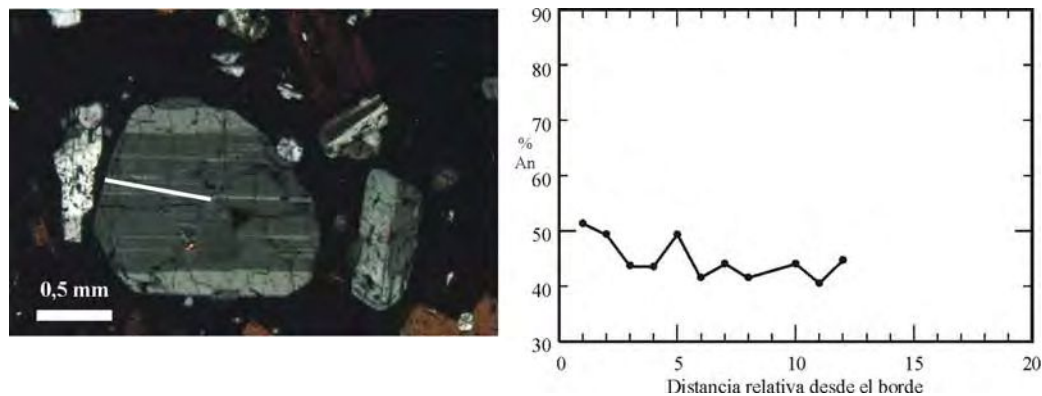


Fig. 96: Cristal de andesina en las *Lavas marrones* de la Dacita Khastor, con indicación del perfil realizado (con analizador). A la derecha, composición de los puntos analizados a lo largo del perfil.

F010,20 (Fig. 97) *Domo riolítico*

Se trata de un cristal euhedral con marcada zonación oscilatoria en toda su extensión, salvo en su centro donde aparece un posible cristal-núcleo.

La composición en la parte más externa crece ligeramente desde  $An_{41}$  hasta  $An_{49}$ , luego comienza a oscilar, siempre en forma ascendente, hasta llegar hasta  $An_{64}$ .

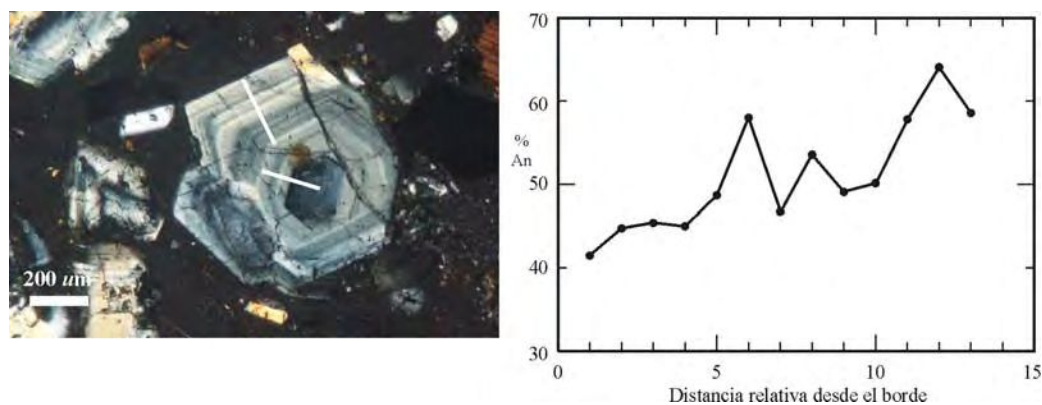


Fig. 97: Cristal de labradorita-andesina en el *Domo riolítico*, con indicación del perfil realizado (con analizador). A la derecha, composición de los puntos analizados a lo largo del perfil; los puntos 9 y 10 corresponden al cambio de subperfiles.

Xen,2 (Fig. 98) Xenolito en Dacita Río Blanco

Los cristales de plagioclasa en este xenolito presentan en general un centro con gran densidad de inclusiones fluidas, y borde límpido. Incluyen pequeños cristales redondeados de biotita, muy abundantes en su zona central.

La composición de estos cristales es homogénea, en este caso varía entre An<sub>45</sub> y An<sub>54</sub>.

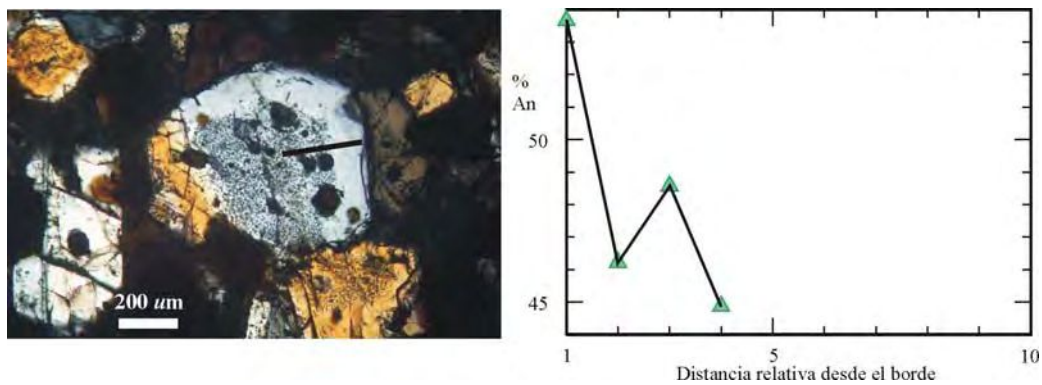


Fig. 98: Cristal de labradorita-andesina en un xenolito de la Dacita Río Blanco, con indicación del perfil realizado (con analizador). A la derecha, composición de los puntos analizados a lo largo del perfil.

Cristales labradorítico-andesínicos con borde bitownítico

A066,1 (Fig. 99) Centro Volcánico Bayo

Éste es un fenocristal euhedral, con escaso desarrollo de cribado fino en su zona más interna.

El borde tiene composición An<sub>71</sub>, mientras que el resto del cristal varía entre An<sub>48</sub> y An<sub>64</sub>. No se observa plano de resorción entre ambos sectores.

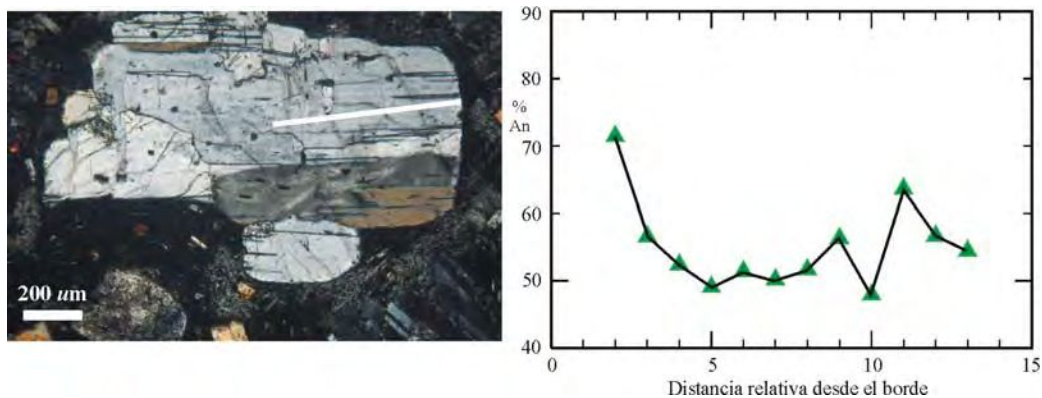




Fig. 99 (en la página anterior): Cristal de labradorita-andesina con un delgado borde bitownítico en el Centro Volcánico Bayo, con indicación del perfil realizado (con analizador). A la derecha, composición de los puntos analizados a lo largo del perfil.

### 13.1.2-Plagioclasa cribada con borde límpido, con paso transicional entre ambos sectores

Este es el caso más común observado en las rocas estudiadas. Se presenta en dacitas y andesitas, y está particularmente representado en aquéllas que muestran ensamble mineralógico gábrico (o norítico) dentro de matrices vítreas riolíticas ricas en CaO.

E016,31 (Fig. 100) Centro Volcánico Vilama, *Lavas inferiores*

Este cristal tiene borde exterior límpido y es perfectamente euhedral. En su interior se encuentra medianamente afectado por cribas ameboidales gruesas, interconectadas entre sí, rellenas con vidrio marrón claro. No se observa límite (zona de resorción) entre la zona interior cribada y el borde límpido.

A lo largo de un perfil borde-centro la composición de la plagioclasa varía aleatoriamente entre An<sub>79</sub> y An<sub>89</sub>. Dentro de una criba se analizó vidrio riolítico cuya composición resultó similar al que rodea al fenocristal, salvo que mucho más potásico y menos cálcico.

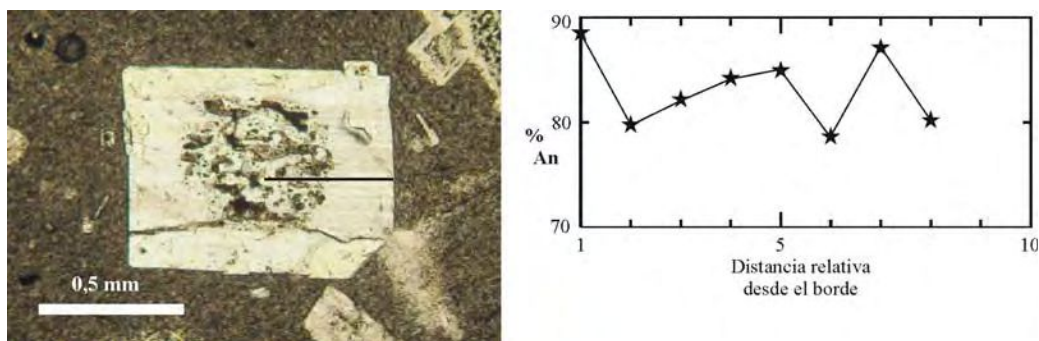


Fig. 100: Cristal de bitownita en las *Lavas inferiores* del Centro Volcánico Vilama, con indicación del perfil realizado. A la derecha, composición de los puntos analizados a lo largo del perfil.

A021b,8 (Fig. 101) Dacita Mesada Negra

Este cristal muestra bordes euhedrales, salvo en un sector fuertemente resorbido (o fracturado) donde la pasta de la roca está en contacto con el interior del cristal. Su interior se encuentra afectado por cribas ameboidales de gran tamaño, interconectadas entre sí, rellenas por vidrio marrón distinto al vidrio incoloro que se encuentra por fuera del cristal. El borde

exterior del cristal es límpido. No se observa límite entre la zona interior cribada y el borde límpido. La zona más externa muestra un límite muy marcado hacia su interior.

La variación en la composición de la plagioclasa de borde a centro es mínima y aleatoria entre An<sub>81</sub> y An<sub>89</sub>. La zona externa tiene composición An<sub>73</sub>. El vidrio que rodea a la plagioclasa es riolítico.

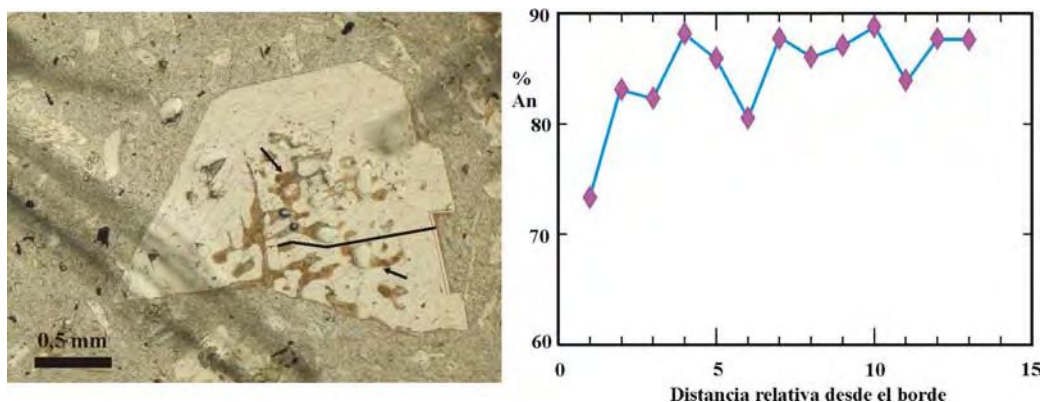


Fig. 101: Cristal de bitownita en la Dacita Mesada Negra, con indicación del perfil realizado. Las flechas señalan dos cribas cuyo vidrio fue analizado (ver el capítulo “Geoquímica mineral”). A la derecha, composición de los puntos analizados a lo largo del perfil.

G011b,14 (Fig. 102) Dacita Khastor, *Lavas marrones*

Este cristal muestra bordes euhedrales salvo en un sector fuertemente resorbido (¿o fracturado?), hecho que pone en contacto el interior del cristal con el vidrio de la matriz. Su interior se encuentra intensamente afectado por cribas ameboidales de diseño muy irregular, rellenas por vidrio incoloro y biotita. El borde exterior del cristal es límpido. No se observa límite entre la zona interior cribada y el borde límpido. En la parte más externa del borde se identifica un plano de crecimiento muy marcado.

La composición de la plagioclasa es bastante uniforme de borde a centro, mostrando un diseño zigzagueante entre An<sub>75</sub> y An<sub>84</sub>. El plano de crecimiento mencionado coincide con un salto composicional de 4 % de An. El vidrio que rellena las cribas es riolítico, ligeramente más aluminoso y menos cálcico que en la pasta; la biotita es similar a la de los fenocristales.

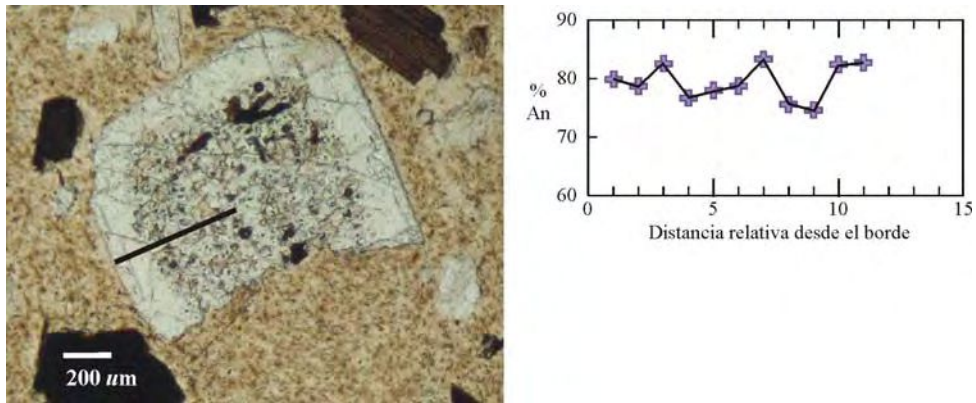


Fig. 102: Cristal de bitownita en las *Lavas marrones* de la Dacita Khastor, con indicación del perfil realizado. A la derecha, composición de los puntos analizados a lo largo del perfil.

### 13.1.3-Plagioclasa completamente cribada

No se han analizado cristales de este tipo. Sin embargo, podemos mostrar el siguiente caso:

A104,15 (Fig. 103) Ignimbrita Salle

Este cristal muestra bordes euhedrales salvo en un extremo, donde está resorbido o fracturado. Su interior se encuentra casi completamente afectado por cribas ameboidales de diseño irregular e interconectadas entre sí, rellenas por vidrio incoloro; dentro de algunas cribas se observan cristales, quizás de ortopiroxeno. El escaso borde remanente del cristal es límpido. No se observa límite entre la zona interior cribada y el borde límpido.

El borde límpido tiene composición  $An_{70}$ , mientras que el resto del cristal  $An_{75}$ . Un análisis del vidrio de las cribas resultó riolítico como el de la matriz de la roca, pero más potásico y menos cálcico.

La textura de este fenocristal sería un estadio avanzado del proceso que muestran los cristales en el apartado “Plagioclasa cribada con borde límpido, con paso transicional entre ambos sectores”.

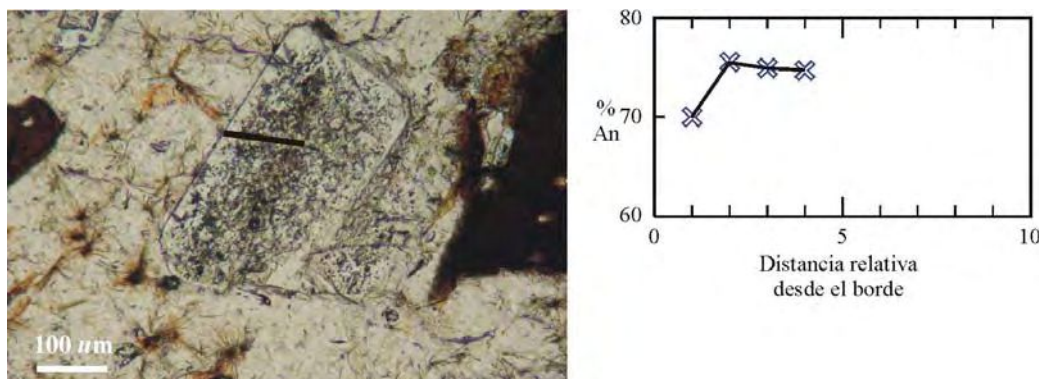


Fig. 103: Cristal de bitownita en pómez del Miembro Superior de la Ignimbrita Salle, con indicación del perfil realizado. A la derecha, composición de los puntos analizados a lo largo del perfil.

#### 13.1.4-Plagioclasas con sobrecrecimiento límpido

Se denomina así a los cristales que muestran un borde o zona de plagioclasa límpida limitada hacia el interior por una superficie neta, indicada por un plano de resorción. El cambio en la composición a ambos lados del plano de resorción es muy brusco. El centro del fenocristal corresponde a un cristal relíctico límpido, parcial o completamente cribado, generalmente anhedral por resorción de sus bordes.

G011b,15 (Fig. 104) Dacita Khastor, *Lavas marrones*

Este cristal muestra tres zonas bien diferenciadas: centro, donde aparece alta concentración de cristales de biotita redondeados (relleno de cribas o inclusiones); zona intermedia sin biotita; y zona externa límpida por encima de la zona intermedia, mediando una probable superficie de resorción.

La composición de la zona interna varía entre  $An_{40}$  y  $An_{54}$ ; la zona intermedia entre  $An_{75}$  y  $An_{82}$ ; la zona externa entre  $An_{45}$  y  $An_{68}$ . La biotita tiene composición similar a la que forma los fenocristales.

La distribución y diseño de los cristales de biotita, y la composición de la plagioclasa que las rodea, sugieren que el centro de este fenocristal es un xenocristal similar a los cristales que se encuentran en el xenolito de la Dacita Río Blanco. Este xenocristal habría servido de núcleo a la plagioclasa bitownítica, y luego a la plagioclasa labradorítico-andesínica.

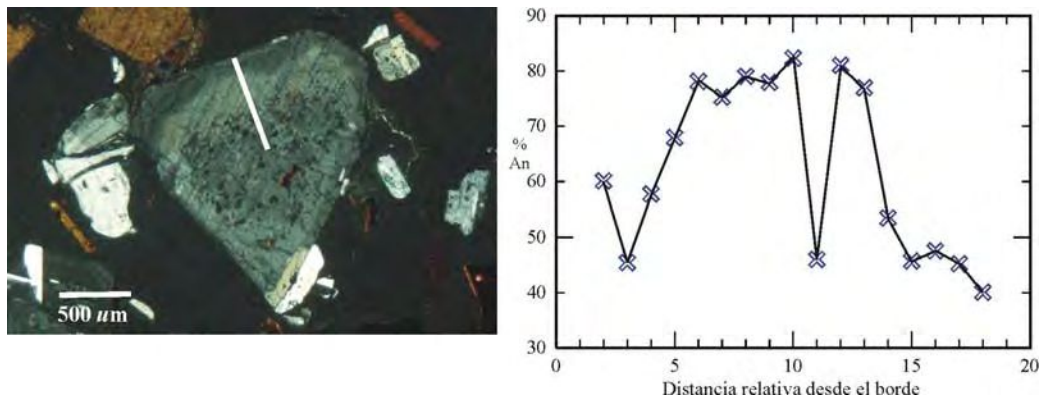


Fig. 104: Cristal de plagioclasa en las *Lavas marrones* de la Dacita Khastor, con indicación del perfil realizado (con analizador). A la derecha, composición de los puntos analizados a lo largo del perfil.

A104,16 (Fig. 105) Ignimbrita Salle

Este fenocristal tiene una mitad subhedral con perfecto desarrollo de sus caras, mientras que la otra se encuentra algo resorbida. En su centro se observa zonación, dada por bandas de espesor irregular y distinta composición, y a lo largo del borde una zona externa con fina zonación oscilatoria.

La zona externa con zonación oscilatoria tiene composición  $An_{56}$ , mientras que el resto es  $An_{46-47}$ . El centro muestra variaciones importantes de acuerdo a la banda analizada, desde  $An_{48}$  hasta  $An_{68}$ .

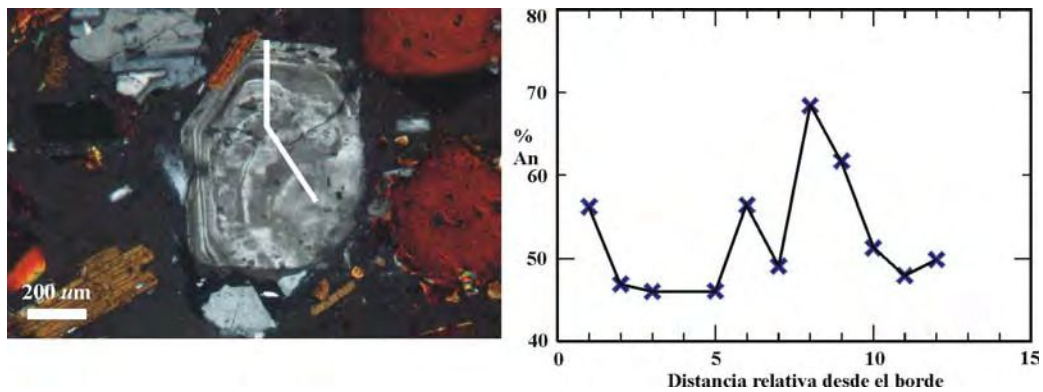


Fig. 105: Cristal de labradorita-andesina en el Miembro Superior de la Ignimbrita Salle, con indicación del perfil realizado (con analizador). A la derecha, composición de los puntos analizados a lo largo del perfil.

### 13.1.5-Plagioclasas con borde cribado

A066,64 (Fig. 106) Centro Volcánico Bayo

Este fenocristal muestra, de afuera hacia adentro, una delgada zona límpida, una zona espesa con cribado fino, y una zona central límpida con pequeños parches de cribado fino. El proceso de cribado parece haber avanzado de afuera hacia adentro, ya que el límite con la zona límpida interna es difuso e irregular.

La composición de la zona cribada varía desde  $An_{69}$  hasta  $An_{80}$ , mientras que la zona límpida varía escasamente entre  $An_{52}$  y  $An_{57}$ . Estos datos sugieren que la plagioclasa en la zona cribada se ha enriquecido en An a causa de fusión parcial de la plagioclasa original.

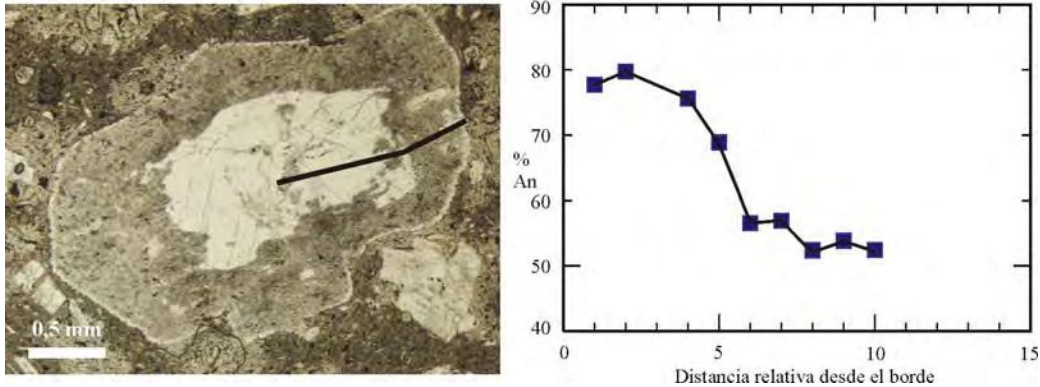


Fig. 106: Cristal de bitownita-labradorita en una lava del Centro Volcánico Bayo, con indicación del perfil realizado. A la derecha, composición de los puntos analizados a lo largo del perfil.

A021b,16 (Fig. 107) Dacita Mesada Negra

Éste es un fenocristal límpido, algo subhedral por resorción en algunos costados. Presenta cribas irregulares o rectangulares rellenas con vidrio marrón a lo largo de una banda cercana al borde que no muestra límite con los sectores límpidos externo e interno.

La composición del cristal varía entre  $An_{70}$  y  $An_{79}$  (internamente un punto resultó  $An_{67}$ ). En la zona cribada se midió un punto entre las cribas con  $An_{85}$ .

Al igual que en el caso anterior, la zona cribada coincide con la mayor basicidad de la plagioclasa. El diseño y composición sugieren que este cribado es externo.

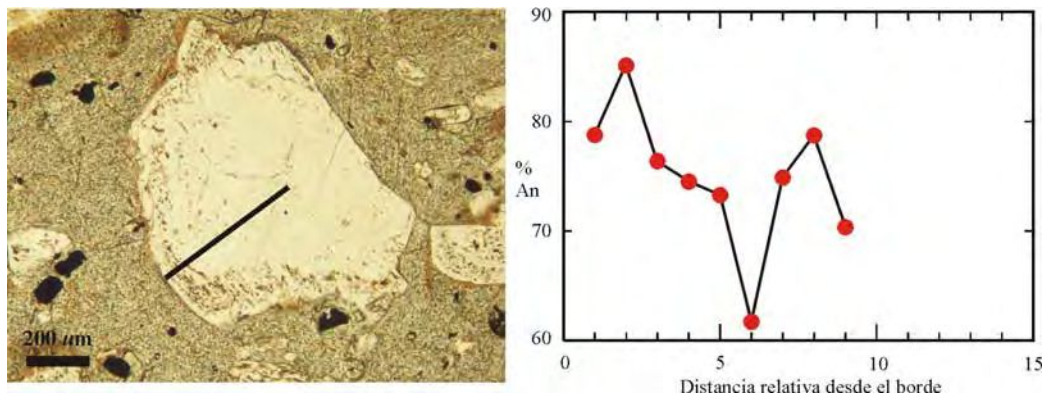


Fig. 107: Cristal de bitownita en la Dacita Mesada Negra, con indicación del perfil realizado. A la derecha, composición de los puntos analizados a lo largo del perfil.

### 13.1.6-Resumen

En las rocas estudiadas existen dos grupos composicionales de plagioclasa bien definidos: uno de composición bitownita, el otro de composición labradorita-andesina. Los ejemplares de cada uno de los grupos pueden estar afectados por cribado en distinto grado, desde leve hasta completo.

El cribado puede ser de dos tipos: “centrípeto” (también “externo” o “fino”) o “centrífugo” (también “interno” o “grueso”). El cribado centrípeto se desarrolla en la zona externa del fenocristal, mientras que el cribado centrífugo es típico de la zona interior. El cribado centrípeto consta generalmente de una textura con gran cantidad de cribas de pequeño tamaño, denominada “*dusty*” o “*sieve*”. Por el contrario, el cribado centrífugo consta de una textura con poca cantidad de cribas de gran tamaño, denominada “*coarse sieve*”.

Las plagioclasas bitowníticas están afectadas exclusivamente por cribado grueso, desde escasas cribas en el centro hasta casos extremos en que por la abundancia de cribas pierden completamente su euhedralidad y comienzan a deshacerse en fragmentos menores.

Las plagioclasas de composición labradorita-andesina generalmente se mantienen límpidas. Cuando muestran cribado, éste es del tipo centrípeto. En los casos estudiados la zona afectada por cribado tiene composición más básica que en su interior.

Los cristales rodeados por una zona de composición contrastante (sobrecrecimiento) son típicos indicadores de mezcla entre magmas de distinta composición. En las rocas estudiadas se han observado sobrecrecimientos de labradorita-andesina sobre cristales de bitownita o de labradorita-andesina, tanto límpidos como cribados. Los sobrecrecimientos de

bitownita aparecen en forma escasa.

Dentro de las cribas gruesas se acumula fundido, similar al que forma la matriz de la roca en contenido de SiO<sub>2</sub> pero generalmente más potásico y menos cálcico. En las cribas finas también se acumula fundido, pero el mismo no se ha podido analizar.

### **13.1.7-Causas del cribado en las plagioclasas**

#### Antecedentes

En primer lugar es necesario distinguir genéticamente a las texturas recién descritas de los cristales esqueletales. Se considera cristal *cribado* al que contiene inclusiones de vidrio generadas con posterioridad a la cristalización, mientras que cristal *esqueletal* al que englobó fundido durante una etapa de crecimiento acelerado. Lofgren (1974) y Lofgren y Donaldson (1975) lograron reproducir cristales esqueletales mediante un alto grado de sobreenfriamiento, a través de experimentos con descensos en la temperatura de más de 50 °C; también Castro (2001) produjo cristales esqueletales por mezcla de un basalto con un contaminante cortical.

Desde hace mucho tiempo se atribuye a las texturas *sieve* o *dusty* un origen por fusión parcial (*e.g.* Kuno, 1950). Para lograr el aumento de temperatura por encima del solidus se postula generalmente un *input* calórico asociado a mezcla de magmas; últimamente también ha sido considerada la liberación de calor latente de cristalización (Blundy *et al.*, 2006). Sin embargo también es antigua la hipótesis que plantea un origen del cribado por descompresión magmática (*e.g.*, Vance, 1965; Stormer, 1972).

Texturas similares a la que aquí diferenciamos como cribado *fino* o *externo* han sido obtenidas en varios estudios experimentales de disolución parcial (*e.g.* Lofgren y Norris, 1981; Tsuchiyama y Takahashi; 1983; Tsuchiyama; 1985; Nakamura y Shimakita, 1998), calentando por encima de su liquidus a cristales de plagioclasa rodeados por fundidos cuyo valor de plagioclasa en equilibrio era más básico. En dichos experimentos se desarrollaron zonas de reacción desde el borde del cristal hacia adentro, compuestas por plagioclasa cálcica atravesada por una red tridimensional de canales rellenos de fundido. A través de análisis textural y geoquímico, Nakamura y Shimakita (1998) concluyeron que esta textura se forma por un proceso que implica: 1) disolución congruente de la plagioclasa en el fundido a lo largo del frente de reacción; 2) precipitación de plagioclasa cálcica en las paredes de los canales de fundido. El frente de reacción avanza hacia el centro del cristal a



través de planos de clivaje y dislocaciones del cristal, y a medida que este proceso se desarrolla queda por detrás del mismo una zona de plagioclasa cálcica con inclusiones de vidrio. Por encima de la zona de reacción (o sea, fuera del borde original del cristal) puede depositarse un anillo de plagioclasa límpida cuando el fundido externo llega a la saturación. Dentro de los huecos generados en los cristales, Tsuchiyama y Takahashi (1983) hallaron un fundido homogéneo cuyo liquidus tiene una composición en equilibrio con la temperatura del magma en ese momento. Nakamura y Shimakita (1998) demostraron además que la composición de dicho fundido sigue el liquidus de la plagioclasa y no el del fundido exterior.

Por su parte, texturas similares a la que aquí diferenciamos como cribado *grueso* o *interno* han sido estudiadas en menor medida. Stewart y Pearce (2004) describieron un caso de Mount Meager (Canadá), en donde observaron plagioclasas “esponjosas” con túbulos o capilares interconectados entre sí y conectados con el exterior a través de canalículos. Dentro de dichos huecos hallaron un relleno de plagioclasa más básica que en el resto del cristal, y de vidrio. A partir de esto interpretaron: 1) que el cristal de plagioclasa se tornó inestable dentro del magma y reaccionó cribándose, generando líquido a expensas de la plagioclasa; 2) que a partir del líquido dentro de las cribas cristalizó nueva plagioclasa, cuya composición es aproximadamente 10 % más rica en An que el antiguo cristal. No obstante, los autores no se expresaron a favor de alguna hipótesis sobre el mecanismo generador de este proceso.

Experimentos realizados por Nelson y Montana (1992) apoyan para las texturas de cribado *grueso* un origen por rápida descompresión. Estos autores obtuvieron texturas *coarse sieve* en un fundido de una andesita de alto K sin minerales hidratados, a través de descompresión isotérmica. Para ello partieron de una presión inicial de 12 Kb, reduciéndola en montos de 2, 4, y 6 Kb a velocidades de 0,2 Kb/min (correlacionables con velocidades de ascenso del magma de 10 m/s). A partir de esto establecieron que el número de canales por unidad de volumen es proporcional a la magnitud del intervalo de presión disminuido, y que el porcentaje de cristal resorbido crece con el tiempo. Por último, indicaron que en los intervalos de 6 Kb la densidad de canales obtenida excede aquella comúnmente hallada en lavas de ambientes orogénicos.

En conclusión, las texturas cribadas en las plagioclasas se producen por un desequilibrio químico entre el fenocristal y el fundido que lo rodea. Dicho desequilibrio puede ser causado por un aumento en la temperatura del magma, o bien por un cambio en la posición o pendiente del liquidus de la plagioclasa; esto último puede ser a través del descenso de la presión, o por adición de fluidos al sistema. Como resultado de este proceso

el cristal comienza a disolverse, generando un líquido a partir del cual se deposita nueva plagioclasa, más básica que la anterior.

#### Cribado en los sistemas estudiados

El cribado que muestran los fenocristales de plagioclasa en las rocas estudiadas pertenece a los dos tipos ya descritos: *fino* y *grueso*. Las inclusiones en el cribado fino son difíciles de describir dado su tamaño, pero se puede decir que son redondeadas, que están interconectadas entre sí, y que están rellenas de vidrio de color pardo. En el cribado grueso son irregulares, muchas veces alargadas, tienen contornos redondeados que no respetan planos de macla ni contactos entre cristales adyacentes, contienen vidrio de color pardo, y pueden estar conectadas con el exterior del cristal a través de canaliculos; el vidrio que contienen tiene composición riolítica. Todas estas características permiten afirmar que el origen de estas “inclusiones” de vidrio es posterior al crecimiento del cristal, a través de un proceso de disolución o fusión parcial, y por lo tanto rechazar que sean inclusiones de fundido atrapadas durante el crecimiento del cristal.

En el capítulo “Geoquímica mineral” ya se mostró que el vidrio que se halla dentro de las cribas tiene una composición similar a la de los vidrios que forman la matriz de la roca. Esto se debería a la presencia de túbulos que conectan a las cribas entre sí y con el exterior del cristal, los cuales permiten que el fundido dentro de las cribas mantenga una situación de equilibrio o cuasi-equilibrio con el fundido del magma (*e.g.* Stewart y Pearce, 2004). No obstante, tal como han observado Nakamura y Shimakita (1998), también puede ocurrir que esta situación de “equilibrio” se rompa fácilmente por causas varias (*e.g.* sobresaturación, lentitud de la difusión, cierre de los túbulos), generando diferencias composicionales entre los fundidos de cribas y matriz. Nuestras evidencias sólo permiten sostener el primero de estos casos.

El cribado fino y la presencia de zonas básicas por encima de cristales de composición intermedia son argumentos que apoyan un origen del cribado por ascenso de la temperatura asociado a mezcla de magmas (*e.g.* Stimac y Pearce, 1992; Tepley III *et al.*, 1999). Estas evidencias han sido halladas en algunas de las rocas estudiadas, por ejemplo en las *Lavas intermedias* del Complejo Volcánico Salle o en el Centro Volcánico Bayo. A primera vista, este proceso resulta minoritario entre todas las unidades estudiadas.

El cribado grueso sólo se observó afectando a plagioclasas de composición

bitownita. Estas plagioclasas son típicas en *dacitas negras*\* como las dacitas Mesada Negra y Vilama (*Lavas inferiores*), o bien coexisten junto a plagioclasas límpidas de composición labradorita-andesina en rocas como las del Complejo Volcánico Salle. Como ya se describió, las plagioclasas límpidas de composición labradorita-andesina son típicas en *riodacitas* como la Dacita Khastor. De aquí surge la hipótesis de que la coexistencia de ambas composiciones de plagioclasa se debe a mezcla de magmas de tipo *dacita negra* y *riodacita*. Asimismo, podemos afirmar que el cribado grueso es un proceso propio de las *dacitas negras*, ya desarrollado al momento de la mezcla con las *riodacitas*.

En las *dacitas negras* no se hallan evidencias claras de mezcla de magmas (e.g., enclaves microgranulares, sobrecrecimientos básicos, coronas y mantos), por lo tanto no sería posible sostener un origen del cribado por ascenso de la temperatura. Tampoco existen indicios que permitan inferir la inyección de fluidos al sistema. Por lo tanto, y sobre todo por comparación con las texturas desarrolladas experimentalmente por Nelson y Montana (1992), nos resulta más lógico pensar que el cribado grueso se desarrolló por una fuerte descompresión. Este proceso debería explicarse por ascenso adiabático.

El ascenso adiabático podría considerarse ocurrido en dos formas: directamente desde la fuente del magma hasta la superficie, o bien mediante el paso por cámaras magmáticas a profundidades cada vez más someras. En el capítulo “Petrogénesis” estas variantes serán tratadas de acuerdo a la presencia o no de mezclas de cristales “profundos” y “someros” en una misma roca.

#### Origen de la bitownita en las *dacitas negras*

¿Es posible la cristalización de bitownita a partir de fundido dacítico? De acuerdo con los cálculos realizados (que no son precisos dadas las incertidumbres planteadas en los cálculos de presión y temperatura realizados), sería posible la cristalización de *labradorita* a partir de un fundido riolítico: por ejemplo en las *Lavas inferiores* del Centro Volcánico Vilama, según la norma CIPW (cuyo porcentaje de An del líquido resulta en 38,2 y 43,3) a 5 Kb el solidus de la plagioclasa tendría una composición An<sub>80</sub>; y según el modelo E de Putirka (2005) (que calcula la composición teórica de la plagioclasa en equilibrio), entre An<sub>72</sub> y An<sub>76</sub>. Esto concuerda con la composición observada en las plagioclasas “estables” de composición labradorita-andesina que se observan en las rocas de tipo riodacítico, pero no

---

\* Ver Pág. 106 en Capítulo Petrografía.

explica las plagioclasas bitowníticas de las *dacitas negras*.

Teniendo en cuenta que la bitownita aparece asociada a texturas cumuláticas (característica en las *dacitas negras*), y considerando los datos experimentales de Patiño Douce (1999) y el modelo petrogenético de “zona caliente” de Annen *et al.* (2006) (ver detalles en el capítulo “Petrogénesis”), consideramos que la bitownita es una fase peritética de la interacción entre magmas mantélicos y rocas corticales en la corteza media. Esta hipótesis permite explicar la “incoherente” aparición de bitownita flotando en fundido riolítico. Este tema será tratado con mayor detalle en el capítulo “Petrogénesis”.

#### Estabilidad de la plagioclasa

Siguiendo con el ejemplo de la Dacita Vilama, los valores de Kd de la plagioclasa con respecto al fundido\* en la roca E-016 varían entre 2 y 7,77, mientras que en la roca GRT varían entre 1,12 y 2,16. Para comparación, mencionamos que los valores normales para fundidos basálticos a dacíticos cristalizados bajo condiciones de no-saturación a saturación en agua entre 2 y 10 Kb rondan entre 2 y 5 (ver referencias en Aldanmaz, 2006). Esto indicaría que la mayor parte de los cristales de plagioclasa, en especial los microfenocristales y los bordes de los fenocristales, están en equilibrio; incluso, los cristales que rodean al xenocristal de granate son algo *sódicos* con respecto al fundido de dicha roca.

Los contenidos de An de la plagioclasa en equilibrio calculados son extremadamente altos en comparación con los de vidrios riolíticos normales, cuya composición del liquidus varía generalmente entre An<sub>10</sub> y An<sub>25</sub>. La causa de este comportamiento podría relacionarse con la alta concentración de Ca que se observa en las *dacitas negras*. Tal como se observa en la figura 108, las matrices vítreas de rocas sin plagioclasas cribadas (*riodacitas*) tienen contenidos de Ca y Na “normales”, mientras que las matrices vítreas de rocas con plagioclasas con cribado grueso (*dacitas negras*) tienen contenidos de Ca y Na elevados; gran parte de las rocas del Complejo Volcánico Salle muestran la transición entre ambas litologías.

Esta relación entre composición de plagioclasa en equilibrio y contenido de Ca y Na en el vidrio es una relación de causa-efecto difícil de resolver con los datos disponibles. Por un lado es posible considerar que se deba a diferencias composicionales en el magma original; por el otro a un proceso de “autocontaminación” del magma debido al aporte de Ca

---

\*  $Kd = [(Ca/Na)_{plag} / (Ca/Na)_{liq}]$



### 13.2.2-Cristales cribados

El cribado de los piroxenos es menos conocido que el de las plagioclasas; posiblemente este trabajo constituya la primera mención en el ámbito de los Andes Centrales.

A021b,17 (Fig. 110,a) Dacita Mesada Negra

Se trata de un fenocristal pequeño, euhedral, con algunas cribas de buen tamaño rellenas de vidrio incoloro. Incluye algunos cristales de opacos.

Su composición es  $En_{57}Fs_{40}Wo_3$ . Ésta se encuentra entre las menos evolucionadas del grupo de ortopiroxenos distribuidos en la pasta.

A095,7 (Fig. 110,b) Ignimbrita Salle

Este cristal tiene forma subhedral, con extremos que se encuentran ligeramente resorbidos y/o fracturados. Contiene en su interior varias cribas redondas rellenas de vidrio incoloro, aisladas entre sí.

Su composición es  $Fs_{51}En_{48}Wo_1$ , similar a la de los fenocristales y microfenocristales sin cribar.

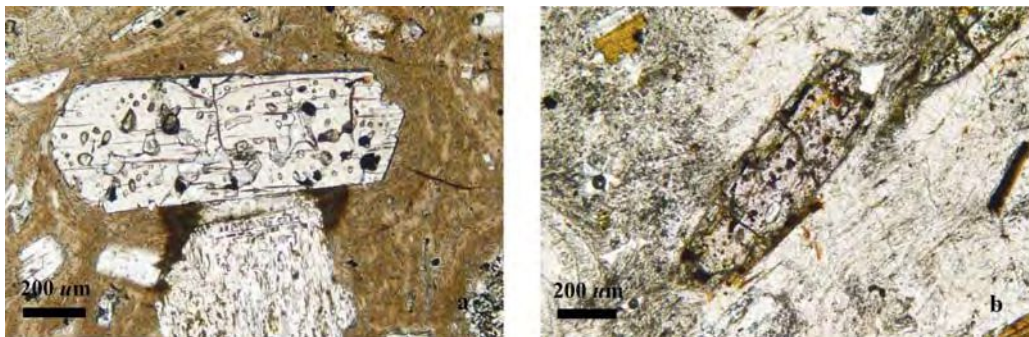


Fig. 110: Fenocristales cribados de ortopiroxeno. a) Dacita Mesada Negra, roca A-021b; b) Miembro Inferior de la Ignimbrita Salle, pómez, roca A-095.

A066,15 (Fig. 111) Centro Volcánico Bayo

Este fenocristal se encuentra fuertemente resorbido desde sus extremos excepto en uno de sus lados. También contiene cribas irregulares rellenas de vidrio cercanas a los costados resorbidos.

La zona interna tiene composición  $En_{49-51}Fs_{49-47}Wo_{1-2}$ , mientras que el borde es de

composición  $\text{En}_{56}\text{Fs}_{43}\text{Wo}_1$ . Ambos términos tienen su correlato en los microfenocristales. Este diseño indica un *input* calórico asociado a mezcla de magmas.

E016,1 (Fig. 112a) Centro Volcánico Vilama

Se trata de un cristal bastante resorbido en sus bordes, con una gran criba ameboidal en su centro y otras a lo largo de un anillo situado entre el centro y el borde. Se observa zonación composicional.

La composición es bastante uniforme:  $\text{En}_{60-67}\text{Fs}_{31-38}\text{Wo}_{1-2}$ . Resulta similar a la de los microfenocristales. Dentro de la criba se halló vidrio riolítico.

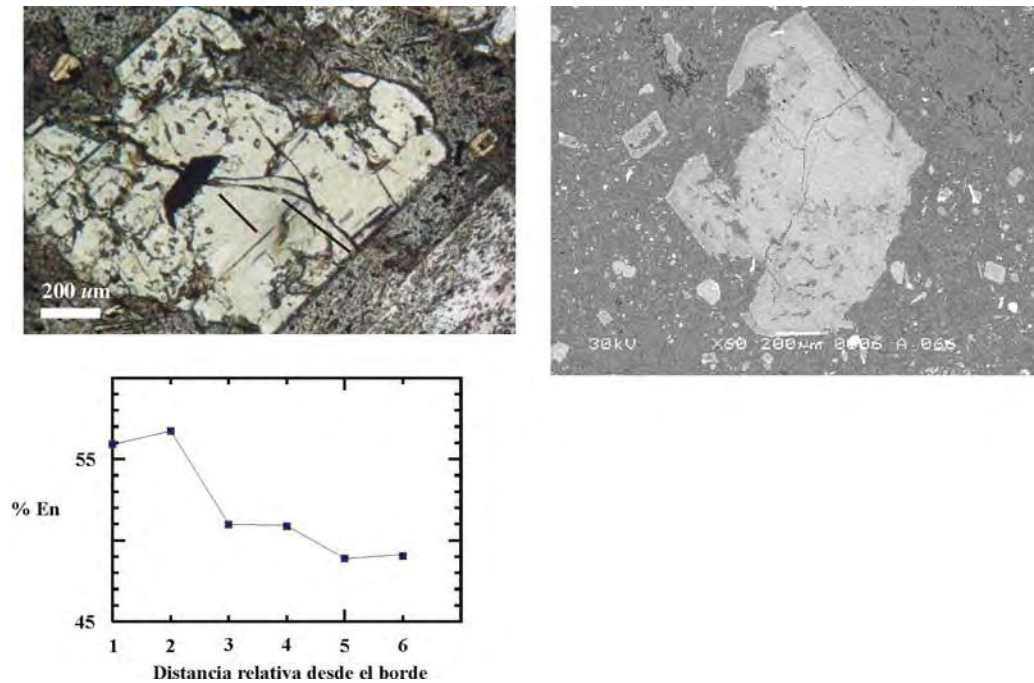


Fig. 111: Arriba a la izquierda, cristal de ortopiroxeno resorbido y cribado en el Centro Volcánico Bayo, con indicación del perfil realizado. A la derecha, el mismo cristal observado mediante microscopio electrónico de barrido en modo electrones retrodifundidos (BSE); obsérvese el cambio de coloración del borde, indicador de la diferencia composicional. Abajo, composición de los puntos analizados a lo largo del perfil.

E016,11(Fig. 112b) Centro Volcánico Vilama

Este fenocristal está fuertemente resorbido: muestra profundos engolfamientos y algunas cribas. El único punto medido resultó  $\text{En}_{70}\text{Fs}_{27}\text{Wo}_3$ .

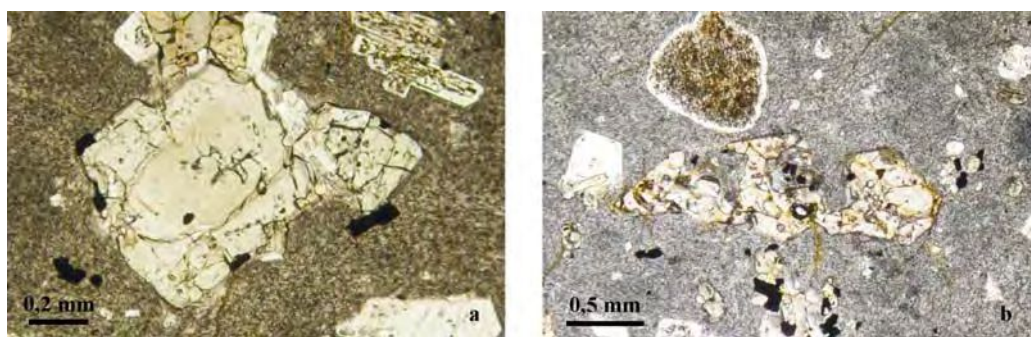


Fig. 112: Fenocristales de ortopiroxeno resorbidos en la roca E-016: a) E016,1; obsérvese la criba central, y la suave zonación composicional; b) E016,11.

### 13.2.3-Mantos de ortopiroxeno sobre clinopiroxeno

A168,24 (Fig. 113) Complejo Volcánico Salle, *Lavas inferiores*

Este fenocristal muestra un borde aparentemente cribado, composicionalmente distinto a su centro.

La composición de la zona central es augítica y muy uniforme ( $Wo_{42-45}Fs_{24-27}En_{30-31}$ ). El borde es un ortopiroxeno de composición  $En_{51}Fs_{46}Wo_3$ . Esta última composición es la más evolucionada entre los ortopiroxenos de la roca.

### 13.2.4-Resumen

Dentro de cada roca los cristales de ortopiroxeno con mayor contenido del término enstatita aparecen en general cribados y/o resorbidos. Esta situación sería comparable a la que exhiben las plagioclasas bitowníticas.

Los mantos de ortopiroxeno que crecen sobre clinopiroxeno, así como los cambios bruscos hacia composiciones más básicas a lo largo del perfil del fenocristal, indican ascensos en la temperatura y/o mezcla de magmas. Esto puede observarse en las rocas del Complejo Volcánico Salle y del Centro Volcánico Bayo.

### 13.2.5-Causas del cribado en piroxenos

En la literatura sólo se halló una mención de cribado de piroxenos, referida a texturas de *decompositional melting* (“descomposición por fusión”) de piroxenos aluminosos en xenolitos de peridotita y piroxenitas en basaltos alcalinos (Tsuchiyama y Takahashi, 1983). Al parecer no existe relación entre dicho proceso y el observado en este trabajo, ya que en nuestro caso los piroxenos no son aluminosos.



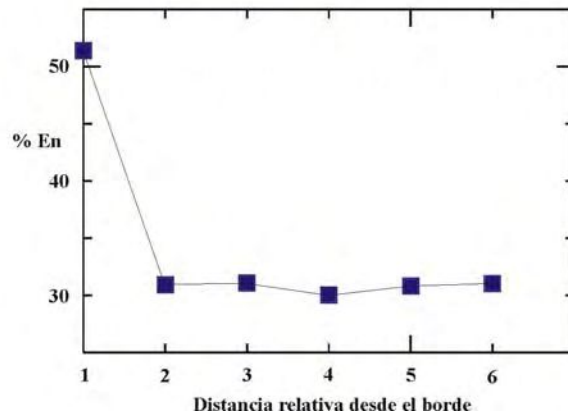
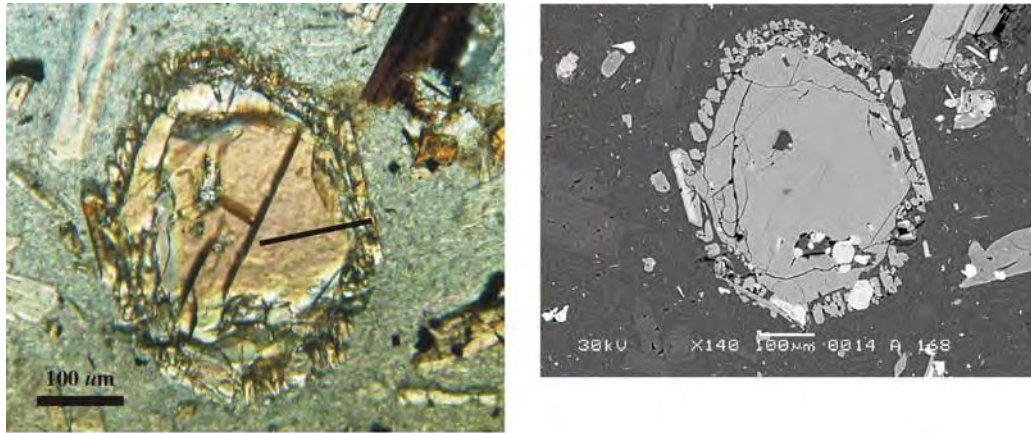


Fig. 113: Arriba a la izquierda, cristal de clinopiroxeno en las *Lavas inferiores* del Complejo Volcánico Salle, con indicación del perfil realizado. A la derecha, el mismo cristal observado mediante microscopio electrónico de barrido en modo electrones retrodifundidos (BSE). Abajo, composición de los puntos analizados a lo largo del perfil.

Por correlación con el mismo fenómeno en plagioclasas, este proceso tendría su origen en el ascenso adiabático del magma.

### 13.3-Biotita

La composición de los fenocristales de biotita según las observaciones petrográficas es uniforme, por lo tanto no se realizaron perfiles. Solamente se estudiaron en detalle algunos cristales con reemplazo pseudomórfico de plagioclasa + ortopiroxeno + opacos.

A021b,19 (Fig. 114) Dacita Mesada Negra

Este fenocristal se encuentra casi completamente reemplazado por un agregado de

plagioclasa, ortopiroxeno y opacos. El tamaño de grano en la zona de reemplazo disminuye hacia la periferia. El contorno externo es subhedral, pero mantiene la forma tabular del fenocristal original. En el límite entre biotita y su reemplazo puede aparecer vidrio de color pardo.

El #Mg de la biotita restante es 0,6, un 10 % mayor que el de las biotitas frescas en la roca. En la corona de deshidratación las plagioclasas analizadas tienen composición  $An_{67}$  hasta  $An_{77}$ , esto es, corresponden a la parte intermedia del intervalo composicional en la roca; se destaca en ellas un mayor contenido de hierro. Los ortopiroxenos tienen composición  $En_{55}Fs_{42}Wo_3$ , y forman parte del grupo principal de piroxenos de la roca. Los opacos son titanomagnetitas e ilmenitas similares a las que se encuentran en el resto de la roca, aunque una de las titanomagnetitas tiene 22 % de  $TiO_2$ . El vidrio interno tiene 71,4 a 73 % de  $SiO_2$  y 13,6 a 14,3 de  $Al_2O_3$ , y no se diferencia del que se halla en la matriz de la roca salvo en color y contenido de microlitos. Los cálculos termométricos no son confiables ya que los cristales no están en equilibrio, de todas formas siempre resultan temperaturas mayores que en el resto de la roca.

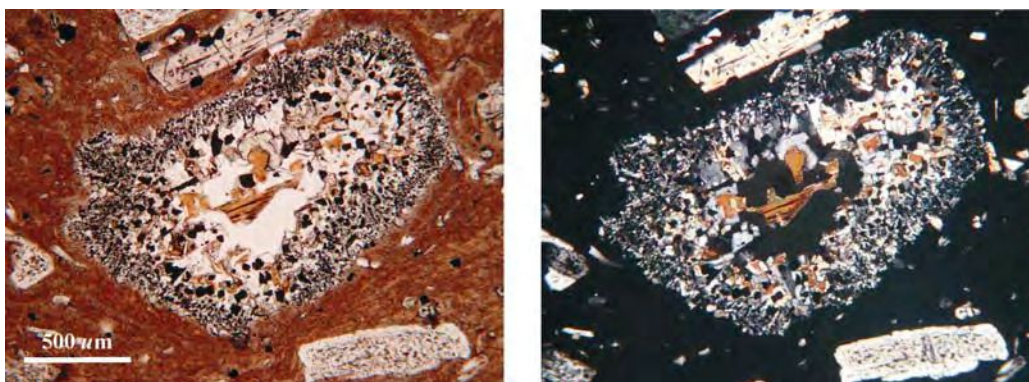


Fig. 114: Fenocristal de biotita fuertemente resorbido en la Dacita Mesada Negra (a la izquierda, sin analizador; a la derecha, con analizador). Obsérvese la disminución del tamaño de grano hacia la periferia, y el contorno euhedral del agregado. En la zona más interna se hallan restos de vidrio de color pardo.

A168,49 (Fig. 115) Complejo Volcánico Salle, *Lavas inferiores*

Este fenocristal se encuentra reemplazado por plagioclasa, ortopiroxeno y minerales opacos a lo largo de su borde. En su interior se observan inclusiones minerales, probablemente englobadas durante el crecimiento del fenocristal. En los contactos biotita-inclusiones pueden aparecer bolsones de vidrio pardo en el que flotan cristales opacos.

La composición de la biotita no se diferencia de las otras no resorbidas en la roca. La

composición de los vidrios es 71,9-74,6 % de  $\text{SiO}_2$ , 12,9-14,5 % de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 6,4 % de  $\text{K}_2\text{O}$  y 1-2 %  $\text{FeO}_T$ , similar al vidrio de la matriz. En las demás fases no se logró obtener datos.

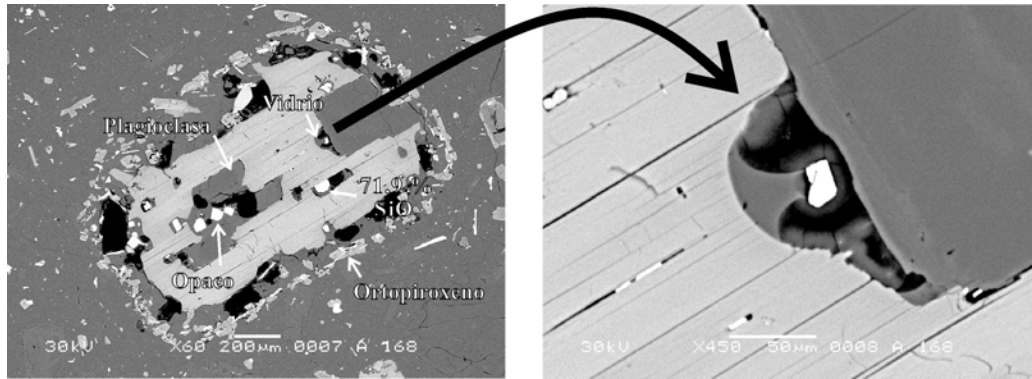


Fig. 115: A la izquierda, imagen BSE del fenocristal de biotita resorbida analizado. A la derecha, detalle de la anterior, donde se observa un cristal opaco (probablemente ilmenita) en contacto con vidrio, dentro de un engolfamiento de la biotita; ambas fases serían el resultado de fusión incongruente de la biotita.

A066,56 (Fig. 116) Centro Volcánico Bayo

Este fenocristal se encuentra fuertemente reemplazado, en su mayor parte por opacos y plagioclasas, y en escasa proporción por ortopiroxeno.

En las lavas del Centro Volcánico Bayo todas las biotitas están desnaturalizadas, por lo tanto no se puede comparar con una composición original. Sólo un análisis en este cristal resultó biotita. El resto resultaron plagioclasa de composición  $\text{An}_{46-51}\text{Ab}_{46-49}\text{Or}_{4-5}$  (Fig. 74). La composición de la plagioclasa forma parte del extremo más ácido en la roca. El único opaco analizado es una titanomagnetita.

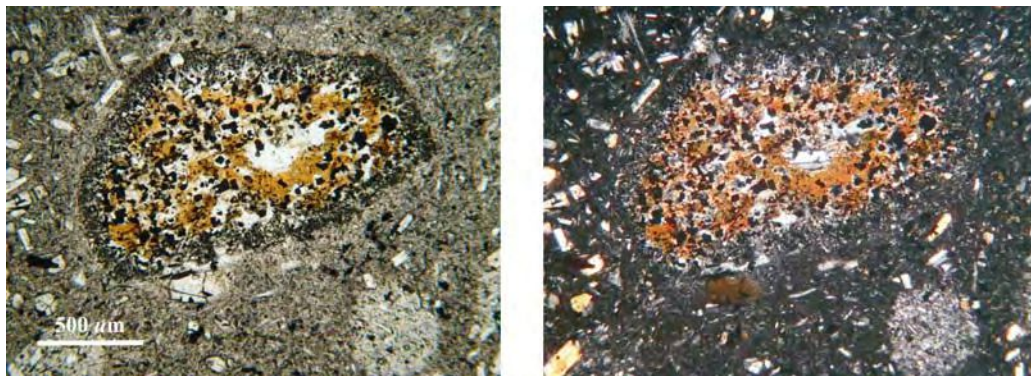


Fig. 116: Fenocristal de biotita fuertemente resorbido en una andesita del Centro Volcánico Bayo (a la izquierda, sin analizador; a la derecha, con analizador). Gran parte de la biotita que resta está transformada en plagioclasa.

### 13.3.1-Resumen

La biotita fresca es típica en rocas riódacíticas con plagioclasas límpidas de composición intermedia y sin piroxenos. Por el contrario las biotitas resorbidas se encuentran en andesitas y dacitas caracterizadas por la presencia de plagioclasas con cribado grueso y de ortopiroxeno.

El proceso aquí descrito consiste en la transformación de la biotita en un agregado anhidro de plagioclasa, ortopiroxeno, ilmenita y/o titanomagnetita; esto es, deshidratación de la biotita. En algunos casos puede generarse un fundido riolítico. Esta reacción se desarrolla en sentido centrípeto; ha sido observada en distintos grados, desde una delgada corona, hasta casos extremos en que el cristal de biotita está totalmente transformado en un agregado de textura aproximadamente equigranular, generalmente pseudomorfo (sus formas son siempre tabulares y hexagonales) según el cristal original. Los agregados se destacan fácilmente del resto de la roca por su alta concentración de opacos, que supera en algunos casos el 50 %; no es posible confundirlos con glomérulos, pues éstos están formados por cristales euhedrales de mayor tamaño y tienen baja proporción de minerales opacos.

La composición de los cristales de plagioclasa, ortopiroxeno y minerales opacos resulta comparable a la de los demás cristales de dichas especies en la roca. Esto sugiere que las condiciones de cristalización en la corona de deshidratación de la biotita fueron similares a las de la roca, y de esta manera que el proceso de recristalización ocurrió durante la fase magmática.

El fundido es de color pardo y no contiene microlitos. Aparece dentro de engolfamientos y huecos internos en la biotita, o entre los cristales de la corona de deshidratación. También hay casos en que dicha corona se presenta como un “atolón” rodeando un espacio relleno sólo con vidrio, o con algunos cristales opacos flotando en él (Fig. 117). Estos casos acaban disgregándose en el magma.

La composición del vidrio interno es similar a la del vidrio que forma la matriz de las rocas, si bien su color y contenido de microlitos son contrastantes. Además es prácticamente idéntica (aquí tiene menos sodio) a la de vidrios en biotitas con fusión incongruente (*e.g.* Cesare, 2000). Estas evidencias sugieren que en los sistemas estudiados la deshidratación de la biotita puede estar asociada a fusión incongruente. Así es evidente que este proceso “contamina” al magma hospedante, si bien en forma mínima.

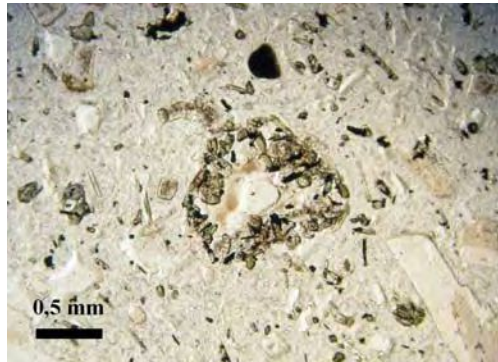


Fig. 117: Restos de un fenocristal de biotita en un estadio avanzado del proceso de deshidratación; se distingue la corona de ortopiroxeno, plagioclasa y opacos, con vidrio pardo en la zona central.

### 13.3.2-Causa de la deshidratación de las biotitas

Aunque los datos de microsonda obtenidos son escasos, se puede decir que las biotitas afectadas por deshidratación se convierten en fases minerales y fundido cuyas composiciones están en equilibrio con la temperatura y presión (¿y proporción de fluidos?) de la roca que las hospeda. Esto es, que las biotitas se adecuan a nuevas condiciones dentro del magma. Sin embargo, es incierto si la causa de la reacción del fenocristal con el magma que lo rodea es por ascenso de la temperatura o por descenso de la presión.

Aparte de los casos estudiados, este tipo de texturas se han observado en otras localidades de la Puna y del Altiplano: en el Volcán Chimpa (Arnosio, 2002); en Morococala, Bolivia (Morgan *et al.*, 1998); en el Nevado Sabancaya, Perú (Gerbe y Thouret, 2004); y en otros lugares del mundo: por ejemplo en el Volcán Iztaccíhuatl, México (Nixon, 1988); en dacitas del NE de Argelia (Fougnot *et al.*, 1996); en Clear Lake (Stimac y Pearce, 1992), y Lassen Peak, (Clynne, 1999), ambos en California. Dada la diversidad de localidades en que ha sido descrita su ocurrencia, podemos decir que las biotitas deshidratadas son una característica muy común en las rocas volcánicas intermedias.

Esta reacción sobre la biotita es similar a la que se describe más frecuentemente en anfíboles, si bien en estos últimos forman en general una corona de grano muy fino. Las coronas de reacción y la desestabilización en anfíboles son fenómenos comunes en rocas volcánicas calcoalcalinas (Rutherford y Devine, 1988; Rutherford y Hill, 1993; Clynne, 1999). Estos fenómenos se atribuyen a deshidratación en el estado sólido, como consecuencia de la disminución de la concentración de agua en el magma.

La disminución de la concentración del agua disuelta en el magma se ha explicado

según dos hipótesis: por descompresión isotérmica durante el ascenso del magma, o por inyección de magma más caliente y con menor actividad de agua. La primera hipótesis concuerda con los experimentos hechos sobre anfíboles de la dacita del monte Santa Helena (Rutherford y Hill, 1993). En el caso de la biotita, Fougnot *et al.* (1996) describieron una reacción de resorción de biotita en lavas de Argelia, y la atribuyeron a descompresión.

La segunda hipótesis fue considerada inicialmente por Sparks *et al.* (1977). Luego Nixon (1988) interpretó la reacción de biotitas en dacitas como consecuencia de deshidratación por encima del límite de estabilidad debido a mezcla de magmas. Feeley y Sharp (1996) hallaron en biotitas resorbidas del volcán Ollagüe un contenido de agua más bajo que el normal, asociado a valores de  $\delta D$  muy elevados. Interpretaron esto como debido a una pérdida selectiva de protio durante un proceso de deshidrogenación de la biotita en cámaras magmáticas calentadas por la intrusión de magma máfico.

Una interpretación distinta corresponde a Morgan *et al.* (1998), quienes opinan para un caso en un ambiente similar (Morococala, Bolivia) que su génesis se debe a fenómenos posteruptivos.

Entre las unidades estudiadas las *riodacitas* contienen biotita fresca, mientras que las *dacitas negras* no contienen biotita o bien la misma es escasa y siempre está resorbida. En ciertas unidades, particularmente aquellas que tienen mineralogía que indica mezcla de magmas, coexisten poblaciones de biotitas frescas y resorbidas. Dado que los datos disponibles son escasos no es posible asignar diferencias composicionales entre biotitas con y sin resorción (principalmente, #Mg), por lo tanto es incierto si dichos tipos texturales pertenecen a magmas distintos. A pesar de esto, según la distribución observada podemos afirmar que la biotita es primaria en magmas del tipo *riodacita*, y que los magmas del tipo *dacitas negras* originalmente no contenían biotita. La interacción entre ambos tipos de magmas habría permitido la incorporación de biotita por parte de las *dacitas negras*, al igual que de plagioclasa y cuarzo. El ascenso de la temperatura y/o la disminución de la actividad de H<sub>2</sub>O causado por la intrusión de dichos magmas, francamente secos, sería la causa de la deshidratación de las biotitas del magma riodacítico. El proceso culminaría con la mezcla de cristales frescos y resorbidos durante el flujo del magma. Según trabajos experimentales (Costa *et al.*, 2004), la biotita en lavas dacíticas es estable por debajo de los 850 a 880 °C aproximadamente. Dichas temperaturas son correlacionables con las obtenidas en esta tesis, al igual que en otras rocas de la Puna. De esta manera es factible que un ligero incremento de temperatura pueda desestabilizar a los cristales de biotita ya formados.

La descompresión adiabática, que ya se asoció a las *dacitas negras*, no puede descartarse como factor desencadenante de la deshidratación observada en ciertos cristales de biotita. Sin embargo, en los casos estudiados se prefiere como explicación el factor temperatura, dado que las *dacitas negras* típicas no contienen biotita.

### **13.4-Cuarzo**

El cuarzo está presente en todas las unidades estudiadas. Abunda en las dacitas del cerro Puntas Negras, en la Dacita Khastor, y en el *Domo riolítico*; es escaso en las rocas dacíticas del Complejo Volcánico Salle, aunque está presente casi siempre; en cambio es muy raro en las andesitas.

Los fenocristales son límpidos, y tienen escasas inclusiones fluidas. Un porcentaje muy bajo de los cristales observados contiene inclusiones cristalinas de apatita o minerales opacos. Las inclusiones de vidrio también son escasas. En la mayor parte de las rocas estudiadas el cuarzo presenta resorción, a punto tal de perder completamente su euhedralidad.

Dentro de los enclaves microgranulares los cristales de cuarzo también están redondeados, pero rodeados por una corona de reacción de cristales columnares de clinopiroxeno, dispuestos en forma aproximadamente transversal a la superficie del cuarzo. La textura de estos cristales se denominada ocelar (*ocelli* en inglés).

En este capítulo sólo se describen *petrográficamente* los casos observados de resorción del cuarzo, ya que no se dispone de otro tipo de datos.

#### **13.4.1-Cristales sin resorción**

Los cristales euhedrales o ligeramente subhedrales de cuarzo aparecen exclusivamente en el *Domo riolítico*, y en menor medida en las *Lavas grises* de la Dacita Khastor. Casos típicos se observan en la figura 118.

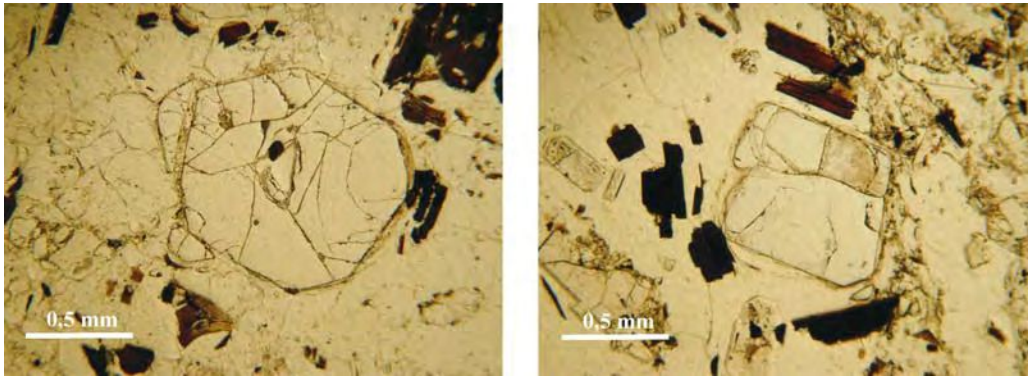


Fig. 118: Cuarzo euhedral en *riodacitas* y riolitas. A la izquierda, Dacita Khastor, roca D-005c; a la derecha, *Domo riolítico*, roca F-010.

### 13.4.2-Cristales redondeados

Este caso es el más común en todas las rocas estudiadas con presencia de cuarzo. Existe toda una gradación debida a la intensidad y/o tiempo que estuvo sometido el cristal al proceso de resorción.

El proceso de resorción comienza a lo largo de las aristas. A medida que el mismo avanza comienzan a ser afectadas las caras de los prismas hasta llegar al punto en que el cristal tiene sección redonda u ovalada. Dos estadios de este proceso se observan en la figura 119.

En cuanto al término para denominar al proceso, al igual que en la plagioclasa es difícil determinar si debe ser fusión o disolución. *Fusión* debería aplicarse en caso de que la temperatura del sistema esté por encima del liquidus del cuarzo, mientras que *disolución* cuando la temperatura esté por debajo del mismo.

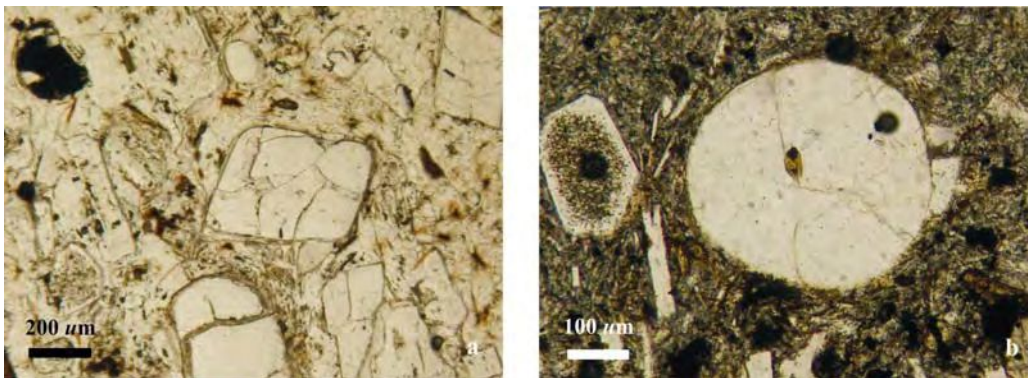


Fig. 119: Distintos grados de redondeamiento en cuarzo. a) Fenocristal de cuarzo redondeado a lo largo de sus aristas, Miembro Superior de la Ignimbrita Salle, roca A-104; b) fenocristal de cuarzo completamente redondeado, Complejo Volcánico Loromayu, roca G-012b.



### 13.4.3-Cristales engolfados

Los engolfamientos en los cristales de cuarzo están presentes en todas las unidades (excepto el *Domo riolítico*) que contienen cuarzo, ya sea éste subhedral o anhedral por redondeamiento. Por ejemplo, podemos mencionar a las rocas del cerro Puntas Negras, en donde la mayor parte del cuarzo es subhedral y está ligeramente redondeado pero muestra engolfamientos conspicuos y a veces muy profundos (Fig. 120a); o bien casos extremos, en donde se observan formas ameboidales (Fig. 120b).

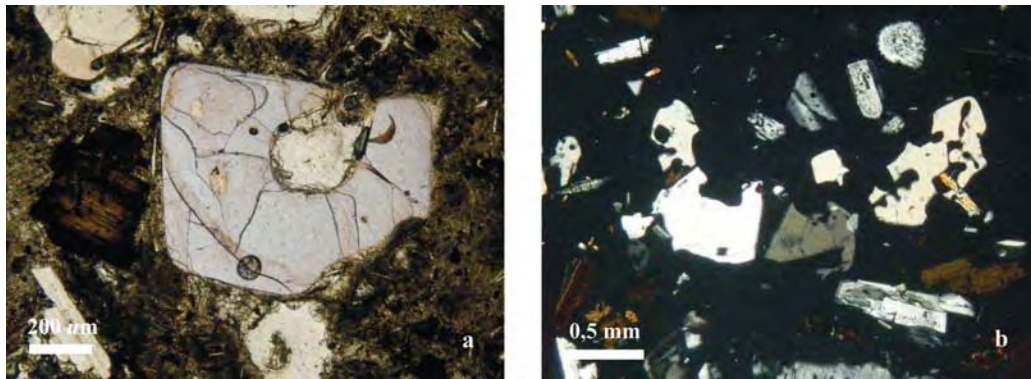


Fig. 120: Engolfamientos en fenocristales de cuarzo. a) Engolfamiento sobre fenocristal subhedral, lava del Centro Volcánico Puntas Negras; b) restos de fenocristales de cuarzo con abundantes engolfamientos, *Lavas superiores* del Centro Volcánico Vilama.

### 13.4.4-Texturas ocelares

Las texturas ocelares se han observado con frecuencia en los cristales de cuarzo incluidos en enclaves microgranulares de las *Lavas intermedias* del Complejo Volcánico Salle y del Complejo Volcánico Loromayu (roca D-003). En estos casos se observa al cuarzo redondeado, a veces con suaves engolfamientos, rodeado por una corona de reacción de cristales de clinopiroxeno dispuestos en forma radial (Fig. 121a). A veces aparece vidrio marrón en el contacto entre el cuarzo y los piroxenos; en casos extremos el cuarzo llega a la disolución total, quedando así una “estrella hueca” de clinopiroxenos columnares, rellena de vidrio marrón (Fig. 121b). En menor medida se han observado texturas ocelares y/o “estrellas huecas” aislados en la roca. El origen del vidrio marrón asociado a estas texturas es incierto, pero, por comparación con vidrios similares en fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno, y biotita, se considera que es un fundido generado a expensas de la disolución del cuarzo.

La textura ocellar ha sido ampliamente mencionada en la literatura, aunque generalmente dichos casos presentan biotita u anfíbol como fase máfica. Vernon (1990) ha tratado especialmente el tema, y lo relacionó a mezcla entre magmas de distinta composición. Este antecedente concuerda con la interpretación que se hace en este trabajo respecto de que estos cristales de cuarzo sean xenocristales, englobados en el magma del enclave a partir de un magma más ácido, seguramente el mismo que sirve de hospedante al enclave.

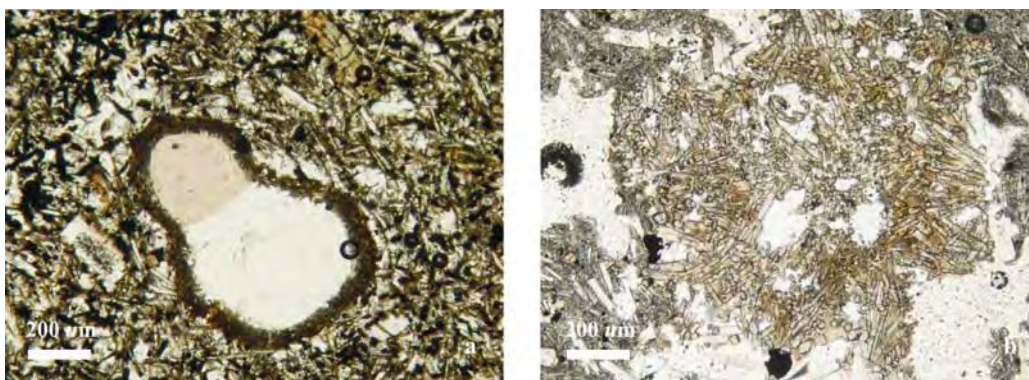


Fig. 121: Texturas ocellares. a) Xenocristales de cuarzo rodeados por una corona de reacción de piroxenos, dentro de un enclave microgranular (Complejo Volcánico Loromayu, roca G-012b); b) masa de piroxenos columnares dispuestos en forma radial y flotando en vidrio, alrededor de una región relativamente vacía: resto de una textura ocellar luego de la disolución completa del cristal de cuarzo (Complejo Volcánico Loromayu, roca D-003).

#### 13.4.5-Causas de la resorción del cuarzo

De acuerdo a la compilación realizada por Chang y Meinert (2004), la resorción de cristales de cuarzo puede estar causada por los siguientes mecanismos: 1) descompresión isotérmica (Nekvasil, 1991; Eklund y Shevanov, 1999); 2) mezcla de magmas (*e.g.* Sakuyama, 1979, 1981; Burt *et al.*, 1996; Kontak y Clark, 1997; Kuscu y Floyd, 2001); 3) disminución de la actividad de F por partición del mismo hacia fluidos hidrotermales magmáticos (Webster, 1990); 4) crecimiento rápido por sobreenfriamiento (*e.g.* Swanson y Fenn, 1986; Candela, 1997); y 5) crecimiento celular (McCutcheon y Robinson, 1988). En todos los casos, la causa intrínseca de la disolución es la disminución de la concentración de SiO<sub>2</sub> en el magma.

El primer caso ha sido descrito y modelado sólo en rocas con textura rapakivi. El segundo es el más aceptado según el número de referencias, y sigue el modelo de mezcla homogénea o heterogénea de dos magmas, uno más básico que el otro (o simplemente

subsaturado en SiO<sub>2</sub>) para explicar la disminución del contenido de SiO<sub>2</sub> y/o el aumento en la temperatura del magma más ácido. El tercero sólo se aplica a magmas graníticos, en el comienzo de sus estadios hidrotermales. Los dos últimos son más raros, y se evidencian cuando los cristales son elongados según el eje *c*, y los lóbulos del cristal muestran simetría en algún grado, además del hecho de que los engolfamientos no cortan las etapas de crecimiento del cristal. De las posibilidades mencionadas, los dos primeros casos podrían ser aplicables en las rocas estudiadas.

La resorción del cuarzo por mezcla de magmas es perfectamente aplicable en las *Lavas intermedias* del Complejo Volcánico Salle, en las lavas del Complejo Volcánico Loromayu situadas por debajo del cerro Puntas Negras, y en las lavas del Centro Volcánico Puntas Negras. En estos tres casos existen evidencias que soportan la hipótesis de mezcla de magmas (*e.g.*, Stimac y Pearce, 1992): enclaves microgranulares con textura diktytaxítica, y minerales en desequilibrio rodeados por coronas de reacción.

En el Complejo Volcánico Salle la composición de los enclaves microgranulares es, al igual que las rocas que los hospedan, dacítica. Como el contenido de SiO<sub>2</sub> de ambos magmas es similar, la diferencia de temperatura sería la causa de la inestabilidad del cuarzo. En cambio, en el Complejo Volcánico Loromayu también podría ser tenida en cuenta la diferencia de aproximadamente 4 o 5 % de SiO<sub>2</sub> entre ambos magmas.

En rocas como las *Lavas marrones* de la Dacita Khastor o la Ignimbrita Salle también puede aplicarse la mezcla de magmas, a pesar de la falta de enclaves microgranulares. La evidencia que se tiene en cuenta en estos casos es la presencia de dos poblaciones composicionales de plagioclasa, las cuales evidencian dos magmas diferentes.

En cuanto al origen de la resorción a través de descompresión, esta hipótesis podría ser planteada para las *dacitas negras*. En estos casos el cuarzo es generalmente escaso o está ausente, y siempre aparece fuertemente resorbido; lamentablemente no es posible aún definir la naturaleza autóctona o xenocríalina de los mismos. Probablemente se trate de cristales de un magma diferente que fueron englobados por la *dacita negra* en su ascenso (hipótesis similar al caso de las biotitas), por lo tanto debería descartarse la hipótesis de resorción por descompresión.

Teniendo en cuenta las ideas expuestas junto a las hipótesis que surgen de la interpretación de otros fenómenos de resorción en las rocas estudiadas, se concluye que la resorción en los cristales de cuarzo se debe a ascenso de temperatura en la cámara magmática por nueva inyección de magma.

Respecto a los engolfamientos, su génesis ha sido atribuida a burbujas de fluidos adheridas a las paredes del cristal de cuarzo (Donaldson y Henderson, 1989). Esto se debe a que en el sitio de contacto la tasa de disolución se ve incrementada debido a un proceso denominado Convección de Marangoni. Por lo tanto, la formación de engolfamientos en el cuarzo implica la saturación de fluidos en el magma y su exolución en forma de burbujas. De esta manera se explicaría la mayor o menor ocurrencia de engolfamientos según la roca, y también su presencia en cristales poco y muy resorbidos.

### **13.5-Origen de las texturas de disequilibrio**

La estabilidad de un cristal en un fundido está controlada por las características físico-químicas del magma que lo rodea: temperatura, presión, composición, y actividad de fluidos. Por lo tanto, un cristal en disequilibrio indica una reacción frente a algún cambio de las condiciones físico-químicas. En el apartado anterior se describió la mayor parte de los casos observados, y se intentó identificar la causa del disequilibrio. En este capítulo se ensaya una explicación del origen de las texturas de disequilibrio para cada uno de los tipos litológicos observados, tomando en cuenta los datos hasta ahora obtenidos.

#### **Hipótesis 1: ascenso de la temperatura por mezcla de magmas**

Este mecanismo está relacionado principalmente a mezcla de magmas (pero también la temperatura del magma puede ascender por liberación de calor latente de cristalización, *e.g.* en un proceso de descompresión; Blundy *et al.*, 2006). Generalmente el magma intrusivo es más básico que el hospedante, por lo tanto en la génesis del disequilibrio se asocian los factores temperatura y composición. En caso de que el magma intrusivo sea de la misma composición que el hospedante, el factor principal pasa a ser la temperatura.

Este proceso es evidente cuando en un mismo sistema se presentan composiciones de roca contrastantes, ya sea en distintos pulsos magmáticos dentro de un centro volcánico, o bien como enclaves microgranulares dentro de la fase litológica principal. Estas características son típicas de los centros volcánicos Salle, Puntas Negras, Negro y Dulce Nombre (del Complejo Volcánico Loromayu), y Vilama. A nivel mineralógico ha sido observado a través de sobrecrecimientos básicos en plagioclasas intermedias, o de poblaciones de plagioclasa y ortopiroxeno de composición contrastante (centros volcánicos Salle, Bayo, y *Lavas marrones* de la Dacita Khastor).

También puede inferirse este proceso en las *Lavas grises* de la Dacita Khastor, a

través de la disolución del cuarzo por redondeamiento. En este caso se considera que la fracción del magma hospedante no interactuó directamente con el magma intrusivo sino que entre ambos mediaba cierta distancia (*e.g.*, en una cámara magmática la parte superior puede calentarse por la intrusión de un nuevo magma sin estar en contacto con el mismo).

El ascenso de la temperatura en un magma afecta de forma diferente a los minerales según su tipo. En el caso de los minerales anhidros el aumento de la temperatura provoca disolución o fusión, esto es, un *retroceso* en el proceso de cristalización que hacía crecer al cristal. Por supuesto, el cuarzo se resorbe en forma bastante uniforme a causa de que su composición no varía dentro del cristal, mientras que los minerales *solución sólida* (esencialmente plagioclasa) se resorben en sus zonas de composición más evolucionada. En cambio, los minerales hidratados tienden a ser reemplazados por un ensamble mineralógico que teóricamente tendría su misma composición pero sin agua.

Ante un posible caso de mezcla de magmas es necesario considerar la composición, temperatura, viscosidad y proporción de cada uno de ellos. Generalmente, cuando un magma menos evolucionado se intruye en otro más evolucionado, el primero adquiere por enfriamiento brusco la rigidez suficiente como para comportarse en forma más viscosa que el segundo, tomando la forma de “gotas”. De esta manera no se mezclan ambos líquidos. Sin embargo, cuanto más pequeña es la diferencia composicional entre ambos magmas, menor sería la diferencia de viscosidad, por lo tanto el grado de mezcla puede ser mayor.

Imaginemos que un magma dacítico en ascenso desde una zona profunda de la corteza intercepta a otro magma dacítico estacionado en un nivel más somero de la corteza: sería lógico pensar que el magma que asciende tiene una carga de energía calórica más elevada que aquél que se encuentra estacionado. En este caso (siempre y cuando lo permita la viscosidad) la mezcla sí sería posible porque ambos magmas tendrían un rango de viscosidad equivalente. Siendo ambos de la misma composición la mezcla de los vidrios sería altamente efectiva, y por lo tanto difícil de identificar, incluso a través de análisis geoquímicos. En cambio, sí sería posible identificar la mezcla a través de la fracción cristalina del magma. Los fenocristales del magma intrusivo no tendrían cambios mayores en su interior, mientras que en su periferia podrían seguir creciendo de acuerdo a las nuevas condiciones (más frías) de temperatura. Por su parte los fenocristales del magma intruido sí sufrirían desequilibrio a causa del aumento de temperatura, en forma de texturas de desequilibrio.

En síntesis, este modelo puede ser aplicado en las siguientes unidades:

- Mezcla de magmas de composición contrastante: Dacita Pululus; *Lavas inferiores e intermedias* del Complejo Volcánico Salle; Complejo Volcánico Loromayu; Centro Volcánico Puntas Negras.
- Mezcla de magmas de composición similar: *Lavas marrones y grises* de la Dacita Khastor; Ignimbrita Salle; Centro Volcánico Bayo; *Lavas inferiores y superiores* del Centro Volcánico Vilama.

### **Hipótesis 2: descompresión adiabática**

Las *dacitas negras* están caracterizadas por la ausencia de enclaves microgranulares y de fenocristales de plagioclasa con sobrecrecimientos cálcicos. Por el contrario, contienen plagioclasa básica y/o piroxeno rómbico afectados por cribado grueso. Las texturas de cribado grueso han sido atribuidas a fuerte descompresión (Nelson y Montana, 1992) en casos de magmas subsaturados en agua.

La consideración de otras evidencias coadyuva a la interpretación de una fuerte descompresión. Por un lado, estas rocas están desprovistas de cuarzo y biotita, o cuando los mismos aparecen es probablemente como xenocristales; por el otro, pueden aparecer plagioclasas intermedias que no muestran disolución, o bien la misma es externa. Estos minerales, de naturaleza xenocristalina en las *dacitas negras*, son similares a los que se observan en rocas como la Dacita Khastor y, por ejemplo, la Ignimbrita Vilama. Por lo tanto, podemos pensar que las *dacitas negras* interceptan a las *riodacitas* en su ascenso hacia la superficie. Este ascenso debería ser necesariamente rápido para que los minerales no alcancen a reequilibrarse a las nuevas condiciones de presión.

En resumen, este modelo puede ser aplicado en las siguientes unidades: Dacita Mesada Negra, *Lavas inferiores y superiores* del Complejo Volcánico Salle, Ignimbrita Salle, Complejo Volcánico Loromayu, *Lavas inferiores* del Centro Volcánico Vilama.

### **Hipótesis 3: adición de fluidos**

Este mecanismo puede controlar la cristalización de los cristales pues determina la posición del solidus. Puede estar asociado a mezcla de magmas si cada uno de ellos tiene una actividad de fluidos distinta. Sin embargo no se dispone de datos que permitan poner a prueba la hipótesis (esto es, adquiridos a través de estudios de inclusiones vítreas y/o temperatura según el método Ti en cuarzo).

## **Capítulo 14-Mecanismos eruptivos y emplazamiento**

### **14.1-Estilo eruptivo**

Las unidades estratigráficas emplazadas luego de la erupción de la Ignimbrita Vilama son representantes de un volcanismo de carácter efusivo (a excepción de la Ignimbrita Salle, cuyo volumen es menor al 4 % del total de las unidades estudiadas). En ningún caso se hallaron depósitos de caída asociados, ni siquiera intercalados entre flujos de lava superpuestos. Casos recientes como el de Chaitén (mayo y junio de 2008) muestran que los eventos piroclásticos de caída ocurren tanto antes como durante el episodio extrusivo, de esta manera sus depósitos tienen altas posibilidades de preservación en caso de ocurrir efusiones de lava. Por lo tanto, la ausencia de depósitos de caída intercalados sería un indicador de que en los centros volcánicos estudiados la actividad piroclástica fue mínima o nula. Solamente se observan escasos volúmenes de depósitos de flujos de bloques y ceniza, pero dichos depósitos piroclásticos no implican explosividad ya que habrían sido provocados sólo por causas gravitatorias (ver más adelante en este capítulo).

El carácter preponderantemente efusivo de las volcanitas estudiadas se atribuye a la escasez de volátiles disueltos en el magma y/o concentrados en la zona cupular de la cámara magmática. Varias evidencias petrográficas apoyan esta hipótesis y sugieren la escasa proporción inicial de volátiles en el magma:

- Escasez de anfíboles
- Deshidratación de la biotita
- Ensamble mineralógico de alta temperatura

El control principal de la escasez de volátiles estaría relacionado a la distancia al arco. Debajo de la Puna y el Altiplano la placa subductada aportaría una menor proporción de volátiles a la cuña mantélica durante su deshidratación, en comparación con el eje central del arco. Consecuentemente los magmas de la Puna y el Altiplano serían “secos” en comparación con los típicos magmas del arco (este tema se desarrolla en forma más extensa en el capítulo “Geoquímica”).

Durante su ascenso desde el área fuente o su estacionamiento en cámaras magmáticas superficiales, los magmas podrían haber aumentado su proporción de volátiles. Esto se explica generalmente por cristalización fraccionada, exolución y/o por asimilación de

rocas corticales. No obstante y como se verá en los próximos capítulos, la información geoquímica e isotópica permite interpretar que la diferenciación por cristalización fraccionada ocurrió dentro de cámaras magmáticas discretas en niveles altos de la corteza, y de esta manera también permite rechazar modelos de cristalización fraccionada en una cámara magmática única y de grandes dimensiones. Respecto a la asimilación cortical, los casos ya descritos en el capítulo “Petrografía” son una prueba muy fuerte de su ocurrencia, aunque el papel que haya tenido en el proceso de hidratación de los magmas es por el momento incierto.

#### **14.2-Controles en la morfología de las unidades estudiadas**

Los factores principales que controlan la morfología de las coladas y domos son la tasa de efusión del magma, su viscosidad, el volumen total eruptado, la resistencia al flujo, y la morfología y pendiente del sustrato. De ellos se han propuesto como más importantes a la tasa de efusión (Walker, 1973) y la resistencia al flujo (*yield strength*) (Blake, 1990).

A partir del estudio comparativo realizado en los centros volcánicos con mayor afinidad geoquímica y temporal con la Ignimbrita Vilama (ver los capítulos “Geocronología” y “Geoquímica”), se concluye que la forma final de las unidades está controlada por la conjunción de algunos factores principales, en vez de uno solo. Se observa también que la temperatura y composición tuvieron menor e incluso ninguna importancia. Por último, se llega a la conclusión de que las distintas morfologías observadas se deben probablemente a que las unidades y/o centros eruptivos corresponden en su mayoría a un solo *batch* de magma.

##### Dacita Pululus, Centro Volcánico Toloma, y Dacita Río Blanco

No es fácil realizar inferencias sobre el estilo eruptivo de estas unidades, dado que sus afloramientos son escasos y sus rocas fueron poco estudiadas. En el comienzo de los trabajos que se llevaron a cabo para realizar esta tesis no se conocían estas unidades. Su descubrimiento ocurrió cuando el trabajo estaba avanzado, por lo tanto inicialmente sólo se les prestó atención en función de la importancia que sugería la extensión de sus afloramientos. Más tarde, y en base a los pocos análisis realizados, se reconoció su importancia dentro del sistema magmático de la Caldera Vilama.

En este apartado se consideran las tres unidades bajo el mismo título dadas las similitudes texturales y geoquímicas de sus rocas. De las tres, la mejor expuesta es el Centro



Volcánico Toloma.

Las lavas del Centro Volcánico Toloma y de la Dacita Río Blanco no son mucho más porfíricas que las lavas en el resto de las unidades estudiadas; a lo sumo tienen 5 a 10 % más de cristales *en volumen*. Sin embargo, se destaca en ellas que el tamaño de grano máximo es generalmente mayor. De esta forma podemos pensar que la viscosidad de las lavas en el cerro Toloma fue un poco mayor que, por ejemplo, en el cerro Mesada Negra.

La forma de los cuerpos de lava también sugiere mayor viscosidad que en el resto de las unidades de la zona estudiada. Las coladas en el cerro Toloma son cortas y relativamente espesas, mientras que las lavas dómicas de la zona superior desarrollan aún menos longitud y mayor espesor. En la Dacita Río Blanco, la diferencia topográfica de los afloramientos sugiere una forma de hongo muy alta en su parte más espesa (mayor a 200 m). A pesar de esto, resulta llamativo el escaso volumen *por unidad de flujo* eruptado en estas unidades, en comparación, por ejemplo, con los volúmenes eruptados durante un mismo episodio en los domos del Complejo Volcánico Khastor.

Teniendo en cuenta que las rocas de estas tres unidades provienen de magmas similares al magma de la Ignimbrita Vilama (si no el mismo, ver tratamiento en el capítulo siguiente), pensamos que en este caso la extrusión no se debe a mecanismos como los de la Dacita Khastor y de las *dacitas negras*\* (ver más adelante en este capítulo), sino que se trata de verdaderas efusiones de la Etapa de Postcolapso de la caldera Vilama. Dichos magmas serían restos cuasi congelados de la cámara magmática de la Ignimbrita Vilama (magma ya de por sí muy viscoso), cuyo motor de extrusión podría atribuirse al empuje producido por el peso de las rocas que rellenan la caldera, y en menor medida a nuevas inyecciones de magma (sugerido por los enclaves microgranulares máficos en la Dacita Pululus). (No se hallaron evidencias que permitan inferir variaciones en las condiciones de *stress* en el sector, que indiquen condiciones de extensión o alivio a la compresión.) Otra indicación de la viscosidad de estos magmas está sugerida por el modo de emplazamiento de la Dacita Pululus; la alta viscosidad de su magma habría impedido su escurrimiento a través de fisuras hasta la superficie, y por el contrario facilitado su intrusión a manera de lacolito y consecuente deformación de las rocas suprayacentes.

---

\* Ver Pág. 106 en Capítulo Petrografía.

### Complejo Volcánico Khastor

Según los modelos análogos realizados por Blake (1990) y Buisson y Merle (2002), los domos bajos crecen por inyección de lava a través de un conducto central y desplazamiento lateral de la lava previamente eruptada. Estas hipótesis se ven reflejadas en la morfología circular de los domos correspondientes a los cerros Morokho y *sin nombre*, en el diseño concéntrico de las crestas junto al centro de los domos, y en las texturas de cizalla frágil-dúctil de escala microscópica observadas en las crestas. Por lo tanto se considera que este modelo puede ser aplicado sin mayores inconvenientes para describir el crecimiento inicial de cada uno de los domos que se hallan en el Complejo Volcánico Khastor.

Sin embargo, en los grandes domos correspondientes a los cerros Khastor y Alto Khastor el diseño irregular de las crestas en la zona más externa sugiere que la lava cambió su movimiento armónico, formando protrusiones a partir del cuerpo principal. En los perfiles topográficos (ver Fig. 33 en Pág. 114) se puede observar que la altura correspondiente al sector con crestas irregulares es menor que la del sector con crestas regulares. A partir de ello se interpreta que dicho sector sufrió un colapso gravitatorio, al igual que en el caso descrito por Buisson y Merle (2002). Estos autores realizaron modelos análogos en los cuales los domos se deformaron plásticamente por gravedad luego del haber finalizado la inyección en la zona central, disminuyendo así el *aspect ratio* original mediante desplazamiento lateral.

En los cerros Khastor y Alto Khastor este colapso gravitatorio sería la causa de un cambio en el movimiento de las lavas durante su emplazamiento, de centrífugo a unidireccional. De esta forma los domos bajos de mayor tamaño se habrían transformado en *coulées*.

El control de este comportamiento se atribuye al estado plástico de las lavas a lo largo de los bordes del domo, y al gran volumen contenido en su interior. También podría considerarse la pendiente del terreno, en especial en el sector de la laguna Chojillas, en donde el diseño de las crestas indica perfectamente un flujo unidireccional.

La ausencia de taludes formados por acumulación de bloques en la periferia de los domos podría explicarse de dos maneras: a) no se formaron; b) fueron sobrepasados por los *coulées*. La primera de las alternativas es bastante viable si tomamos en cuenta el carácter netamente efusivo que muestran los centros volcánicos estudiados, y la alta temperatura que sugieren los cálculos termométricos.

El graben descrito en el capítulo “Descripción geológica y morfológica de las unidades de postcolapso” se habría desarrollado antes de la erupción de los domos Morokho y *sin nombre*, dado que ambos se encuentran contenidos en su interior. La formación de esta depresión volcanotectónica estaría controlada por la presencia, en profundidad, del borde estructural de la Caldera Vilama. Las evidencias que apoyan esta interpretación son la coincidencia geográfica de los centros eruptivos a lo largo de la falla Tujlicito-Khastor, y el fuerte contraste de inclinación que muestra la Ignimbrita Vilama a ambos lados del Complejo Volcánico Khastor. A partir de esto surge como hipótesis de trabajo que la conjunción de centros eruptivos, fallas paralelas y depresiones volcanotectónicas son indicadores de la presencia de bordes estructurales de la Caldera Vilama.

En síntesis, la morfología de los domos en el Complejo Volcánico Khastor sería consecuencia de la extrusión de grandes volúmenes de magma mediante una alta tasa de efusión a través de centros emisores emplazados a lo largo de un probable borde estructural de la Caldera Vilama. La construcción de los domos habría tenido una etapa primaria de crecimiento a manera de domos bajos, seguida en algunos casos por un colapso gravitatorio previo a su congelamiento que los transformó en *coulées*. La alta tasa de efusión y el gran volumen eruptado serían las causas principales que llevaron al colapso de estos domos. Sin embargo, también es posible considerar como hipótesis alternativa que el colapso gravitatorio fue desencadenado por una reactivación de las fallas en el borde estructural.

#### Centro Volcánico Mesada Negra

La Dacita Mesada Negra fue eruptada a través de un centro eruptivo puntual en el área central del domo resurgente de la caldera Vilama. Se considera que el punto de emisión está relacionado a fracturas formadas o reactivadas durante la formación de dicho domo (Coira *et al.*, 1996; Soler *et al.*, 2007). Si estos supuestos fuesen ciertos, la edad de la roca sería entonces indicadora de la edad exacta de la resurgencia.

Las características morfológicas de la unidad permiten inferir que se trata de una sola unidad de flujo cuyo volumen completo (por lo menos 0,5 km<sup>3</sup>; ver Anexo) fue eruptado en un único evento continuo. Los principales factores que controlaron su emplazamiento en forma de *coulée* serían por un lado la baja pendiente de la paleosuperficie sobre la que se derramó, y por el otro la alta tasa de efusión. La primera habría provocado que la lava se vea escasamente afectada por la fuerza gravitatoria; la segunda, que la lava se mantenga en estado fundido hasta que haya finalizado la erupción.

Entre otras ideas esta conclusión resulta de la comparación con, por ejemplo, el Complejo Volcánico Salle. En este centro volcánico las lavas probablemente tenían la misma viscosidad que en Mesada Negra, pero por ser la tasa de erupción más baja formaron distintas unidades de flujo y en consecuencia una forma volcánica de mayor *aspect ratio*.

Otro control de la morfología de la Dacita Mesada Negra sería la resistencia al flujo, la cual condicionó que el *coulée* pudiera alcanzar en sus bordes una altura de más de 100 m mientras estaba en estado líquido.

El elevado valor de la tasa de efusión podría estar relacionado a un alto diferencial de presión. Frente a esta situación, en la cual las tasas de deformación son altas, los fundidos de reología no-newtoniana pueden ver disminuida drásticamente su viscosidad y así ascender rápidamente sin perder calor. Una vez en la superficie el fundido recupera su viscosidad característica. De esta forma puede explicarse la efusión de un gran volumen de lava altamente viscosa a través de un punto central en un tiempo corto. Esta hipótesis tiene una connotación muy importante con respecto a la petrogénesis de las *dacitas negras* en la región, ya que explica la presencia en la superficie terrestre de un ensamble mineralógico norítico (absolutamente inestable a bajas presiones) que formaría parte de los cumulos producidos por la interacción entre magmas mantélicos y la corteza continental (este tema se discute con mayor profundidad en el capítulo “Petrogénesis”).

### Complejo Volcánico Salle

En las *Lavas inferiores* se destacan las facies autobrechadas, las cuales estarían asociadas al flujo de las coladas. Estas facies serían parte de la corteza de las coladas en sus sectores basales, laterales y frontales. Su origen se debería al distinto grado de enfriamiento de la lava en su exterior (más frío) respecto de su interior (mucho más caliente) (ver el capítulo “Descripción geológica y morfológica de las unidades de postcolapso”).

La caracterización de las *Lavas intermedias* está basada principalmente en la Colada Portillo, dado que se trata de su ejemplo mejor expuesto. Su diseño en planta indica que se derramó desde un punto situado al oeste de la cima actual del cerro Salle. La boca de emisión estaría ubicada algo más al norte del ápice que se observa actualmente, ya sea en la zona afectada por el deslizamiento rotacional o en el área de alteración. En su descenso a lo largo de la ladera del cerro sobrepasó la máxima extensión de las *Lavas inferiores*, de ahí la presencia del llamativo escalón en su frente.

Las diversas estructuras de flujo observadas en la Colada Portillo –foliación,

pliegues, texturas de cavitación— caracterizan diferencialmente a esta unidad respecto de las otras en el Complejo Volcánico Salle. Ellas permiten inferir una mayor viscosidad, principalmente indicada por la presencia de fuertes contrastes reológicos entre filetes contiguos. Particularmente, las texturas de cavitación indican que el flujo ocurría durante momentos en que la temperatura de la lava franqueaba la transición frágil-dúctil.

*Depósitos de flujos de bloques y ceniza.* Michol *et al.* (2008) trataron especialmente un caso de depósito de flujos de bloques y ceniza soldado en Mount Meager, Canadá. Atribuyeron al mismo un origen explosivo análogo a algunos colapsos de domo desencadenados por erupciones vulcanianas (como en Soufrière Hills, Montserrat) en vez de por colapso gravitatorio (como en Unzen, Japón). Consideraron que el soldamiento fue facilitado porque el depósito retuvo calor, tanto porque a) la producción de flujos fue sostenida; b) la depositación fue dentro de un valle estrecho; c) la distancia de transporte fue corta; d) los flujos piroclásticos deben haberse acumulado rápidamente y entrampado poco aire. Por último, estos investigadores mencionan que el soldamiento de este tipo de depósitos volcánicos es raro, a punto tal de que no existían casos descritos.

Las características de los depósitos de flujos de bloques y ceniza en el cerro Salle son similares a las observadas en Mount Meager, excepto que en nuestro caso no se hallaron clastos con textura “corteza de pan” ni vesiculados. Esto sugiere que el proceso que formó el depósito no ha sido explosivo, y que en cambio debe haber sido por colapso gravitatorio. Además, la ausencia de deformación mesoscópica evidente en los clastos sugiere que el soldamiento no ha sido muy fuerte.

Considerando las evidencias halladas, el origen de los depósitos de flujos de bloques y ceniza del Complejo Volcánico Salle (en especial aquéllos que se hallan en su esquina SW) debe haber sido a través del colapso del frente de coladas de lava durante su flujo pendiente abajo. En estos casos uno de los factores que pueden desencadenar el colapso del frente de la colada es su encuentro con un escalón en la pendiente. Durante este proceso aumenta repentinamente la tasa de deformación de la lava; si la misma se encuentra muy cerca de su límite frágil-dúctil puede fracturarse en forma inmediata. La ausencia de estratificación sugiere que la depositación se habría producido en un solo evento.

Estos depósitos podrían haber sido considerados como facies de brecha basal de las coladas de lava. Sin embargo las características de la matriz, la distribución caótica de los tamaños de los clastos y su forma, y la presencia de disyunción columnar, apoyan su

clasificación como depósitos de flujos de bloques y ceniza. Además no están muy desarrollados arealmente, sino que se encuentran restringidos a un sector de la columna estratigráfica del Complejo Volcánico Salle.

*Domo riolítico.* El gran anfiteatro dentro del cual se halla esta unidad ha sido interpretado por Coira *et al.* (1984) como el antiguo cráter de un gran estratovolcán, del cual hoy día sólo podemos observar sus restos. A partir de su punto de emisión (probablemente situado en la misma chimenea del Centro Volcánico Salle) la colada dómica fluyó pendiente abajo por encima del piso del cráter ya disectado, en un estilo similar al de los domos del monte Santa Helena, o los del volcán Shiveluch (Dirksen *et al.*, 2006).

### Ignimbrita Salle

Tal como se describió anteriormente, la Ignimbrita Salle muestra amplia heterogeneidad textural dada por el variable grado de soldamiento, ya sea según la posición de la roca en el perfil ideal de la unidad de flujo, o según la localización que dicho flujo ha ocupado en el campo (proximal o distal). Esta heterogeneidad es probable consecuencia del modo eruptivo, que de acuerdo a las observaciones se interpreta como intermitente, y en pulsos con distinta energía (con mayor o menor contenido de volátiles).

El grado de soldamiento de la roca probablemente sea mejor indicativo de la rapidez con que los flujos se depositaron luego de la erupción, que de la temperatura original del magma. Por lo tanto podemos considerar que el Miembro Inferior de la Ignimbrita Salle habría sido depositado a partir de columnas eruptivas bajas, poco gasificadas. No es posible asegurar que las mismas hayan sido derrames del tipo *boiling over*, pero sí que el tipo de erupción se acerca más a este tipo que al de una columna eruptiva clásica. También podrían mencionarse como argumentos en favor de la hipótesis de columnas eruptivas bajas la ausencia de depósitos de caída asociados y de gradación en los fragmentos de pómez, líticos y accidentales.

Cada una de las dos unidades identificadas en el Miembro Inferior tiene una base poco soldada, de color límpido y con fragmentos de pómez poco aplastados. Hacia arriba y en pocos metros adquieren fuerte soldamiento y textura eutaxítica. A partir de estas características se concluye que se trata de sendas unidades de enfriamiento, y por lo tanto que entre ambas medió un lapso de tiempo determinado.

El Miembro Inferior ocupó toda la extensión de la Depresión de Pululus. Por el

contrario, el Miembro Superior se depositó dentro de una depresión mucho más pequeña. Ésta tiene un origen probablemente volcanotectónico, controlado por fallas que afectan al Miembro Inferior. No es posible precisar si la erupción de las ignimbritas ocurrió durante o después del fallamiento, pero al menos podemos estar seguros de que la erupción fue temporalmente próxima ya que la escarpa de falla que sirve de contacto entre los dos miembros es muy pronunciada. Las ignimbritas del Miembro Superior muestran menor intensidad en el soldamiento, hecho que en comparación con el Miembro Inferior indicaría mayor altura de las columnas eruptivas, y/o menor retención del calor debido al escaso volumen depositado.

*Centro eruptivo.* A pesar de su búsqueda, no se ha hallado ningún conducto de emisión a través del cual pueda haber eruptado la Ignimbrita Salle, ni tampoco facies proximales que puedan indicar su cercanía.

Somoza *et al.* (1994) postularon una proveniencia desde el NW, en base a mediciones de Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética. Estos datos junto a las variaciones de espesor de la unidad sirvieron a Coira *et al.* (1996) para proponer una *boca de emisión localizada en cercanías al C° Salle*. A partir de esto se asoció a la Ignimbrita Salle con el Centro Volcánico Salle.

Si consideramos al Centro Volcánico Salle como centro eruptivo de la Ignimbrita Salle, el conducto debería haberse ubicado en la zona más interna de la actual área de alteración del cerro Salle, probablemente donde hoy se emplaza el *Domo riolítico*. Sin embargo, algunas evidencias juegan en contra de esta hipótesis:

- la Ignimbrita Salle se halla exclusivamente al sur del cerro Salle dentro de la Depresión de Pululus
- no se han observado en la Ignimbrita Salle fragmentos líticos de lavas del Complejo Volcánico Salle, que puedan considerarse arrancados de las paredes del conducto de emisión.

La sola presencia de la Ignimbrita Salle al sur del cerro Salle es un fuerte argumento para rechazar la idea de que su centro eruptivo fuese el Centro Volcánico Salle, ya que de esa manera los flujos deberían haberse distribuido en forma más homogénea a lo largo de la periferia del volcán. No obstante, es posible considerar que haya ocurrido una erupción direccional (*lateral blast*) en el flanco sur del cerro Salle. Los depósitos ignimbriticos que se

reconocen o consideran generados mediante este mecanismo son escasos, y por esta razón el conocimiento de sus características es aún incipiente. No nos fue posible consultar bibliografía referente a dichas características. Sin embargo, intuimos que un depósito de este tipo debería contener gran cantidad de material lítico anguloso proveniente del volcán, y que tanto dicho material como el pumíceo mostrarían una marcada polaridad de tamaños controlada por la distancia desde el origen, al menos en su sector proximal. Ninguna de estas suposiciones fue observada en el campo. Por su parte, el cerro Salle carece de cicatriz alguna o depósitos de avalancha en su sector sur que sugieran la ocurrencia de un deslizamiento asociado a erupción. Esto sí ocurre en el sector oeste del cerro, pero nos resulta difícil sostener que los flujos piroclásticos se hayan trasladado desde este sector hasta la Depresión de Pululus sin dejar depósito alguno por encima de la Colada Portillo. Por todas estas razones consideramos que la hipótesis de erupción direccional no resulta adecuada para explicar el origen de la Ignimbrita Salle.

La hipótesis alternativa que en este trabajo se plantea se basa en un paralelismo con los domos del Complejo Volcánico Khastor, cuyos centros eruptivos coinciden con una depresión volcanotectónica temporal y espacialmente asociada a la extrusión del magma y al borde estructural de la caldera Vilama, respectivamente. El caso de la Ignimbrita Salle es similar, ya que la depositación del Miembro Superior se produjo luego de ocurrido el fallamiento normal. El centro emisor de este miembro (¿y del Miembro Inferior?) podría estar ubicado por debajo del mismo, tal como lo sugiere la presencia de las fallas. Además, estas fallas indicarían la existencia de un borde estructural de la caldera Vilama.

En el capítulo “Cambios en el esquema estratigráfico” ya han sido mencionadas las dos interpretaciones que pueden tenerse en cuenta para explicar la Depresión de Pululus: que haya sido formada por retroceso del borde topográfico, o bien que sea una pequeña caldera anidada en la caldera Vilama. Ambas posibilidades permiten explicar el confinamiento de la Ignimbrita Salle dentro de un área reducida y a un nivel topográfico más bajo que la Ignimbrita Vilama.

### **14.3-Síntesis**

La morfología de las unidades de roca y/o de los centros eruptivos más cercanos en tiempo a la erupción de la Ignimbrita Vilama es diversa. Tomando en cuenta que dichas unidades están representadas por rocas con mineralogía y texturas diferentes, la relación morfología-tipo de magma se vuelve muy fuerte, y consecuentemente resulta factible de ser



tenida en cuenta.

El tipo de erupción observado en las unidades aquí reseñadas sugiere tres mecanismos de emplazamiento principales. Primero, uno que involucra volúmenes escasos de lavas porfíricas similares a la Ignimbrita Vilama, eruptados a través de la energía dada por el empuje gravitatorio de las rocas que forman el piso de la caldera y su relleno. Segundo, uno que involucra grandes volúmenes de magma con ensamble mineralógico de tipo “cortical” (Dacita Khastor) alojados en cámaras magmáticas situadas a la misma profundidad o por encima de la cámara magmática de la Ignimbrita Vilama (ver el capítulo “Petrogénesis”), posiblemente eruptados a través del empuje dado por el colapso volcanotectónico de sus techos. Tercero, uno que involucra volúmenes pequeños de *dacitas negras* pero eruptados mediante altas tasas de efusión, que ascienden desde su zona de origen en la corteza media hasta la superficie (probablemente por medio de fracturas) impulsados por una fuerte diferencia de presión.



## **Segunda parte:**

# **Comparación petrológica entre los centros volcánicos estudiados y la Ignimbrita Vilama**

## Capítulo único

En este capítulo se resumen los datos expuestos en los capítulos anteriores, y se aplican para intentar resolver el objetivo principal de esta tesis: definir si los centros volcánicos estudiados tienen o no relación genética con la Ignimbrita Vilama\*.

### **1-Estratigrafía**

A pesar de ser una primera aproximación al tema, la estratigrafía de campo no aporta mucha información a la hora de definir cuáles de los centros volcánicos en la región pertenecen a la Etapa de Postcolapso de la caldera Vilama. Sólo es posible deslindar genéticamente en forma segura a las ignimbritas Bonanza y Cerro Panizos. La primera está en contacto con la Ignimbrita Vilama sólo en su sector SW, y tiene una distribución areal que sugiere una proveniencia del área de la caldera Guacha. Por su parte, la Ignimbrita Cerro Panizos proviene de la caldera Panizos, situada al NNE de la caldera Vilama.

### **2-Geocronología**

El estudio geocronológico permitió distinguir en forma rápida cuáles son las unidades con mayor probabilidad de pertenecer a la Etapa de Postcolapso de la caldera Vilama, teniendo en cuenta que las probabilidades de nuevas erupciones del magma no eruptado de la Ignimbrita Vilama habrían disminuido a medida que el sistema se iba enfriando (rigidizando). Dichas unidades forman un grupo cuyas edades se concentran en el lapso 8,5-7,3 Ma. Hemos apartado de este grupo al Centro Volcánico Bayo, ya que su edad radimétrica no concuerda con las relaciones de campo.

Las demás unidades inicialmente consideradas en el proyecto de trabajo (centros

---

\* Sólo se hizo una comparación petrológica de las rocas estudiadas con la Ignimbrita Vilama, mientras que se ignoró a la Ignimbrita Toloma. Esta aclaración es necesaria ya que Soler (2005) correlacionó ambas unidades como pertenecientes a un mismo evento y/o cámara magmática; dicha correlación no se acepta en este trabajo, dado que se observaron notables diferencias mineralógicas y texturales entre ambas unidades que nos sugieren su proveniencia de magmas diferentes.

volcánicos Puntas Negras, Vitichi, Vilama, y todos aquellos pertenecientes al Complejo Volcánico Loromayu) son por lo tanto considerados “eventos de postcaldera” que no tendrían relación petrogenética con la caldera Vilama.

### **3-Petrografía**

La información petrográfica permite establecer una primera clasificación de los tipos petrológicos eruptados en forma posterior a la Ignimbrita Vilama. Se destacan dos tipos principales: a) las lavas del Complejo Volcánico Khastor; b) las rocas de los centros volcánicos Mesada Negra, Salle, y de la Ignimbrita Salle. También se identifican tipos de menor representación en volumen, con características ambiguas que no permiten una fácil separación en grupos: Dacita Pululus; Dacita Río Blanco; rocas del Centro Volcánico Toloma; lavas del *Domo riolítico*.

En todas las unidades –excepto una– se destaca la ausencia de anfíbol (que si bien no es abundante, aparece en la Ignimbrita Vilama). Las rocas del grupo a) están compuestas por plagioclasa límpida, cuarzo euhedral, y biotita fresca. Las rocas del grupo b) contienen plagioclasa y ortopiroxeno (ambos pueden estar cribados), y eventualmente cuarzo (resorbido) y biotita (generalmente resorbida); la pasta es en general vítrea, muy compacta, y en muestra de mano tiene color negro.

De todas las unidades estudiadas, las únicas textural y mineralógicamente parecidas a los fragmentos juveniles de la Ignimbrita Vilama son las lavas del Centro Volcánico Toloma, y en menor medida la Dacita Pululus. El contenido de cristales, la similitud mineralógica, y la presencia de cuarzo poiquilítico son los principales puntos en común. La Dacita Río Blanco tiene características mineralógicas y texturales intermedias entre las dos últimas y la Dacita Khastor.

Un caso importante de mencionar es la relación entre la Dacita Khastor y la Ignimbrita Salle: las *Lavas marrones* de la primera son petrográficamente similares a la roca que forma la pómez de la parte más alta del perfil estratigráfico de la Ignimbrita Salle. Esto sugiere la existencia de una comunicación espacial entre ambos sistemas, y por lo tanto que ambas rocas provienen de la misma parcela de magma.

Por su parte, ciertas rocas de precaldera, y otras de postcaldera (por ejemplo cerros Granada y Tinte, Complejo Volcánico Loromayu, lavas de postcolapso de la caldera Panizos, *Lavas inferiores* del Centro Volcánico Vilama, etc.), tienen características petrográficas similares a las del grupo b). Como se verá más adelante, esto se debe en esencia a una

petrogénesis que se repite en el tiempo, y no a una relación a través del mismo sistema magmático (esto es, la misma cámara magmática).

#### **4-Geoquímica**

Las rocas con edades dentro del lapso 8,5-7,3 Ma comparten el mismo espectro de variación en elementos mayores y traza (excepto ETR) que la Ignimbrita Vilama, salvo pocas excepciones (*e.g.* los enclaves microgranulares en las rocas del Complejo Volcánico Salle). No obstante, las *Dacitas pre-Ignimbrita Vilama* también comparten dichos espectros de variación.

Por el contrario, las rocas asociadas espacialmente al Complejo Volcánico Loromayu exhiben diferencias notorias en elementos mayores y traza respecto de la Ignimbrita Vilama. Entre otras podemos mencionar la composición andesítica, y los contenidos mayores en algunos elementos LIL y otros HFS. De esta forma, la información geoquímica reafirma el deslinde de estas unidades de la Etapa de Postcolapso de la caldera Vilama realizado en base a sus edades.

Los ETR aportan información de gran importancia petrogenética, quizás la más importante de los datos obtenidos hasta ahora. En las rocas estudiadas el control principal de los ETR es la variación de las TR pesadas, sector en el que se observa un notable empobrecimiento a medida que aumenta el contenido de SiO<sub>2</sub> de la roca. Esto permite postular un origen de los magmas por a) distinto grado de fusión parcial en una misma fuente (*batch melting*), o b) que los magmas se hayan originado en distintos sectores de la corteza. Ambos casos implican evoluciones distintas de los magmas (al menos los que tienen mayores diferencias en las TR), y por lo tanto plantean la inviabilidad de la hipótesis de cámara magmática común.

Respecto a la Ignimbrita Vilama dacítica, las únicas unidades estratigráficas geoquímicamente similares a ella con contenidos y relaciones de ETR comparables son la Dacita Pululus, la Dacita Mesada Negra y la Dacita Khastor.

#### **5-Isotopía**

La relación inicial de Sr del Centro Volcánico Bayo es notablemente menor que la de la Ignimbrita Vilama, por lo tanto no podría considerarse al mismo como proveniente de la misma cámara magmática y/o mismo magma.

Las unidades Dacita Pululus, Centro Volcánico Toloma, Dacita Mesada Negra y

*Lavas superiores* del Complejo Volcánico Salle tienen relaciones iniciales de Sr dentro del mismo rango que la Ignimbrita Vilama, mientras que sus  $\epsilon\text{Nd}$  son siempre más negativos. Por su parte, el grupo conformado por las unidades Dacita Khastor, *Lavas intermedias* del Complejo Volcánico Salle e Ignimbrita Salle tienen relaciones iniciales de Sr mayores y  $\epsilon\text{Nd}$  más negativos que la Ignimbrita Vilama. Todas estas unidades sí podrían derivar del magma de la Ignimbrita Vilama, pero sólo a través de cierto grado de contaminación. Las rocas o magmas asimilados deberían tener un amplio rango de relaciones de  $\text{Sr}_{(i)}$ , mientras que en todos los casos un  $\epsilon\text{Nd}$  mucho más bajo que la Ignimbrita Vilama.

## **6-Química mineral**

En esta sección se compara la información de química mineral de la Ignimbrita Vilama dacítica extracaldera (datos de Soler, 2005), con los de las unidades volcánicas inmediatamente posteriores. Las muestras pertenecientes a Soler tienen el prefijo “M-“. En todos los casos se prestó especial atención en utilizar las mismas normalizaciones.

### *Plagioclasa*

La plagioclasa de la Ignimbrita Vilama en la Unidad de Enfriamiento Superior extracaldera varía aproximadamente entre  $\text{An}_{85}$  y  $\text{An}_{50}$ .

En las rocas estudiadas el rango de composiciones conjunto es un poco mayor, desde casi  $\text{An}_{89}$  (Dacita Mesada Negra y *Lavas inferiores* del Complejo Volcánico Salle) y hasta  $\text{An}_{38}$  (*Domo riolítico* del Complejo Volcánico Salle). Por el contrario, si se discriminan las unidades resultan rangos más estrechos (e.g. *Lavas grises* del Complejo Volcánico Khastor,  $\text{An}_{63-45}$ ; Dacita Mesada Negra,  $\text{An}_{89-62}$ ).

### *Ortopiroxeno*

Los ortopiroxenos de las distintas unidades estudiadas, y en especial de las unidades temporalmente asociadas a la caldera Vilama, tienen un rango composicional mucho mayor al que exhiben los ortopiroxenos de la Ignimbrita Vilama. Asimismo, en ésta pueden tener mayor tenor de Fe, esto es, son más evolucionados.

### *Clinopiroxeno*

Los clinopiroxenos de las *Lavas inferiores* del Complejo Volcánico Salle se asemejan a los clinopiroxenos con menor contenido de  $\text{SiO}_2$  de la Ignimbrita Vilama; sin

embargo, tienen contenidos distintos de Mn y Mg. En cambio, los cristales del Centro Volcánico Bayo y de las *Lavas intermedias* del Complejo Volcánico Salle son menos silícicos y tienen contenidos distintos de los demás elementos mayores.

### *Anfibol*

Los anfíboles hallados en las *Lavas intermedias* del Complejo Volcánico Salle son clasificados como magnesiohastingsita y tschermakita, mientras que en la Ignimbrita Vilama son magnesiohornblenda; también se ha mencionado ferroedenita, si bien en rocas que en este trabajo se consideran pertenecientes a la Ignimbrita Toloma. Aparte de la diferencia composicional inherente a la mineralogía, en las *Lavas intermedias* del Complejo Volcánico Salle los anfíboles contienen mayor tenor de Ti y Mg, y menor contenido de Fe.

### *Biotita*

El número de magnesio y la proporción de  $Al^{IV}$  de los análisis de biotita expuestos en Soler (2005) tienen una dispersión muy amplia. Esto no permite realizar una clara discriminación. Por esta razón se utilizaron para la comparación solamente los datos provenientes de las rocas M-194, M-216, M-232 y M-240, todas ellas de la Unidad de Enfriamiento Superior.

Ambos grupos de biotitas comparten un mismo rango de #Mg, pero las rocas posteriores a la Ignimbrita Vilama tienen en general un mayor número de  $Al^{IV}$  (Fig. 122). Algunos datos de la Ignimbrita Salle y de las *Lavas marrones* de la Dacita Khastor plotean en el mismo campo que la Ignimbrita Vilama.

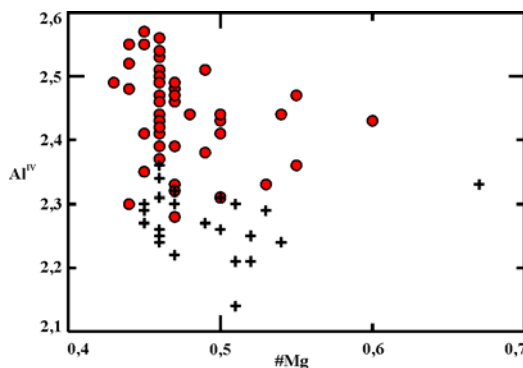


Fig. 122: Comparación de biotitas en la Ignimbrita Vilama (cruces) y en unidades inmediatamente posteriores a ella (círculos rojos).

En términos químicos, en general las biotitas de las unidades posteriores a la Ignimbrita Vilama tienen menor contenido de Si, K, Ba y Cl. Además, salvo el Fe todos los elementos muestran un rango composicional mayor al de la Ignimbrita Vilama, hecho que concuerda con su asignación a parcelas de magma distintas.

Polo (2008) expuso, en gráficos comparativos con la Ignimbrita Vilama en el cerro Pululus, valores de  $Fe^{+2}$ , Mn, Mg y Ti de biotita de la Dacita Pululus. En los mismos se observa una franca coincidencia entre ambas unidades. Estos resultados refuerzan la correlación petrogenética sugerida por las observaciones petrográficas.

#### *Vidrio*

Los vidrios de las unidades analizadas son similares a los vidrios de los fragmentos juveniles de la Ignimbrita Vilama, excepto en que los de ésta son más potásicos (posiblemente por alteración).

### **Resumen de la información de química mineral**

Para un mismo contenido de  $SiO_2$ , las rocas de la Dacita Mesada Negra y de las *Lavas inferiores* del Complejo Volcánico Salle contienen plagioclasas y ortopiroxenos menos evolucionados respecto de los de la Ignimbrita Vilama. En las *Lavas intermedias* del Complejo Volcánico Salle los anfíboles tienen distinta composición respecto de aquéllos en la Ignimbrita Vilama, la plagioclasa es un poco más ácida, y los ortopiroxenos y clinopiroxenos contienen respectivamente más y menos  $SiO_2$ .

Lamentablemente no se realizaron estudios de química mineral en las unidades Centro Volcánico Toloma y Dacita Pululus, unidades con mayor similitud geoquímica a la Ignimbrita Vilama.

### **7-Cálculos termobarométricos**

En la Ignimbrita Vilama dacítica los datos de temperatura y presión preeruptivas seleccionados por Soler (2005) como más cercanos a la realidad son 760-810 °C y ~1-3 Kb. La fugacidad de oxígeno (sólo valores de pares minerales en equilibrio, seleccionados por Soler) varía entre -13 y -15,1 ( $\pm 0,3$ ), y el  $\delta FMQ$  aproximado es de 1 a 2.

Los datos termométricos de las rocas estudiadas son muy variables. En las *dacitas*



*negras*\* se observan generalmente dos intervalos de temperatura. Primero, entre 1000 y 1100 °C, evidenciado por ortopiroxenos muy enstatíticos y clinopiroxenos, los cuales se interpretan como parte de un sistema (¿magma?) más caliente y más básico que el dacítico que los engloba. Segundo, entre 850-900 y 950-1000 °C, dado por los fenocristales y microfenocristales de ortopiroxeno y plagioclasa que forman el ensamble cristalino principal de la roca. En las *riodacitas* y riolitas sin fenómenos de resorción se observan temperaturas de alrededor de 800 °C.

Por su parte, los escasos datos barométricos confiables varían entre 1,76 y 5,4 Kb. Dichos valores equivalen aproximadamente a profundidades de entre 6 y 18 km, rango que resulta un poco más profundo que los 4 a 12 km calculados por Soler (2005) y Soler *et al.* (2007) para la cámara magmática de la Ignimbrita Vilama.

La fugacidad de oxígeno en las rocas estudiadas es muy variable, desde -11,8 hasta -20,4, con valores  $\delta\text{FMQ}$  de 0,377 hasta -1,965. Estos rangos son mucho mayores que el de la Ignimbrita Vilama, si bien los datos son probablemente espurios por reequilibrio posteruptivo.

## **8-Conclusiones**

Las unidades estratigráficas que resultan más semejantes a la Ignimbrita Vilama son el Centro Volcánico Toloma y la Dacita Pululus. Ambas tienen características petrográficas similares, si bien la mayor semejanza textural es con las rocas del Centro Volcánico Toloma. La composición de elementos mayores, traza y TR es indistinguible. Isotópicamente son comparables: la relación de Sr es similar, no así la de Nd, que es algo mayor en la Ignimbrita Vilama.

La edad de la Dacita Pululus es la más cercana a la erupción de la Ignimbrita Vilama. El hecho de que intruya a la misma unos 400.000 años después de su erupción apoya fuertemente su asignación al mismo sistema magmático. Sin embargo, es de notar que su emplazamiento ocurre en el sector de extracaldera, si bien sobre su borde estructural; este hecho tiene ciertas implicancias respecto al emplazamiento de magmas en el estadio de postcolapso.

Todos estos datos son hasta el momento los de mayor peso a la hora de definir al Centro Volcánico Toloma y a la Dacita Pululus como representantes del magma restante en

---

\* Ver Pág. 106 en Capítulo Petrografía.

la cámara magmática luego de la erupción de la Ignimbrita Vilama.

Las *Lavas grises* en la Dacita Khastor tienen composición de elementos mayores, traza y de las TR dentro del espectro de variación de la Ignimbrita Vilama. Por el contrario, su ensamble mineralógico es bastante disímil, y su relación isotópica de Sr es mayor. Siguiendo el *mush model* de Bachmann y Bergantz (2003) y Hildreth (2004), se considera que este magma podría ser un fundido que se separó del *mush* correspondiente al magma de la Ignimbrita Vilama en algún momento antes o después de la erupción de la Ignimbrita Vilama, alojándose en la zona superior de la gran cámara magmática o bien en cámaras magmáticas más someras. Dado que este tipo de separados son pobres en cristales, para llegar al porcentaje actualmente observado deberían haber continuado cristalizando dentro de dichas cámaras.

La Dacita Río Blanco es también posible de ser incluida en este grupo. Si bien no se han realizado análisis de ETR, su mineralogía, textura y ubicación estratigráfica apoyan su equiparación con el Centro Volcánico Toloma y la Dacita Khastor.

En el resto de las unidades (centros volcánicos Mesada Negra y Salle, e Ignimbrita Salle) las diferencias en las relaciones de TR respecto de la Ignimbrita Vilama, y además en algunos casos en las relaciones isotópicas de Sr y Nd, sugieren que no están relacionadas a la misma cámara magmática que dio origen a la Ignimbrita Vilama. Por el contrario, indican historias evolutivas diferentes e independientes de la caldera Vilama.

Por lo tanto, podemos decir que el modelo de caldera *clásico* de cámara magmática única (*sensu* Smith y Bailey, 1968) con etapas de colapso y de postcolapso, sólo podría ser aplicado en el caso de las unidades Ignimbrita Vilama, Dacita Pululus, Centro Volcánico Toloma, y Dacita Río Blanco. La Dacita Khastor podría considerarse como proveniente de un magma estacionado por encima y muy cerca de la cámara magmática de la Ignimbrita Vilama. Los demás centros volcánicos temporalmente relacionados a la Ignimbrita Vilama (Mesada Negra, Salle, Ignimbrita Salle) representan nuevos emplazamientos de magma provenientes de fuentes en la corteza media. Estas unidades se enmarcan mejor en el modelo de Lipman (1984), quien opina que el volcanismo en el área de la caldera también puede ser causado por nuevas inyecciones de magma desde fuentes profundas simplemente emplazadas en estructuras preexistentes.

Aparte de las diferencias que se toman en cuenta para separar qué unidades pertenecen a la Etapa de Postcolapso de la caldera Vilama, la similitud que poseen casi todas las unidades de la región en cuanto a elementos mayores y principales elementos traza es

innegable. Como se explica en el próximo capítulo, esto indicaría que en gran parte las rocas volcánicas del Altiplano son el resultado de un mismo mecanismo de generación de magmas que se repite a lo largo del tiempo. A partir de este origen común los magmas pueden seguir caminos particulares que controlan la mineralogía y textura de los productos finales.



## **Tercera parte:**

### **Petrogénesis**

#### Capítulo único

#### **1-Evolución de las hipótesis petrogenéticas aplicadas en la región**

Los primeros estudios petrológicos en la región (Zeil y Pichler, 1967; Pichler y Zeil, 1969; Hörmann *et al.*, 1973) concluyeron que las rocas de la Puna y el Altiplano se formaron a partir de magmas originados por fusión completa o parcial de rocas corticales.

Schwab (1972) diferenció, a los 24° de latitud sur, las ignimbritas voluminosas de la Cordillera Principal asociadas a fallamiento normal, de las extrusiones de poco volumen de latita-andesita (y también riolitas y *riodacitas*) de la Puna asociadas a fallas inversas; además sugirió distintos orígenes para ambos tipos de rocas y sus magmas. En esa época se manejaba la posibilidad de que las erupciones de ignimbrita y las depresiones tectónicas tuvieran una causa común, o que las primeras fueran causa de las segundas. Asoció las riolitas y *riodacitas* de domos intrusivos a anatexis, y consideró que localmente las latitas-andesitas se habrían diferenciado por contaminación y reacciones metasomáticas, llegando así a tener características idénticas a las rocas de anatexis.

Al mismo tiempo, Fernández *et al.* (1973), y más tarde Kussmaul *et al.* (1977) observaron que en el SW de Bolivia la geoquímica de las rocas de los estratovolcanes era similar a la de las ignimbritas subyacentes. Relacionaron ambos tipos de roca a magmas generados por fusión total o parcial de rocas corticales, ya que no encontraron evidencias de que los estratovolcanes derivaran de un magma basáltico con alto contenido de aluminio. Asimismo, por comparación con las rocas andesíticas de los estratovolcanes en Chile, concluyeron que los magmas del Altiplano se formaron a niveles corticales más altos, entre los 9 y 26 km.

También demostraron que la aplicación del contenido de potasio con la profundidad de la zona de Benioff refleja resultados incongruentes frente a otras evidencias, y concluyeron que no varía según la distancia a la trinchera, sino que más bien decrece a medida que las rocas son más jóvenes. Para explicar esto sugirieron una profundización del nivel de origen de los magmas a través del tiempo.

Luego surgieron las hipótesis que consideran que los magmas de los Andes

Centrales son magmas mantélicos fuertemente contaminados. Entre otros, Thorpe *et al.* (1979; 1984) postularon que los magmas que llegan a la superficie son magmas derivados de un manto heterogéneo, fuertemente transformados luego de procesos de asimilación, cristalización fraccionada y mezcla de magmas a lo largo de su ascenso por la corteza continental. de Silva (1989a, y trabajos subsiguientes) discutió las hipótesis de Thorpe y sus coautores, apoyado principalmente en la escasez de volcanismo máfico asociado a las ignimbritas. Continuó en cambio con la hipótesis de fusión cortical a gran escala. Postuló para las grandes ignimbritas de los Andes Centrales un origen a través de los siguientes pasos: 1) ascenso de las isothermas debido a engrosamiento cortical entre los 12-10 Ma; 2) fusión parcial de la corteza inferior debido a intrusión de magmas basálticos relacionados a subducción; 3) formación de una gran zona de anatexis en la corteza, que por un lado alimentó cámaras magmáticas en la corteza superior, y por el otro impidió el ascenso de los magmas basálticos.

Más tarde Davidson *et al.* (1991) aplicaron ciertas variantes al modelo anterior, esencialmente considerando períodos de estacionamiento de los magmas dentro de la corteza. Postularon dos hipótesis principales: a) diferenciación en sistema cerrado de fundidos de un manto sub-arco enriquecido en elementos incompatibles (una antigua litósfera subcontinental); o b) contaminación cortical generalizada de magmas primitivos del tipo de arco de islas, derivados de una fuente en el manto astenosférico. Prefirieron la segunda de las hipótesis: gran modificación de magmas derivados del manto a lo largo de su ascenso por la gruesa corteza de los Andes Centrales. Para esto postularon una zona de MASH (*melting-assimilation-storage-homogenization*) situada a más de 30 km de profundidad, en donde los magmas máficos primitivos se estancarían, producirían fusión local, e interactuarían con las rocas corticales adyacentes. Luego ascenderían y sufrirían procesos de AFC en niveles más someros de la corteza.

Los modelos petrogenéticos hasta aquí expuestos engloban dentro de un mismo conjunto a las rocas del arco volcánico y de la Puna, sin señalar o bien ignorando las diferencias mineralógicas y geoquímicas observadas en este y otros trabajos (*e.g.* Knox *et al.*, 1989; Coira *et al.*, 1993; Caffè, 1999; Caffè *et al.*, 2002; Kay *et al.*, 2008).

La petrogénesis de rocas volcánicas intermedias en la Puna norte ha sido tratada principalmente dentro de trabajos más amplios de índole regional, que sobre todo hacen hincapié en el encuadre geotectónico del magmatismo (*e.g.* Coira *et al.*, 1993; Kay *et al.*,

1999; Kay *et al.*, 2008). Asimismo, dichos trabajos se basan casi exclusivamente en el quimismo de las grandes ignimbritas del Mioceno superior, mientras que las rocas efusivas quedan relegadas a un segundo plano dado su reducido volumen.

No obstante, algunos autores han tratado en profundidad los aspectos petrogenéticos de las rocas efusivas de la Puna norte. Entre ellos, Caffè (1999) y Caffè *et al.* (2002) se han ocupado en forma detallada del magmatismo neógeno temprano de la Puna norte. Estos autores postularon, para rocas de complejos de domos félsicos de la Puna formados entre los 20 y 12 Ma, un modelo de hibridización por asimilación y cristalización fraccionada (AFC) entre un basalto de arco deprimido y fundidos parciales del basamento félsico. Destacaron que estos productos son composicionalmente similares a las ignimbritas de gran volumen del Mioceno superior y Plioceno, y que sus resultados sugieren que no existe diferencia fundamental en la génesis de los magmas de ambos tipos de rocas. Otro importante trabajo es el realizado en el cerro Tuzgle por Coira y Kay (1993), quienes concluyeron que sus rocas se formaron a partir de mezclas complejas de componentes derivados del manto y de la corteza en un ambiente de tipo intraplaca. Por su parte, la petrogénesis de las escasas rocas efusivas básicas de la Puna norte (andesitas basálticas calcoalcalinas de alto-K) fue tratada por Knox *et al.* (1989); estos autores concluyeron que las mismas se originaron a partir de magmas mantélicos que sufrieron bajo grado de fraccionamiento y escaso aporte de contaminación cortical.

Varios de los sistemas volcánicos que se hallan inmediatamente al sur de la Puna norte han sido estudiados en detalle por investigadores de la Universidad de Salta. Entre ellos queremos destacar los trabajos realizados por Arnosio (2002), Matteini *et al.* (2002), y Petrinovic *et al.* (2005). Arnosio (2002) modeló para los magmas del volcán Chimpa (24° de latitud sur; 12,4 Ma) un origen híbrido, mediante mezcla de magmas de arco máficos con rocas o fundidos parciales de la corteza inferior a media. Matteini *et al.* (2002) estudiaron un grupo de centros volcánicos alineados a lo largo del lineamiento Calama-Olapato-El Toro. A lo largo del mismo hallaron variaciones geoquímicas e isotópicas en el sentido oeste-este, las cuales les permitieron inferir distintos mecanismos petrogenéticos. De esta manera interpretaron que en el oeste (ámbito del arco volcánico mioceno-cuaternario) los magmas heredaron una signatura calcoalcalina en parte modificada por asimilación de la corteza superior y/o de sedimentos; que en el sector centro-oriental los magmas derivaron de una corteza inferior máfica engrosada en la que habrían ocurrido procesos de MASH; y por último, que en el extremo oriental los magmas se formaron mediante mezclas entre magmas

generados por fusión parcial del escudo Brasileño y magmas derivados de procesos de MASH. Por su parte, en el Complejo Volcánico Negra Muerta Petrinovic *et al.* (2005) postularon la inyección de un magma andesítico dentro de una cámara magmática riolítica, seguida de hibridación parcial y de cristalización fraccionada de ambos magmas; además plantearon un proceso de asimilación durante ascenso turbulento (ATA) de rocas de la corteza superior para explicar la presencia de relaciones isotópicas reversas.

Para finalizar esta reseña, debemos mencionar dos trabajos petrogenéticos que han sido muy importantes referencias para esta tesis dado que tratan sobre los sistemas volcánicos más cercanos a la caldera Vilama. El primero de ellos se debe a Ort *et al.* (1996), quienes modelaron a las rocas de la caldera Panizos como el resultado de una mezcla generada en una zona de MASH entre proporciones aproximadamente iguales de basaltos derivados del manto y de fundidos de una corteza inferior de ~1 Ga de edad, con posterior asimilación a baja escala de rocas de la corteza superior. El segundo a Sparks *et al.* (2008), quienes focalizaron su atención en el volcán Uturuncu (Pleistoceno), situado en el oeste de nuestra zona de estudio y formado por rocas similares a algunas de las estudiadas. Estos autores modelaron para las dacitas (con enclaves andesíticos) eruptadas por este volcán un origen a partir de la cristalización fraccionada de una andesita, la cual formó cumulos de norita e involucró fusión parcial de la corteza. Estos magmas se habrían intruido en el APMB (ver próxima sección), y a partir de allí ascendido hasta un sistema magmático somero donde cristalizaron y se mezclaron.

## **2-La teoría de la “zona caliente” como marco de referencia**

Los datos, observaciones e hipótesis que se esgrimen en este capítulo como soportes del modelo petrogenético resultan notablemente acordes con la teoría o modelo de la “zona caliente”, recientemente desarrollada por Annen *et al.* (2006). Este modelo, basado en datos experimentales y modelado numérico, se aplica a la petrogénesis de rocas ígneas intermedias y ácidas particularmente en ambientes de subducción. El mismo plantea que la intrusión continua en la corteza inferior de basaltos hidratados derivados del manto, emplazados a manera de filones-capa, transfiere a la misma calor y volátiles; en otras palabras, genera una “zona caliente”. En esta zona los fundidos se generan a partir de dos fuentes: por un lado, fundidos ricos en agua, residuo de la cristalización parcial de los filones-capa basálticos; por el otro, fundidos parciales de las rocas corticales preexistentes. La corteza que sufre fusión parcial puede incluir rocas del basamento metamórfico de origen sedimentario e ígneo, e



intrusiones de basalto previas. Los fundidos en estas zonas calientes son ricos en agua, por lo tanto tienen viscosidad y densidad bajas y así pueden desprenderse de su fuente y ascender en forma rápida.

El ascenso de los fundidos desde la zona caliente fue modelado por sus autores entre dos situaciones extremas. A través de ascenso adiabático el magma alcanzaría un estado de súper-liquidus, el cual llevaría a la resorción de sus cristales o xenolitos. Por el contrario, si el ascenso fuese lento el magma comenzaría a cristalizar en profundidades someras al momento de cruzar su liquidus saturado en agua. Una vez comenzado el proceso de cristalización el magma se estanca por aumento de la viscosidad, generando así las cámaras magmáticas que alimentan volcanes o cristalizan como plutones de epizona.

Este nuevo modelo tiene su base en el concepto de subplacado (Raia y Spera, 1997), e incorpora aspectos de AFC (DePaolo, 1981) y MASH (Hildreth y Moorbath, 1988). A diferencia de ellos tiene en cuenta no sólo la generación de fundidos parciales por ascenso de las isothermas en la corteza, sino también la contribución de los fundidos residuales y cumulos producto de la cristalización de basaltos mantélicos a la formación de magmas intermedios y ácidos.

### **3-Petrogénesis de las rocas estudiadas**

Los datos expuestos en este trabajo indican que en la región de Vilama la composición geoquímica de elementos mayoritarios y traza de las lavas es similar a la de las ignimbritas. Sin embargo, ambos tipos de rocas muestran diferencias notables en cuanto a tipo de ensamble mineralógico, composición química de los minerales, y relaciones de TR. Asimismo puede variar la composición isotópica, pero en general dentro de rangos pequeños. A grandes rasgos, esta situación puede extrapolarse al resto de la Puna norte y el Altiplano. Tal como se explicará seguidamente, estas características demuestran que ambos tipos de rocas tienen un origen común en su fuente, pero que las historias de ascenso y cristalización de sus magmas son distintas.

*Fuente de los magmas.* El protolito a partir del cual se generan los magmas por fusión parcial se puede inferir a través de la relación isotópica de los tipos litológicos observados. En nuestro caso las relaciones de Sr y Nd forman parte del grupo con valores más corticales de la Puna norte, aunque los valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  no alcanzan los valores típicos de magmas de anatexis en la Puna y el Altiplano (e.g. 0,721 hasta 0,727 en la Toba Ramadas, Viramonte *et*

*al.*, 1984; 0,721 hasta 0,726 en las ignimbritas de Macusani, Pichavant *et al.*, 1988; 0,723 en el cerro Galán (de Pirquitas), Coira y Barbieri, 1989). La composición geoquímica tampoco apoya la hipótesis de origen anatético, ya que los magmas no son verdaderamente peraluminosos ni tienen características leucograníticas (ver el apartado “Magmas producto de fusión parcial de la corteza”).

Cuando se comparan las unidades estudiadas con sistemas magmáticos de la Puna norte cuya petrogénesis está relacionada a mezcla de magmas mantélicos\* y corticales (*e.g.* cerros Tuzgle y Chimpa, en donde coexisten andesitas y dacitas-riodacitas con isotopías contrastantes), se observa que en Vilama sólo hay dacitas con isotopía de valores altos y variables dentro de un rango estrecho. A partir de esta observación consideramos que el origen de los magmas en nuestra zona de trabajo fue más o menos a partir del mismo tipo de roca fuente, y que en dicho origen no habrían intervenido procesos de mezcla mecánica de magmas.

Resta aún conocer la isotopía de la mineralogía máfica de rocas como la Dacita Mesada Negra, si bien sólo se consideran posibles estas posibilidades: a) que las relaciones isotópicas sean mantélicas, hecho que indicaría que se trata de cristalizados directos de un magma mantélico; o b) que las relaciones isotópicas sean similares a los valores de roca total, lo cual indicaría que serían fases peritéticas producto de la interacción entre magmas mantélicos y fundidos parciales de la corteza. A pesar de que no se dispone aún de estos datos, la escasa diferencia isotópica observada en las rocas estudiadas entre unidades de roca con mineralogías dispares (*e.g.*,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$  0,7145 en la Dacita Mesada Negra, hasta  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$  0,7163 en las *Lavas intermedias* del Complejo Volcánico Salle) es un argumento sólido para sostener: 1) que todos estos magmas se generan en una misma zona de la corteza; 2) que el valor isotópico de la fracción cristalina no sería muy distinto del valor isotópico de la roca total.

Aquí es conveniente mencionar que de acuerdo a ciertos autores (Lucassen *et al.*, 1999a; Becchio *et al.*, 1999) la relación isotópica de Sr de la corteza inferior está deprimida, debido a un empobrecimiento en Rb ocurrido durante el evento metamórfico de alto grado ocurrido en el Paleozoico temprano (*ca.* 500 Ma). Esta hipótesis permite explicar la aparente

---

\* Dado que no nos es posible conocer la naturaleza de los magmas de relación isotópica “baja” que ascienden hasta la corteza media (posiblemente las rocas andesíticas tipo Complejo Volcánico Loromayu sean sus exponentes), nos referimos a ellos con el término *magmas mantélicos*. No obstante, queremos dejar en claro que ellos podrían ser fundidos parciales astenosféricos, o bien productos de la interacción entre fundidos parciales astenosféricos y rocas de la corteza inferior.

incongruencia de las relaciones isotópicas de Sr y Nd en las rocas estudiadas, dado que las primeras son “intermedias” y las segundas son fuertemente corticales. De esta manera podríamos considerar que las rocas estudiadas derivan de magmas formados por una proporción muy alta de fusión parcial de la corteza inferior a media.

La profundidad relativa en la que se generan estos magmas puede estimarse según las características mineralógicas y geoquímicas de las rocas estudiadas. Tal como ya se describió, los patrones de ETR de la zona están caracterizados por pendientes altas y empobrecimiento de las TR pesadas, e indican procesos de a) distinto grado de fusión parcial en una misma fuente (*batch melting*), y/o b) fusión parcial en distintos sectores de la corteza. Los casos de mayor pendiente (*Lavas intermedias* del Complejo Volcánico Salle) podrían estar controlados por la presencia de granate residual en la fuente, el cual es estable por debajo de los 30 km (aprox. 10-12 Kb). En las *dacitas negras*<sup>\*</sup>, la presencia de cumulos de plagioclasa y ortopiroxeno sugiere presiones de hasta 10 Kb (ver más abajo). La ausencia de anfíbol sugiere que los contenidos de agua fueron bajos (<4 %; Eggler, 1972) y/o que las temperaturas fueron mayores a 1050 °C (Müntener *et al.*, 2001). Por otra parte, el bajo contenido de Sr en las rocas sugiere que la plagioclasa habría sido estable en el área fuente. A partir de estos datos podemos considerar que la profundidad de generación de los magmas varió entre los 20 y 30 km, esto es, dentro de la corteza media (Fig. 123). Estas conclusiones son similares a las de de Silva *et al.* (2006), y Sparks *et al.* (2008).

A partir de las ideas expuestas consideramos que los magmas habrían sido generados en la corteza media, mediante fusión parcial de rocas en una “zona caliente”. Esta “zona caliente” sería un sector de la corteza media muy modificado por la intrusión de magmas mantélicos. La continua intrusión de magmas básicos habría aportado el calor necesario para la fusión de la mezcla gabros-corteza media, la cual necesariamente debería ser cuasi sólida para que resultase por fusión parcial en un nuevo magma “dacítico” homogéneo. Este proceso sería la causa de que en superficie sólo podamos observar una isotopía bastante uniforme de valor “híbrido”, por un lado demasiado alta para ser una mezcla de magmas primitivos y corticales, y por el otro demasiado baja para ser un fundido netamente cortical.

Las rocas del área de Vilama cuyas relaciones isotópicas de Sr son las más bajas, *i.e.* las del Centro Volcánico Bayo y las *Lavas superiores* del Centro Volcánico Vilama, podrían ser consideradas como porciones de la zona caliente con mayor proporción de componente

---

\* Ver Pág. 106 en Capítulo Petrografía.

mantélico. Asimismo, si bien no se dispone de datos isotópicos de rocas del Complejo Volcánico Loromayu, que junto a los dos centros mencionados fueron separadas geoquímicamente de las rocas más similares a la Ignimbrita Vilama, es posible que las mismas puedan enmarcarse mejor en el modelo de mezcla de magmas mantélicos y corticales, como las rocas del arco en Chile y las de la Puna sur.

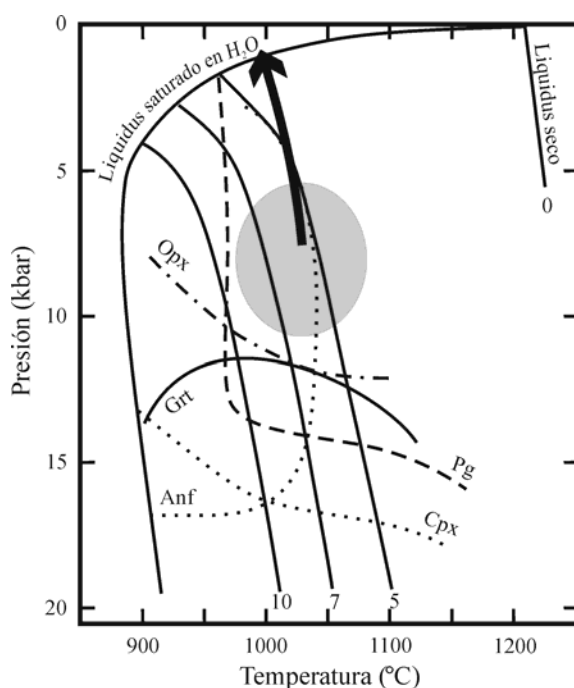


Fig. 123: Gráfico P-T que muestra la probable evolución de los magmas desde su origen en la corteza media hasta la superficie (en caso de ascenso adiabático) o hasta una cámara magmática somera en la corteza superior. Tomado de Annen *et al.* (2006). Las curvas de liquidus son para rocas intermedias. Para una descripción detallada de las fuentes con que fueron contruidos los campos de estabilidad de los minerales, se recomienda consultar dicho trabajo.

*El APMB.* Recientes estudios geofísicos en la región (Schmitz *et al.*, 1997; Schilling *et al.*, 1997; Chmielowski *et al.*, 1999) han puesto de manifiesto la presencia de una zona con alta conductividad eléctrica, baja velocidad sísmica, y baja densidad, que se extiende desde profundidades de aproximadamente 17 km hasta quizás la base de la corteza. En su tope, aproximadamente a 17-19 km de profundidad, se halla un sector con aún menor velocidad sísmica, el cual se ha interpretado como un cuerpo de magma tipo *sill* (Chmielowski *et al.*, 1999) o bien como el remanente intrusivo equivalente del volcanismo del APVC (de Silva *et al.*, 2006). Este sector ha sido denominado APMB (Altiplano-Puna Magma Body). Se

considera que en él se alojan magmas félsicos cuya temperatura no superaría los 1000 °C.

El APMB y la sección de corteza infrayacente son posiblemente la expresión actual de la sección de corteza en donde se generaron los magmas desde el Mioceno tardío hasta el Pleistoceno. Esta zona se corresponde con la zona caliente del modelo ya descrito. Respecto a este punto es conveniente aquí mencionar que según Sparks *et al.* (2008), la deformación actualmente observada en el área del volcán Uturuncu se debe a intrusión de magma a profundidades de entre 17 y 30 km.

La presencia de una zona caliente y del APMB a ella asociado debería necesariamente tener una expresión superficial en forma de flujo calórico. Según los datos expuestos en Henry y Pollack (1988), el flujo calórico en la Puna norte y el Altiplano boliviano alcanza entre 90 y 110 mW/m<sup>2</sup>, siendo éstos los valores más altos en los Andes Centrales. Asociado a este flujo calórico se presenta una notable disminución del espesor elástico de la litósfera. Tassara y Yáñez (2003) realizaron un estudio integral de este parámetro a lo largo de los Andes Centrales, el cual sirve como indicador de la rigidez de la corteza. Sus resultados indican que entre los 15 y 23° de latitud sur el espesor elástico disminuye abruptamente desde 70 km en la fosa hasta 5 km al oeste de la Cordillera Occidental, y que este valor (extremadamente bajo) se mantiene constante hasta el centro de la Cordillera Oriental, donde comienza a aumentar nuevamente, también en forma abrupta.

Explicar las causas que provocan el aumento generalizado de las isotermas necesario para provocar la fusión parcial en niveles tan altos de la corteza es un tema que se aleja de las posibilidades de este trabajo de tesis. Sólo mencionaremos que existen varias hipótesis, de las cuales las principales son: a) por fuerte engrosamiento cortical e intrusión masiva de basaltos en la corteza, como respuesta al aumento de velocidad de subducción hacia los 12-10 Ma (ver discusión en de Silva, 1989a); b) delaminación de la corteza inferior entre los 13 y 10 Ma, hecho que habría provocado el reemplazo de dicha corteza por astenósfera caliente (de Silva *et al.*, 2006; Kay *et al.*, 2008).

*Diferenciación textural y mineralógica de los magmas.* En la Puna y el Altiplano los magmas generados en la zona caliente pueden tener distintas historias de ascenso desde el área fuente hasta su emplazamiento final.

Por un lado, los bolsones de magma pueden ascender hasta niveles de la corteza superior, donde se estacionan y contribuyen, junto a otros bolsones de magma, a formar grandes cámaras magmáticas de dimensiones batolíticas (de Silva *et al.*, 2006). Estas

cámaras magmáticas alojan los magmas que más tarde formarán las grandes ignimbritas del Altiplano. En estas cámaras magmáticas, situadas aproximadamente entre 4 y 8 km de profundidad (de Silva *et al.*, 2006; Soler *et al.*, 2007), los magmas homogeneizarían sus contenidos de elementos traza y de las TR, y sus relaciones isotópicas; asimismo, todo su contenido sólido comenzaría a reequilibrarse según las nuevas condiciones de presión y temperatura, comenzarían un proceso de cristalización fraccionada, y se enriquecerían en volátiles. El enriquecimiento en volátiles y/o el aporte de fluidos desde las rocas de caja permitirían en algunos casos la cristalización de anfíbol.

En el caso de la Ignimbrita Vilama, Soler (2005) y Soler *et al.* (2007) modelaron una cámara magmática de forma plana, de aproximadamente 800 km<sup>2</sup> de área y 4 km de espesor, emplazada a una profundidad de entre 4 y 12 km, formada por la intrusión de diversas parcelas de magma. Dentro de ella los magmas lograron una homogeneización bastante eficiente (*cf.* Soler, 2005), según lo indican las constantes relaciones  $(La/Yb)_N$  de 18-20,  $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$  de 0,7145-0,7153, y  $\epsilon Nd$  de -9,2 a -9,5.

Los magmas también podrían ascender directamente desde la zona caliente hacia la superficie, lo suficientemente rápido como para que su ensamble mineralógico no pueda reequilibrarse. Para ser rápido, el ascenso debería ser esencialmente a través de fracturas.

En su ascenso estos magmas dacíticos podrían interceptar cámaras magmáticas situadas por encima de las grandes cámaras magmáticas, probablemente diferenciados y/o desprendimientos de las mismas. Este tipo de interacción podría tener varias alternativas de desarrollo.

*Características geoquímicas de los magmas.* La amplia mayoría de las rocas eruptadas en la región desde el comienzo del Mioceno tardío son dacitas calcoalcalinas de alto potasio, ligeramente peraluminosas. Entre ellas se halla un grupo cuyos magmas se considera que ascienden en forma bastante rápida desde su fuente hasta la superficie, conservando a grandes rasgos sus características originales: las *dacitas negras*. Estas rocas se caracterizan por tener un ensamble mineralógico anhidro de composición norítica, hecho que contrasta notablemente con su matriz riolítica.

De acuerdo a Patiño Douce (1999), es posible considerar a la mineralogía norítica presente en las dacitas como fases peritéticas producidas por la interacción de basaltos con rocas corticales. Entre otros, menciona como ejemplo a los cumulos gabronoríticos y piroxeníticos híbridos cuya formación es simultánea con magmas calcoalcalinos. Señala que

estas rocas, de textura ígnea y cuya composición isotópica indica contribución cortical, no representan la composición de un fundido, sino que son cumulos de fases sólidas formadas por reacción de basaltos con rocas corticales. Estas hipótesis están sustentadas por estudios experimentales de fusión parcial (ver reseña en Patiño Douce, 1999): en metagrauvas (compuestas por biotita y plagioclasa, sin aluminosilicato\*) con #Mg entre 40 y 60, la mineralogía residual a presiones menores a 10 Kb está dominada por ortopiroxeno y plagioclasa; en granitoides calcoalcalinos con hornblenda y cuarzo, el ensamble peritético a presiones menores a 5 Kb está dominado por plagioclasa rica en calcio y ortopiroxeno.

En las *dacitas negras* se destaca la composición extremadamente básica de la plagioclasa, y enriquecida en hierro del ortopiroxeno. Estas características indican una tendencia toleítica. Dado que esta mineralogía está asociada a los magmas mantélicos y/o a su interacción con la corteza, el carácter toleítico debería asociarse a los magmas originados en el manto astenosférico. Tal como se explicó en el capítulo “Geoquímica”, esta tendencia estaría controlada principalmente por la distancia al arco, y en menor medida por una probable diferencia geoquímica de la corteza. La mayor distancia al arco implica que los magmas mantélicos se generan a través de la adición de una menor proporción de fluidos derivados de la deshidratación de la placa subductante, y que dichos fluidos afectan a una cuña astenosférica que ha sido necesariamente menos afectada por fusión parcial que la astenosfera situada más al oeste (inmediatamente por debajo del eje del arco volcánico). La corteza también sería distinta, ya que en el eje del arco estaría compuesta por una alta proporción de intrusivos de tipo I, mientras que hacia el este comprendería mayor proporción de rocas metapelíticas.

La conjunción de ambos factores controlaría entonces la afinidad “toleítica” o de “intraplaca” que caracteriza a la mineralogía de los magmas generados por debajo de la zona caliente de la Puna norte y del Altiplano. Esta característica también puede observarse en las rocas, dado que: a) generalmente se trabaja con análisis de roca total; b) la mineralogía de alta presión se disuelve parcial o totalmente durante su ascenso hacia la superficie, contaminando al fundido. De esta manera, el carácter toleítico señalado define una zona de transición entre los ambientes de arco y de intraplaca dentro del contexto geotectónico de los Andes Centrales a la latitud de la Puna norte y el Altiplano.

*Implicancias regionales.* La erupción de lavas del tipo *dacitas negras* ha sido reiterativa en

---

\* Los xenolitos en las rocas del cerro Salle probablemente sean de este tipo.

la Puna norte y el Altiplano desde el Mioceno medio hasta el Pleistoceno. Esto podría indicar que estamos en presencia de un mecanismo genético y eruptivo de nivel regional. Utilizando en parte las nuevas hipótesis de de Silva *et al.* (2006), es posible sugerir que muchas de las lavas eruptadas *después* de los eventos ignimbríticos de gran escala (mejor encuadrados en modelos de *Depresiones Volcano-Tectónicas* en vez de los modelos clásicos de calderas tipo *Valles*, ver de Silva *et al.* 2006) no serían necesariamente los restos de las cámaras magmáticas someras que alojaron a las ignimbritas. Por el contrario, serían magmas que ascienden desde fuentes en la corteza media y que atraviesan las cámaras que contienen los magmas ignimbríticos (cuasi congeladas) sin mezclarse (¿o mezclándose en cierta medida?), ya sea *antes o después* que empiecen a erupirse las ignimbritas.

Este modelo ya ha sido delineado por Trumbull *et al.* (1999), y en menor medida por de Silva *et al.* (2006). El primero lo utiliza para explicar la contaminación de los magmas de arco con magmas corticales (los primeros cruzan durante su ascenso a los segundos).

Durante su ascenso las *dacitas negras* se contaminarían con rocas corticales (evidenciado por fusión de xenolitos), con magmas estacionados en la corteza superior (con ensambles mineralógicos equilibrados en presiones bajas), con fundidos anatéticos, y/o mediante “autocontaminación” con material proveniente de la disolución de su propio ensamble gábrico. El emplazamiento de estos magmas no tendría patrón definido ni estaría controlado por estructuras caldéricas o depresiones volcano-tectónicas, ya que parece ser aleatorio. La distribución de los centros eruptivos de *dacitas negras* posiblemente indique la extensión de la zona caliente en la región, en la cual se originan (Fig. 124).

En el caso de que las *dacitas negras* interaccionen en su ascenso con magmas estacionados en cámaras magmáticas en proceso de enfriamiento (por ejemplo magmas del tipo Dacita Khastor, o *mushes* altamente cristalinos en proceso de consolidación), pueden brindar a las mismas energía suficiente para gatillar una erupción. Asimismo pueden mezclarse, como es el caso de la Ignimbrita Salle y la Dacita Khastor.

### **3.1-Modelo petrogenético general**

La figura 125 ilustra un esquema que resume las ideas expuestas en este capítulo, a manera de modelo petrogenético.



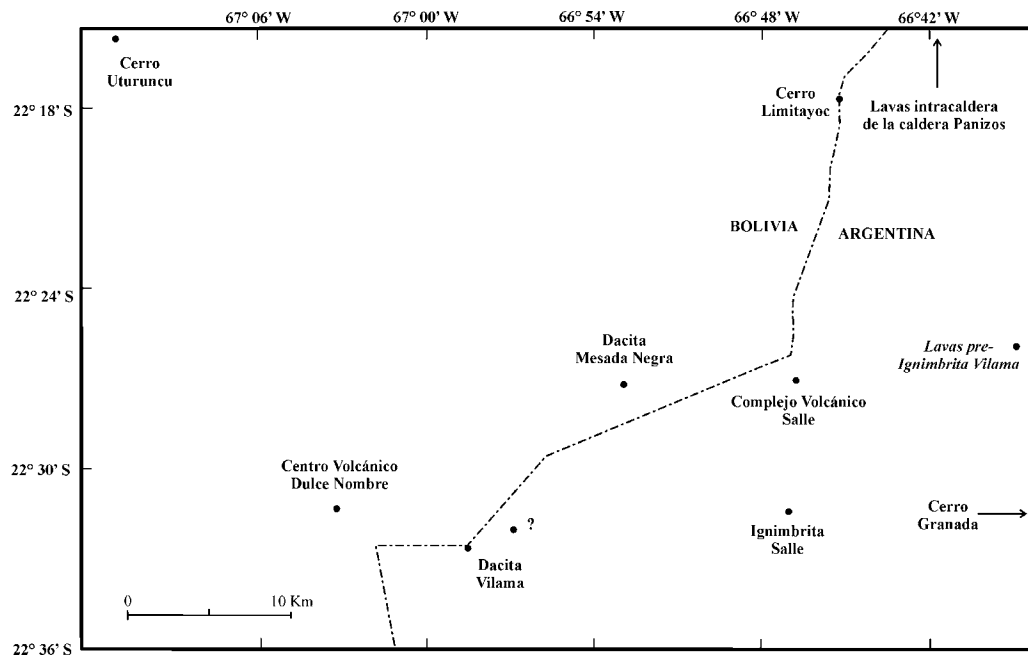


Fig. 124: Localización de centros eruptivos en los cuales se identifican *dacitas negras*. Es posible que otros centros del Complejo Volcánico Loromayu estén integrados en parte por este tipo de roca. Como se observa, dicha litología no es exclusiva de la caldera Vilama sino que tiene una distribución areal mayor.

Como conclusión de este trabajo de tesis, se considera que los magmas que dieron origen a las rocas dacíticas de la región estudiada son el producto de la interacción, dentro de una zona caliente, entre fundidos astenosféricos y rocas de la corteza. Dicha interacción generaría, a través de la cristalización parcial de los fundidos astenosféricos y la fusión parcial de las rocas adyacentes, un magma integrado por un fundido riolítico metaluminoso y por una fase cristalina (cumulática o residual) de composición gabro-norítica. Dado que dicho tipo de cumulos se forma por la interacción entre magmas básicos y rocas corticales metasedimentarias (ver Pág. 292) a presiones menores a 10 Kb, se considera que la zona de generación de los magmas estaría ubicada a profundidades de entre 20 y 30 km aproximadamente.

Las rocas que sufren fusión parcial en la zona caliente serían una mezcla bastante homogénea de rocas corticales (principalmente metapelitas), de rocas básicas cristalizadas a partir de magmas astenosféricos residuales, y de cumulos generados por eventos previos. En otras palabras, este proceso generaría un magma con un contenido cristalino principalmente cumulático y un fundido probablemente sobrecalentado, con fuerte

desequilibrio entre sí –una *dacita negra*. Los grandes volúmenes de fundidos parciales serían posibles gracias a la elevación generalizada de las isothermas en la corteza de los Andes Centrales, propia del Mioceno tardío.

Una vez acumulada cierta cantidad de magma, el mismo coalesce en forma de bolsones y de esta manera asciende hacia la corteza superior. Estos magmas pueden estacionarse en niveles someros de la corteza (en forma de cámaras magmáticas subvolcánicas o bien contribuyendo a formar grandes acumulaciones de magma –proto-batolitos–), o bien ascender directamente hasta la superficie.

Dentro de las cámaras magmáticas de la corteza superior los magmas sufren procesos de asimilación y cristalización fraccionada. La mineralogía gábrica se reequilibra según las nuevas condiciones de presión y temperatura, y en general desaparece casi por completo. Las relaciones de TR e isotópicas también se homogeneizan. Los bordes y techo de estas cámaras magmáticas serían los lugares donde hay más interacción con la corteza superior, y así se generarían diferenciados riolíticos e incluso fundidos anatócticos.

Los magmas que por alguna causa ascienden rápidamente hacia la superficie sin interactuar con los proto-batolitos, pueden llegar a la superficie con una mínima contaminación, o bien interactuar con cámaras magmáticas pequeñas antes de alcanzar la superficie.

En los casos en que se observa mezcla entre magmas mantélicos y dacíticos, tales como las rocas del Complejo Volcánico Loromayu y el volcán Uturuncu, es evidente que el magma mantélico (¿fundido astenosférico puro, o fundido residual de su cristalización parcial en la zona caliente?) pudo llegar a la superficie a través de mezcla mecánica con una dacita. Este proceso implicaría, o bien que los volúmenes de magma mantélico fueron muy importantes, o que tuvieron la energía necesaria para alcanzar niveles de la corteza superior para allí mezclarse con dacitas.

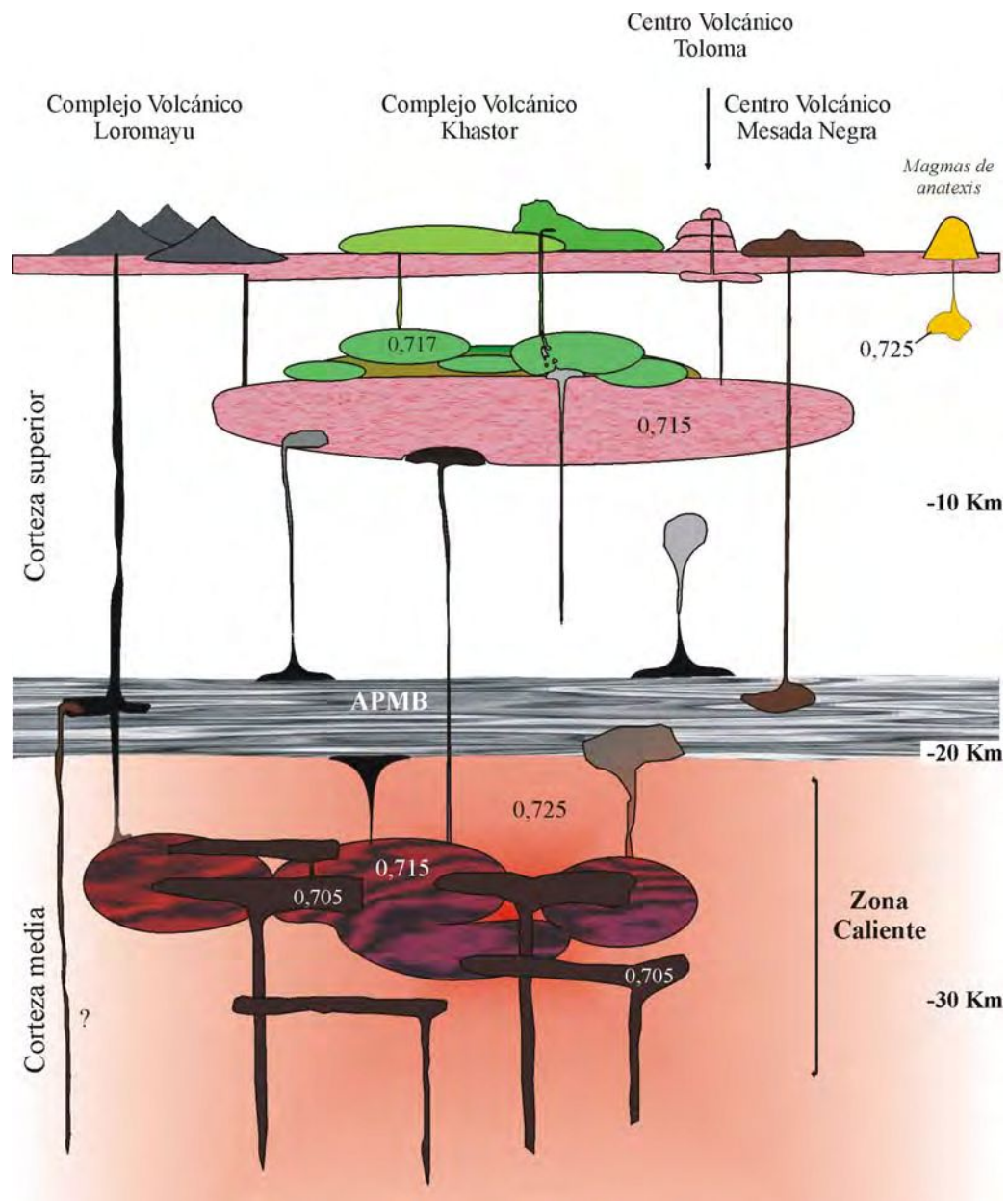


Fig. 125: Esquema (no se respetan escalas ni dimensiones) que resume las ideas expuestas en este capítulo. (Los valores isotópicos de Sr son ilustrativos del tipo de magmas presentes en la región, y no reflejan directamente análisis alguno; en el caso de los magmas astenosféricos, podrían llegar a ser mayores que 0,705. Por su parte la mención de los magmas de anatexis es meramente ilustrativa, ya que rocas con esa génesis no se han hallado en la zona estudiada.) Obsérvese que el límite entre las secciones media y superior de la corteza sirve de barrera a gran parte de los magmas ascendentes, generándose de esta forma un reservorio de magma de escala regional (APMB). Nótese asimismo el gran reservorio de magmas que representan las cámaras magmáticas que dan origen a las grandes ignimbritas del Altiplano, y la diferenciación que dichos magmas pueden sufrir en las partes más altas de dichas cámaras. Otros detalles se mencionan en el texto.

## **3.2-Descripción de casos particulares**

### **3.2.1-Magmas producto de fusión parcial de la corteza**

De acuerdo a Patiño Douce (1999), los leucogranitos peraluminosos (en el sentido de su composición de elementos mayores) son las únicas rocas que representan fundidos corticales puros. Estas rocas se forman mediante fusión por deshidratación de metasedimentos ricos en muscovita, generalmente durante la rápida descompresión adiabática producida por el colapso tectónico de cinturones orogénicos engrosados. La geoquímica de elementos mayores de este tipo de rocas está caracterizada por el enriquecimiento en SiO<sub>2</sub> y álcalis, y por el empobrecimiento de Ti, Fe y Mg (suma de TiO<sub>2</sub>, FeO<sub>T</sub> y MgO generalmente menor a 2). Por su parte, la mineralogía está caracterizada por la presencia de fases ricas en aluminio.

De acuerdo a su composición riolítica y al carácter verdaderamente peraluminoso del fundido que forma su matriz vítrea, el *Domo riolítico* del Complejo Volcánico Salle podría considerarse un magma generado por fusión parcial de rocas de la corteza. No obstante, su contenido de TiO<sub>2</sub>, FeO y MgO es similar al de otras unidades en la región. También se destaca la ausencia de minerales aluminosos. Todo esto sugiere que en realidad estaríamos en presencia de un magma evolucionado a partir de un magma riodacítico comparable al de la Dacita Khastor y/o de la Ignimbrita Salle.

### **3.2.2-Mezcla de magmas**

Los fenómenos de mezcla de magmas forman sistemas de escaso volumen en comparación con los sistemas más típicos de la zona estudiada. Los casos descritos en este trabajo son la Dacita Pululus, la dupla Dacita Khastor-Ignimbrita Salle, las *Lavas intermedias* del Complejo Volcánico Salle, las lavas del Complejo Volcánico Loromayu situadas por debajo del cerro Puntas Negras, y el Centro Volcánico Puntas Negras.

El caso observado en la Dacita Pululus no ha sido estudiado en profundidad. En esta unidad se encontraron enclaves microgranulares de composición fenoandesítica con textura diktytaxítica. La intrusión de magma básico que indican estos enclaves podría considerarse como posible causa de la intrusión de la Dacita Pululus, y de esta manera de la formación del domo resurgente de la caldera Vilama.

La mezcla de los magmas de la Dacita Khastor (*Lavas marrones*) y la Ignimbrita Salle es evidente en primer lugar por las similitudes litológicas, fácilmente observables a

nivel microscópico. Por su parte, la geoquímica de roca total y mineral refuerza la correlación petrográfica, dado que las composiciones son similares.

En las *Lavas intermedias* del Complejo Volcánico Salle se hallan abundantes enclaves de una roca de composición similar a la de su encajante, pero con diferencias importantes en ciertos elementos mayoritarios y traza (en especial de las TR). A nivel petrográfico se observa que la mineralogía fenocrystalina del encajante estaba compuesta por plagioclasa (límpida y con cribado grueso), biotita, cuarzo y ortopiroxeno, mientras que en el magma de los enclaves por plagioclasa límpida, anfíbol, ortopiroxeno y clinopiroxeno. La geoquímica mineral indica en forma clara la mezcla: en el encajante la plagioclasa es  $An_{46-57}$  y  $An_{66-88}$  y el ortopiroxeno  $En_{41-48}$ , mientras que en los enclaves  $An_{65-69}$  y  $En_{74-81}$ . Asimismo, la composición de las plagioclasas originales en la lava hospedante muestra un proceso de mezcla previo.

En el Complejo Volcánico Loromayu la composición de los enclaves es ligeramente más básica y aluminosa que la de su encajante, y el contenido de Y bastante mayor. La petrografía indica que la mineralogía fenocrystalina del encajante estaba compuesta por plagioclasa, ortopiroxeno, biotita y cuarzo, mientras que en el magma de los enclaves por olivina y ortopiroxeno. La presencia de olivina en los enclaves de esta unidad permite afirmar que dicho magma tiene origen mantélico.

Los casos mencionados pueden separarse en dos grandes grupos: mezcla de magmas con diferencia composicional contrastante, y mezcla de magmas de composición similar. El primer caso es el más típico y mejor descrito en la literatura (*e.g.*, Stimac y Pearce, 1992; Tepley III *et al.*, 1999). El segundo (al cual en este caso podríamos llamar *dacita en dacita*) no ha sido puesto de manifiesto de la manera en que se hace en este trabajo. La importancia que radica en este segundo caso es que se trata de un proceso que ha sido reiterativo entre el Mioceno tardío y el Pleistoceno en la Puna y el Altiplano, probablemente controlado por el extremo espesor de la corteza y por la fertilidad de su sección media para producir magmas.

### **3.2.3-Asimilación**

Ya se demostró en el capítulo “Petrografía” que los magmas de algunas de las unidades estudiadas han tenido la capacidad de fundir parcialmente a rocas de la corteza superior, y que han dispersado en su interior el residuo refractario de dicho proceso de fusión. En este capítulo intentaremos cualificar los términos involucrados en el proceso de contaminación, para sentar las bases de una futura cuantificación de dicha contaminación.

Los dos tipos litológicos de xenolitos reconocidos podrían relacionarse con dos niveles estructurales en donde se produjo la fusión parcial. En primer lugar, los xenolitos de plagioclasa + biotita ± hercinita ± fibrolita. Estas rocas serían el resto (al momento de la erupción) de la fusión parcial de metamorfitas (probablemente gneises) de la corteza media y corteza superior baja, y habrían aportado al magma un fundido ácido peraluminoso rico en agua. En segundo lugar, los xenolitos de cuarzo + feldespato potásico ± sillimanita ± corindón. Estas rocas serían niveles de sedimentitas ordovícicas de la parte más alta de la corteza superior que sufrieron un bajo grado de fusión parcial, y habrían aportado al magma prácticamente sólo sílice.

Con respecto a la identificación de la contaminación por asimilación a través de los análisis geoquímicos, es necesario primero considerar ciertos aspectos. Dado que los xenolitos macroscópicos son evitados durante la preparación de las muestras, sólo influiría en el resultado final el material microxenolítico. Como éste no supera el 1 %, es a primera vista lógico pensar que su influencia en el producto final es insignificante. Sin embargo, el tamaño de dicho material sugiere que la fusión parcial que sufrieron los xenolitos fue lo suficientemente importante como para lograr desmembrarlos hasta tamaños microscópicos. A partir de esto se concluye que la contaminación por asimilación ha sido importante en algunas de las unidades estudiadas, y que el producto final de la mezcla entre el magma asimilante y la roca asimilada puede observarse a través de los análisis de roca total. Cuál es el porcentaje de fusión de la roca, y por otra parte cuánta roca de caja fue incorporada en el magma, serían los dos interrogantes principales a resolver.

De acuerdo a esta hipótesis, dentro del grupo de las *dacitas negras* el magma menos contaminado debería ser aquél cuyo contenido de SiO<sub>2</sub> sea más bajo. Esto se observa en la *Dacita Mesada Negra* y en las *Lavas inferiores* del Centro Volcánico Vilama. Estas rocas tienen 64 a 65 % de SiO<sub>2</sub> y muy pocos xenolitos, mientras que las rocas del Complejo Volcánico Salle e Ignimbrita Salle tienen hasta 3 % más de SiO<sub>2</sub> y mayor contenido de xenolitos.

Para modelar la asimilación se podría realizar una mezcla binaria entre una *dacita negra* y una roca metamórfica de grado medio a alto de la Puna norte con nula o escasa fusión parcial.

### 3.2.4-Una gran cámara magmática por debajo del domo resurgente

El sistema de mezcla Dacita Khastor-Ignimbrita Salle merece una descripción especial, dadas las importantes connotaciones que conlleva referentes a la geología de la caldera Vilama. Este sistema sería evidencia de la presencia de una cámara magmática de grandes dimensiones por debajo del domo resurgente, aunque no relacionada a la cámara magmática que alojó la Ignimbrita Vilama. Como ya se mencionó, la presencia del mismo magma en ambas unidades (la conjunción entre características petrográficas y geoquímicas de los minerales y vidrio sería el mejor indicador, sobre todo en las plagioclasas, que muestran correlación entre tipo de cribado y composición) sugiere su proveniencia desde un reservorio común, y el hecho de haberse depositado en sendos bordes estructurales de la caldera sugiere mecanismos eruptivos y/o un *timing* de erupción equivalente. Sin embargo, el emplazamiento conjunto de ambos es difícil de modelar con los datos disponibles, dado que no existen argumentos que permitan definir cuál de los magmas intruyó al otro y le otorgó la energía necesaria para erupcionar. De acuerdo a las hipótesis presentadas como modelo petrogenético y evolutivo, podríamos considerar como hipótesis más probable que el magma de la Ignimbrita Salle (una *dacita negra* algo contaminada por asimilación) se intruyó en una cámara magmática de dimensiones considerables. Esta cámara magmática habría estado estacionada por encima de la cámara magmática donde se alojó la Ignimbrita Vilama. El emplazamiento del magma de la Ignimbrita Salle dentro de dicha cámara magmática posiblemente ocurrió en el extremo sur de la caldera, lugar en donde se emplaza la Ignimbrita Salle. La intrusión o la erupción de este magma habría desestabilizado el equilibrio inestable de la caldera, y de esta manera provocado la reactivación de su borde estructural oeste.

Por último, la cámara magmática del sistema mezcla Dacita Khastor-Ignimbrita Salle debería considerarse como un sistema magmático independiente de la cámara magmática de la caldera Vilama.





## Síntesis y Conclusiones

Se realizó un estudio petrológico de un conjunto de centros volcánicos que se consideraban integrantes de la Etapa de Postcolapso de la caldera Vilama, hipótesis de trabajo basada principalmente en la estrecha relación espacial de los mismos respecto del domo resurgente de la caldera. Para ello se emplearon distintas metodologías dentro del ámbito de la Petrología de rocas volcánicas, cada una de las cuales brindó datos que en algunos casos resultaron favorables mientras que en otros fueron infructuosos para la solución del problema planteado. Los métodos más adecuados resultaron la datación absoluta y relativa de las unidades volcánicas, que permitieron una rápida separación de las unidades con posibilidad de pertenecer a la Etapa de Postcolapso (lapso 8,5-7,3 Ma) de aquellas que más probablemente formaran parte de sistemas magmáticos con evoluciones distintas, previas o posteriores a las del sistema de la caldera Vilama. Otros métodos que resultaron muy útiles fueron el microanálisis con microsonda electrónica y la determinación de relaciones isotópicas de elementos radiogénicos. El primero permitió identificar diferencias y similitudes composicionales en minerales tanto dentro de una misma unidad como entre unidades aparentemente similares, hecho que contribuyó a la delimitación de tipos petrológicos de alcance regional. El segundo contribuyó a la tipificación de la fuente de los magmas.

El estudio petrográfico permitió identificar tres tipos litológicos principales dentro de las unidades del lapso 8,5-7,3 Ma. Ellos son las *Lavas grises* del Complejo Volcánico Khastor, las *dacitas negras* (e.g. la Dacita Mesada Negra), y varias unidades de escaso volumen, de las cuales la principal es el Centro Volcánico Toloma. El primero son *riodacitas* con plagioclasa límpida, cuarzo escasamente resorbido, y biotita fresca; el segundo son dacitas vítreas con plagioclasa y ortopiroxeno fuertemente cribados, con escasos cristales de biotita deshidratada y cuarzo resorbido; el tercero son dacitas con alta proporción de cristales, compuestas por plagioclasa generalmente límpida, biotita, cuarzo, y piroxenos. De estos tres tipos, el que más se asemeja a la Ignimbrita Vilama, en cuanto a mineralogía y texturas, es el mencionado en tercer lugar. Por su parte los otros dos tipos muestran notables diferencias mineralógicas y texturales, e incluso el de las *dacitas negras* aparece por fuera de los límites de la caldera Vilama y en centros volcánicos de edad diversa.

La Geoquímica de los ETR también hizo un aporte decisivo a la cuestión

petrogenética, ya que fue el primer indicio de que dentro del grupo de unidades del lapso 8,5-7,3 Ma había participación de distintos magmas. Por el contrario, la Geoquímica de elementos mayores y principales elementos traza –con mínimas diferencias de comportamiento y hasta monótona a lo largo de toda la región– sugirió una hipótesis inicial de diferenciación por cristalización fraccionada que, de no ser por los estudios posteriores, habría llevado a conclusiones absolutamente erróneas. No obstante, este comportamiento se debe a procesos genéticos cuya identificación posibilitó la construcción de un modelo petrogenético que explica satisfactoriamente gran parte de las características de las rocas volcánicas de la Puna norte y el Altiplano. Por su parte, los datos isotópicos de Sr y Nd permiten rechazar la hipótesis de mezcla mecánica entre magmas mantélicos y corticales puros, ya que indican que la fuente de los magmas involucrados tiene valores isotópicos bastante uniformes e intermedios ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$  de 0,713 hasta 0,716, y  $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$  de -9,9 hasta -11).

El modelo petrogenético elaborado considera que los magmas dacíticos de la región estudiada se generan en una zona caliente a profundidades de 20 a 30 km, mediante la interacción entre fundidos originados a mayor profundidad (en el manto astenosférico y/o en una zona de MASH en la corteza inferior) y rocas de la corteza. Como resultado de dicha interacción se producirían magmas integrados por fundido metaluminoso y una fracción cristalina cumulática de composición gabro-norítica. Estos magmas hipotéticos están caracterizados por el fuerte desequilibrio químico entre sus fracciones sólida y líquida, y estarían representados en superficie por las *dacitas negras*. Sin embargo, el caso más común para estos magmas sería que se estacionen en cámaras magmáticas gigantes –proto-batolitos– en la corteza superior. Dentro de estas cámaras los magmas continuarían cristalizando, al mismo tiempo que su mineralogía gabro-norítica se reequilibraría según las nuevas condiciones de presión y temperatura. De esta manera se formaría el tipo litológico representado por la Ignimbrita Vilama y las unidades que se asignan a la Etapa de Postcolapso de la caldera Vilama. Una vez llegados a estar inmóviles debido a la elevada fracción cristalina, los magmas de los proto-batolitos podrían verse afectados por procesos de separación de su fracción líquida, generando así *riodacitas* pobres en cristales.

Teniendo en cuenta el Modelo Petrogenético desarrollado se ha podido interpretar la **historia evolutiva de la caldera Vilama**. Así, se considera que en forma previa a la erupción de la Ignimbrita Vilama se emplazaron en la región varias unidades lávicas e ignimbríticas no relacionadas con su cámara magmática. No obstante, y de acuerdo al modelo petrogenético elaborado en este trabajo, es posible atribuir muchas de ellas a una

misma área fuente en la corteza media.

Poco después de la erupción de la Ignimbrita Vilama, y probablemente en forma concomitante con la intrusión de la Dacita Pululus, se formó el domo resurgente de la caldera Vilama. La Dacita Pululus es probablemente el mejor representante del magma restante en la cámara magmática de la Ignimbrita Vilama tras su erupción, dadas sus similitudes petrográficas, geoquímicas e isotópicas con la Ignimbrita Vilama. De acuerdo a la presencia de enclaves microgranulares máficos en esta unidad, se podría considerar que la cámara magmática de la caldera fue alimentada por una nueva inyección de magma, que en parte la revitalizó (¿y produjo el domo resurgente?). No obstante, esta hipótesis debe ser investigada con mayor profundidad.

Junto a la Dacita Pululus se agrupa a las rocas del Centro Volcánico Toloma y de la Dacita Río Blanco. Estas tres unidades pueden considerarse pertenecientes a la Etapa de Postcolapso de la caldera Vilama, cuya duración se estima entre los 8,5-8,4 y  $8,1 \pm 0,2$  Ma, esto es, cerca de 500.000 años.

Durante la Etapa de Postcolapso, o bien inmediatamente después, erupcieron a través de los bordes estructurales norte y sur las unidades Complejo Volcánico Khastor e Ignimbrita Salle, respectivamente. Las *Lavas grises* del Complejo Volcánico Khastor se consideran como un magma diferenciado de la cámara de la Ignimbrita Vilama, que en primer lugar se habría separado a manera de riolita pobre en cristales y luego estacionado y continuado cristalizando. La causa de la erupción del Complejo Volcánico Khastor se atribuye a la intrusión del magma de la Ignimbrita Salle dentro de su cámara magmática.

El resto de las unidades emplazadas en la zona de trabajo, tanto dentro como fuera de los límites estructurales de la caldera Vilama, son consideradas como unidades de postcaldera, *i.e.* no relacionadas al ciclo de la caldera Vilama. A pesar de que algunas de ellas se emplazaron durante el mismo tiempo en que se desarrollaba la Etapa de Postcolapso, consideramos que las diferencias petrográficas, geoquímicas e isotópicas son suficientemente claras para distinguir las como relacionadas a magmas que ascendieron a la superficie desde fuentes profundas situadas por debajo de la cámara magmática de la Ignimbrita Vilama. Dicha cámara magmática habría estado cuasi congelada poco tiempo después de su erupción, razón por la cual los magmas posteriores no se mezclaron dentro de ella sino que simplemente la atravesaron a través de fracturas.

Como corolario de este trabajo, y teniendo en cuenta un punto de vista regional, surge una conclusión general y en gran parte abarcativa de la información expuesta. Las

rocas dacíticas mioceno-cuaternarias de la Puna norte y el Altiplano tienen características mineralógicas y geoquímicas propias y hasta exclusivas (escasez o ausencia de anfíbol, pobreza en el ensamble mineralógico, empobrecimiento de elementos LIL y enriquecimiento de elementos HFS respecto de las rocas en el frente del arco, mayor contenido de TR medias, entre otras), que permiten diferenciarlas de otras rocas dacíticas de arcos volcánicos e incluso del arco volcánico mioceno-cuaternario principal de los Andes Centrales. Pocos trabajos previos hicieron hincapié en dichas diferencias, a las cuales en este trabajo se ha tratado de destacar. Tales características, que en muchos casos parecen irrelevantes, serían consecuencia de por lo menos dos factores generales de carácter principal: la lejana situación de la Puna y el Altiplano respecto del frente del arco volcánico, y el extremo flujo calórico que caracteriza a la región. El primer factor controla el escaso aporte de fluidos al manto astenosférico por debajo de la región, y es causa de que se generen fundidos parciales mediante bajas tasas de fusión, que dichos fundidos parciales tengan baja proporción de volátiles, y que finalmente dichos volátiles no sean una parte fundamental de los magmas que erupcan los volcanes. El segundo factor permite que una extensa sección de la corteza media pueda sufrir una generalizada fusión parcial. Así, la conjunción de ambos factores permite la ocurrencia de hechos poco frecuentes y no fácilmente explicables dentro del contexto de la petrología, *e.g.* la fusión parcial de los minerales en su propio magma, la presencia de bitownita flotando en un fundido riolítico, o la extrusión de grandes volúmenes de magma altamente viscoso a través de conductos centrales o fracturas. Continuar estudiando éstos u otros fenómenos permitirá no sólo conocer las causas intrínsecas que generan a los mismos, sino también conocer mecanismos petrogenéticos que de otra manera seguramente pasarían inadvertidos ante nuestros ojos.

## Referencias

- Ahlfeld, F., 1945. Geología de los yacimientos de estaño madera de Macha (Bolivia) y de yacimientos similares del noroeste argentino. *Notas del Museo de La Plata*, 10: 1-36. La Plata.
- Ahlfeld, F., 1946. Investigaciones geológicas en la provincia Sud Lípez. *Cuadernos del Instituto de Mineralogía y Geología, Universidad Nacional de Tucumán*, 4 (15): 149-162.
- Ahlfeld, F., 1948. Estudios geológicos de yacimientos minerales de la provincia de Jujuy. Universidad Nacional de Tucumán, Instituto de Geología y Minería. Publicación N° 455.
- Ahlfeld, F., 1972. Geología de Bolivia. Editorial Los Amigos del Libro, 190 p. La Paz.
- Ahlfeld, F. y Branisa, L., 1960. Geología de Bolivia. Instituto Boliviano del Petróleo, 245 p. La Paz, Bolivia.
- Aldanmaz, E., 2006. Mineral-chemical constraints on the Miocene calc-alkaline and shoshonitic volcanic rocks of western Turkey: disequilibrium phenocryst assemblages as indicators of magma storage and mixing conditions. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 15: 47-73.
- Allmendinger, R.W., Jordan, T.E., Kay, S.M. e Isacks, B.L., 1997. The evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 25: 139-174.
- Almendras A., O., Baldellón P., E.G. y García M., H., 1996a. Carta Geológica de Bolivia: Hoja Laguna Busch/Intihuasi (6126/6226), Escala 1:100 000. Servicio Geográfico Militar, Serie I-CGB-42, Servicio Nacional de Geología y Minería. La Paz, Bolivia.
- Almendras A., O., Baldellón P., E.G. y García, H.M., 1996b. Evolución del centro volcánico Loro Mayu. XII Congreso Geológico de Bolivia, Memorias: 781-785. Tarija, Bolivia.
- Andersen, D.J., Lindsley, D.H. y Davidson, P.M., 1993. QUILF: a Pascal program to assess equilibria among Fe-Mg-Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz. *Computers and Geosciences*, 19 (9): 1333-1350.
- Anderson, J.L., 1996. Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh (Earth Sciences)*, 87: 125-138.
- Anderson, J.L. y Smith, D.R., 1995. The effect of temperature and  $fO_2$  on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80: 549-559.
- Annen, C., Blundy, J.D., y Sparks, R.S.J., 2006. The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology*, 47: 505-539.
- AQUATER, 1979. Estudio del potencial geotérmico de la Provincia de Jujuy, República Argentina. Fase de reconocimiento. Secretaría de Estado de Minería, Contrato Saipen Argentina S.A.-Gobierno de Jujuy, 129 p. Jujuy (Inédito).
- Aragón, E. y Mazzoni, M., 1997. Geología y estratigrafía del complejo volcánico piroclástico del río Chubut medio (Eoceno), Chubut, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52 (3): 243-256.
- Arnosio, M., 2002. Volcanismo, Geoquímica y Petrología del Volcán Chimpa (24° LS - 66° LO), Provincia de Salta, República Argentina. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, 139 p. (Inédito).
- Bachmann, O. y Bergantz, G.W., 2003. Rejuvenation of the Fish Canyon magma body: a window into the evolution of large-volume silicic magma systems. *Geology*, 31 (9): 789-792.
- Bachmann, O., y Dungan, M.A., 2002. Temperature-induced Al-zoning in hornblendes of the Fish Canyon magma, Colorado. *American Mineralogist*, 87: 1062-1076.
- Bacon, C.R. y Hirschmann, M.M., 1988. Mg/Mn partitioning as a test for equilibrium between coexisting Fe-Ti oxides. *American Mineralogist*, 73: 57-61.
- Bahlburg, H., Breitzkreuz, C., Maletz, J., Moya, M.C. y Salfity, J.A., 1990. The Ordovician

- sedimentary rocks in the northern Puna of Argentina and Chile: New stratigraphical data based on graptolites. *Newsletters on stratigraphy*, 23: 69-89.
- Baker, M.C.W., 1977. Geochronology of upper Tertiary volcanic activity in the Andes of north Chile. *Geologisches Rundschau*, 66 (1): 455-465.
- Becchio, R., Lucassen, F., Kaseman, S., Franz, G. y Viramonte, J., 1999. Geoquímica y sistemática isotópica de rocas metamórficas del Paleozoico inferior. Noroeste de Argentina y Norte de Chile (21°–27°S). En: Colombo, F., Queralt, I. y Petrinovic, I. (Eds.), *Geología de los Andes Centrales Meridionales: El Noroeste Argentino*. *Acta Geológica Hispánica*, 34: 273–299.
- Beck, S.L. y Zandt, G., 2002. The nature of orogenic crust in the Central Andes. *Journal of Geophysical Research*, 107 (B10), 2230: 1-18.
- Bellman, R.N. y Chomnales, R., 1960. Estudio hidrogeológico del valle de Puesto Grande y sus posibilidades económicas. *Acta Geológica Lilloana*, 3: 191-226. Tucumán.
- Blake, S., 1990. Viscoplastic models of lava domes. En: Fink, J.H. (Ed.), *Lava flows and domes*. IAVCEI Proceedings in Volcanology. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, p. 88-126.
- Blundy, J., Cashman, K., y Humphreys, M., 2006. Magma heating by decompression-driven crystallisation beneath andesite volcanoes. *Nature*, 443: 76-79.
- Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. En: Henderson, P., (Ed.), *REE Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, p. 63-114.
- Brackebusch, L., 1883. Estudios sobre la formación petrolífera de Jujuy. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 5: 137-184. Buenos Aires.
- Brearley, A.J., 1987. A natural example of the disequilibrium breakdown of biotite at high temperature: TEM observations and comparison with experimental kinetic data. *Mineralogical Magazine*, 51: 93-106.
- Brüggen, J., 1950 *Fundamentos de la geología de Chile*. Instituto Geográfico Militar, Santiago de Chile. 347 p.
- Buisson, C. y Merle, O., 2002. Experiments on internal strain in lava dome cross sections. *Bulletin of Volcanology*, 64: 363–371.
- Burt, R.M., Cole, J.W. y Vroon, P.Z., 1996. Volcanic geology and geochemistry of Motuhora (Whale Island), Bay of Plenty, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 39: 565-580.
- Cabrera, A.L., 1976. Regiones fitogeográficas argentinas. En: *Enciclopedia Argentina de Agricultura y Jardinería*. Tomo 2, Fascículo 1. Editorial ACME, 2ª Edición. Buenos Aires.
- Cabrera, A.L. y Willink, A., 1973. *Biogeografía de América Latina*. Organización de los Estados Americanos, Washington.
- Caffe, P.J., 1999. Complejos volcánicos dómicos del Terciario superior de Puna Norte: sus implicancias magmatotectónicas y metalogenéticas. Tesis doctoral. Universidad Nacional de Córdoba, 421 p. (Inédito).
- Caffe, P.J., Trumbull, R.B., Coira, B.L. y Romer, R.L., 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*, 43 (5): 907-942.
- Caffe, P.J., Soler, M.M., Rodríguez, G., Coira, B. y Onoe, A.T., 2005. El Complejo Volcánico Pairique. Volcanismo peraluminoso tipo S en los Andes Centrales del Sur. 16º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 643–650. La Plata.
- Caffe, P.J., Soler, M.M., Coira, B., Cabrera, A.P. y Flores, P.I., 2007. Estratigrafía y centros eruptivos de la región de Pairique, Puna jujeña. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62 (2): 242-256.
- Caffe, P.J., Soler, M.M., Coira, B.L., Onoe, A.T. y Cordani, U.G., 2008. The Granada Ignimbrite: A compound pyroclastic unit and its relationship with Upper Miocene caldera volcanism in the northern Puna. *Journal of South American Earth Sciences*, 25: 464-484.

- Cahill, T. e Isacks, B., 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research*, 97 (B12): 17503–17529.
- Candela, P.A., 1997. A review of shallow, ore-related granites: textures, volatiles, and ore metals. *Journal of Petrology*, 38: 1619-1633.
- Castro, A., 2001. Plagioclase morphologies in assimilation experiments, implications for disequilibrium melting in the generation of granodiorite rocks. *Mineralogy and Petrology*, 71: 31-49.
- Catalano, L.R., 1930. Puna de Atacama (Territorio de los Andes). Reseña geológica y geográfica. Publicación N° 8, Departamento de extensión universitaria, Universidad Nacional del Litoral.
- Cesare, B., 1994. Hercynite as the product of staurolite decomposition in the contact aureole of Vedrette di Ries, eastern Alps, Italy. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116: 239-246.
- Cesare, B., 2000. Incongruent melting of biotite to spinel in a quartz-free restite at El Joyazo (SE Spain): Textures and reaction characterization. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139: 273-284.
- Clarke, G.L. y Powell, R., 1991. Proterozoic granulite facies metamorphism in the southeastern Reynolds Range, central Australia: geological context, *P-T* path and overprinting relationships. *Journal of Metamorphic Geology*, 9: 267-282.
- Clynne, M.A., 1999. A complex magma mixing origin for rocks erupted in 1915, Lassen Peak, California. *Journal of Petrology*, 40: 105-132.
- Coira, B., 1990. Ignimbritas y lavas dacíticas del Cenozoico superior de la Puna jujeña y sus contenidos anómalos en Sn, Sb, Bi, Ag y Au. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 299-302. San Juan.
- Coira, B. y Barbieri, M., 1989. Relaciones isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de vulcanitas cenozoicas (22°S – 24°30'S), Puna argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44: 78-88.
- Coira, B. y Caffè, P., 1995. Xenoliths hosted in andean cenozoic volcanic rocks as samples of northern Puna crystalline basement. Laurentian-Gondwanan connections before Pangea-Field Conference-IGCP Project 376: 10-11.
- Coira, B. y Kay, S.M., 1993. Implications of Quaternary volcanism at Cerro Tuzgle for crustal and mantle evolution of the Puna Plateau, Central Andes, Argentina. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113: 40-58.
- Coira, B. y Kay, S.M., 2004. Central Andean Plateau Ignimbrites in the Puna Back-arc Cenozoic Volcanic Province (PBCV). IAVCEI, General Assembly, Abstracts. Pucón, Chile.
- Coira, B., Caffè, P., Mahlburg Kay, S., Díaz, A., y Ramírez, S., 1996. Complejo Volcánico Vilama-Sistema caldérico del Cenozoico Superior en Puna, Jujuy. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas III: 603-620. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires.
- Coira, B., Caffè, P., Ramírez, A., Chayle, W., Díaz, A., Rosas, S., Pérez, A., Pérez, B., Orosco, O., Martínez, M., 2004. Hoja Geológica 2366-I/2166-III, Mina Pirquitas (1:250.000). Boletín 269. SEGEMAR, Buenos Aires, 123 p.
- Coira, B., Donnari, E., y Brodtkorb, M., 1984. Brecha mineralizada (Sb, Ag, Sn) del Complejo Volcánico Panizos-Alcoak-Salle (Terciario Superior), Provincia de Jujuy, Argentina. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 7: 418-429. Buenos Aires.
- Coira, B., Kay, S.M. y Viramonte, J., 1993. Upper Cenozoic magmatic evolution of the Argentine Puna - A model for changing subduction geometry. *International Geology Review*, 35 (8): 677-720.
- Cole, J., Milner, D. y Spinks, K., 2005. Calderas and caldera structures: a review. *Earth-Science Reviews*, 69: 1-26.

- Costa, F., Scaillet, B. y Pichavant, M., 2004. Petrological and experimental constraints on the Pre-eruption conditions of Holocene dacite from Volcán San Pedro (36°S, Chilean Andes) and the importance of sulphur in silicic subduction-related magmas. *Journal of Petrology*, 45: 855-881.
- Chang, Z. y Meinert, L.D., 2004. The magmatic-hydrothermal transition-evidence from quartz phenocryst textures and endoskarn abundance in Cu-Zn skarns at the Empire Mine, Idaho, USA. *Chemical Geology*, 210: 149-171.
- Chmielowski, J., Zandt, G. y Haberland, C., 1999. The Central Andean Altiplano-Puna Magma Body. *Geophysical Research Letters*, 26 (6): 783-786.
- Davidson, J.P. y de Silva, S.L., 1995. Late Cenozoic magmatism of the Bolivian Altiplano. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119: 387-408.
- Davidson, J.P., Harmon, R.S. y Wörner, G., 1991. The source of central Andean magmas; some considerations. En: Harmon, R.S. y Rapela, C.W. (Eds.), *Andean magmatism and its tectonic setting*. Geological Society of America, Special Paper 265: 233-243. Boulder, Colorado.
- de Silva, S.L., 1987. Large volume explosive silicic volcanism in the Central Andes of Northern Chile. Tesis doctoral. Open University, Milton Keynes, Reino Unido, 425 p. (Inédito).
- de Silva, S.L., 1989a. Altiplano-Puna volcanic complex of the Central Andes. *Geology*, 17 (1/2): 1102-1106.
- de Silva, S.L., 1989b. Geochronology and stratigraphy of the ignimbrites from the 21°30'S to the 23°30'S portion of the Central Andes of N. Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 37: 93-131.
- de Silva, S. y Francis, P., 1991. *Volcanoes of the Central Andes*. Springer, Heidelberg. 263 p.
- de Silva, S.L., Self, S., Francis, P.W., Drake, R.E. y Ramírez, C.R., 1994. Effusive silicic volcanism in the Central Andes: the Chao dacite and other young lavas of the Altiplano-Puna Volcanic Complex. *Journal of Geophysical Research*, 99 (B9): 17 805-17 825.
- de Silva, S., Zandt, G., Trumbull, R., Viramonte, J.G., Salas, G., y Jiménez, N., 2006. Large ignimbrite eruptions and volcano-tectonic depressions in the Central Andes: a thermomechanical perspective. En: Troise, C., De Natale, G., y Kilburn, C.R.J. (Eds.), *Mechanisms of activity and unrest at large calderas*. Geological Society of London Special Publications, 269, p. 47-63.
- Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussman, M.A., 1992. *An introduction to the rock-forming minerals*, 1ª Edición, 9ª reimpresión. Longman, Londres, 528 p.
- DePaolo, D.J., 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsula Ranges, California. *Journal of Geophysical Research*, 86: 10470-10488.
- Dickinson, W.R., 1970. Relations of andesites, granites and derivative sandstones to arc-trench tectonics. *Review of Geophysics and Space Physics*, 8: 813-860.
- Dickinson, W.R. y Hatherton, T., 1967. Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific. *Science*, 157: 801-803.
- Dirksen, O., Humphreys, M., Pletchov, P., Melnik, O., Demyanchuk, Y., Sparks, R. y Mahony, S., 2006. The 2001–2004 dome-forming eruption of Shiveluch volcano, Kamchatka: observation, petrological investigation and numerical modelling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 155: 201-226.
- Donaldson, C.H. y Henderson, C.M.B., 1989. A new interpretation of round embayments in quartz crystals. *Mineralogical Magazine*, 52: 27-33.
- Droop, G.T.R., 1987. A general equation for estimating Fe<sup>3+</sup> in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51: 431-437.
- Drumm, A., 2004. Evaluación del sistema de cobre piloto en la Reserva Eduardo Avaroa y



- recomendaciones para el Sistema Boliviano de Áreas Protegidas. (Inédito). [http://www.nature.org/aboutus/travel/ecotourism/files/evaluacion\\_reserva\\_eduardo\\_avaroa.pdf](http://www.nature.org/aboutus/travel/ecotourism/files/evaluacion_reserva_eduardo_avaroa.pdf)
- Eggler, D.H., 1972. Amphibole stability in H<sub>2</sub>O undersaturated calc-alkaline melts. *Earth and Planetary Science Letters*, 15: 28-34.
- Eichelberger, J.C., Izbekov, P.E. y Browne, B.L., 2006. Bulk chemical trends at arc volcanoes are not liquid lines of descent. *Lithos*, 87 (1-2): 135-154.
- Eklund, O. y Shebanov, A., 1999. The origin of rapakivi texture by sub-isothermal decompression. *Precambrian Research*, 95: 129-146.
- Elkins, L.T. y Grove, T.L., 1990. Ternary feldspar experiments and thermodynamic models. *American Mineralogist*, 75: 544-559.
- Elston, W., 1984. Mid-Tertiary ash-flow cauldrons, southwestern New Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 89 (B10): 8733-8750.
- Feeley, T.C. y Sharp, Z.D., 1996. Geochemical and hydrogen isotopic evidence for in situ dehydrogenation of biotite in silicic magma chambers. *Geology*, 24:1021-1024.
- Fernández, A., Hörmann, P.K., Kussmaul, S., Meave, J., Pichler, H. y Subieta, T., 1973. First petrologic data on young volcanic rocks of SW-Bolivia. *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 19: 149-172.
- Fougnot, J., Pichavant, M. y Barbey, P., 1996. Biotite resorption in dacite lavas from northeastern Algeria. *European Journal of Mineralogy*, 8: 625-638.
- Fracchia, D., Polo, L., Caffè, P.J. y Coira, B., 2008. Redefinición estratigráfica de la Ignimbrita Pululus: consecuencias volcanológicas y metalogenéticas. 17º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 207-208. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires.
- Francis, P. y Baker, M., 1978. Sources of two large ignimbrites in the central Andes; some Landsat evidence. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 4 (1/2): 81-87.
- Francis, P.W. y Hawkesworth, C.J., 1994. Late Cenozoic rates of magmatic activity in the Central Andes and their relationships to continental crust formation and thickening. *Journal of the Geological Society of London*, 151: 845-854.
- Francis, P.W., Hammill, M., Kretschmar, G.A., y Thorpe, R.S., 1978. The Cerro Galan caldera, northwest Argentina and its tectonic setting. *Nature*, 274: 748-751.
- Francis, P.W., Baker, M.C.W., y Halls, C., 1981. The Kari-Kari caldera, Bolivia and the Cerro Rico Stock. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 10: 113-124.
- Francis, P., Sparks, R., Hawkesworth, C., Thorpe, R., Pyle, D., Tait, S., Mantovani, M. y McDermott, F., 1989. Petrology and geochemistry of volcanic rocks of the Cerro Galán caldera, north-west Argentina. *Geological Magazine*, 126 (5): 515-547.
- Frost, B.R. y Lindsley, D.H., 1992. Equilibria among Fe-Ti oxides, pyroxenes, olivine and quartz: Part II. Application. *American Mineralogist*, 77: 1004-1020.
- Fuller, R.E., 1931. The geomorphology and volcanic sequence of Steens Mountain in Southeastern Oregon. University of Washington Publications, *Geology*, 3 (1): 1-130.
- Gamble, R.P. y Taylor, L.A., 1980. Crystal/liquid partitioning in augites: effects of cooling rate. *Earth and Planetary Science Letters*, 47: 21-33.
- García D., R., Almendras, O., Arancibia, A. y González, M., 1997. Carta Geológica de Bolivia: Hoja Laguna Corante/Picalto (6227/6327), Escala 1:100.000. Servicio Geográfico Militar, Serie I-CGB-48. Servicio Nacional de Geología y Minería. Bolivia.
- Gardeweg, M. y Ramírez, C., 1985. Hoja Río Zapaleri. Carta Geológica de Chile N° 66, SERNAGEOMIN, Santiago, Chile, 89 p.
- Gardeweg, M. y Ramírez, C., 1987. La Pacana caldera and the Atana ignimbrite: a major ash-flow and resurgent caldera complex in the Andes of northern Chile. *Bulletin of Volcanology*, 49 (3): 547-566.
- Gerbe, M.C. y Thouret, J.C., 2004. Role of magma mixing in the petrogenesis of tephra erupted

- during the 1990–98 explosive activity of Nevado Sabancaya, southern Peru. *Bulletin of Volcanology*, 66 (6): 541-561.
- Gubbels, T.L., Isacks, B.L. y Farrar, E., 1993. High level surfaces, plateau uplift, and foreland development, Central Bolivian Andes. *Geology*, 21: 695-698.
- Guest, J.E., 1969. Upper Tertiary Ignimbrites in the Andean Cordillera of part of Antofagasta province, northern Chile. *Bulletin of the Geological Society of America*, 80: 337-362.
- Guest, J.E. y Sánchez, R.J., 1969. A large dacitic lava flow in northern Chile. *Bulletin of Volcanology*, 33: 778-790.
- Hammarstrom, J.N. y Zen, E-an, 1986. Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71: 1297-1313.
- Harley, S.L. y Fitzsimmons, I.C.W., 1991. Pressure-temperature evolution of metapelitic granulites in a polymetamorphic terrane: the Rauer group, east Antarctica. *Journal of Metamorphic Geology*, 9: 231-244.
- Harrington, H. 1957. Ordovician Formations of Argentina. En: Harrington, H. y Leanza, A., *Ordovician trilobites of Argentina*. University of Kansas Press, Special Publication: 1-22.
- Harrington, R., 1989. The Diamante Caldera and Maipo Caldera complex in the Southern Andes of Argentina and Chile (34° 10' south). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 19 (1-4): 186–193.
- Henry, S.G., y Pollack, H.N., 1988. Terrestrial heat flow above the Andean subduction zone, Bolivia and Peru. *Journal of Geophysical Research*, 93: 15153-15162.
- Hildreth, W., 2004. Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: several contiguous but discrete systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136: 169-198.
- Hildreth, W. y Moorbath, S., 1988. Crustal contribution to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98: 455-489.
- Holland, Y. y Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116: 433-447.
- Hörmann, P.K., Pichler, H. y Zeil, W., 1973. New data on young volcanism in the Puna of NW Argentina. *Geologisches Rundschau*, 62: 397-418.
- Irvine, T. y Baragar, W., 1971. Guide to the chemical classifications of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science* 8: 523-548.
- Johnson, M.C. y Rutherford, M.J., 1989. Experimental calibration of the aluminum in hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17: 837-841.
- Kay, S.M., Makshev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C. y Nasi, C., 1987. Probing the evolving Andean lithosphere: Mid-Late Tertiary magmatism in Chile (29-30°S) over the modern zone of sub-horizontal subduction. *Journal of Geophysical Research*, 92: 6173-6189.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., Ramos, V.A. y Munizaga, F., 1991. Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with shallowing zone and thickening crust in the central Andes (28° to 33°S). En: Harmon, R.S. y Rapela, C.W. (Eds.), *Andean magmatism and its tectonic setting*. Geological Society of America, Special Paper 265: 113-137. Boulder.
- Kay, S., Mpodozis, C. y Coira, B., 1999. Magmatism, tectonism and mineral deposits of the Central Andes (22°-33°S latitude). En: Skinner, B.J. (Ed.), *Geology and ore deposits of the Central Andes*. Society of Economic Geology Special Publication, 7: 27-59.
- Kay, S.M., Coira, B. y Caffè, P.J., 2008. Geoquímica, fuentes y evolución del magmatismo neógeno de la Puna norte. En: Coira, B. y Zappettini, E. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Jujuy*. Relatorio del 17° Congreso Geológico Argentino: 322-334. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires.

- Klemetti, E.W. y Grunder, A.L., 2008. Volcanic evolution of Volcán Aucanquilcha: a long-lived dacite volcano in the Central Andes of northern Chile. *Bulletin of Volcanology*, 70: 633-650.
- Knox Jr., W.J., Kay, S.M. y Coira, B., 1989. Geochemical evidence on the origin of quaternary basaltic andesites of the Puna, Northwestern Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44 (1-4): 194-206.
- Kontak, D.J. y Clark, A.H., 1997. The Minastira peraluminous granite, Puno, southeastern Peru: a quenched, hypabyssal intrusion recording magma commingling and mixing. *Mineralogical Magazine*, 61: 743-764.
- Kuno, H., 1950. Petrology of Hakone volcano and adjacent areas, Japan. *Bulletin of the Geological Society of American*, 61: 957-1020.
- Kuscu, G.G. y Floyd, P.A., 2001. Mineral compositional and textural evidence for magma mingling in the Saraykent volcanics. *Lithos*, 56: 207-230.
- Kussmaul, S., Hörmann, P.K., Ploskonka, E. y Subieta, T., 1977. Volcanism and structure of southwestern Bolivia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2: 73-111.
- Kussmaul, S., Jordan, L. y Ploskonka, E., 1975. Isotopic ages of tertiary volcanic rocks of SW Bolivia. *Geologisches Jahrbuch*, B 14: 111-120.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., y Subcomisión de Sistemática de Rocas Ígneas de la IUGS, 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27: 745-750.
- Le Maitre, R.W., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Scientific Publications, 193 p.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Stephenson, N.C.N., Whittaker, E.J.W. y Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association. Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineralogical Magazine*, 61: 295-321. Londres, Inglaterra.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Birch, W.D., Burke, E.A.J., Ferraris, G., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Schumacher, J.C., Stephenson, N.C.N., y Whittaker, E.J.W., 2003. Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the International Mineralogical Association's 1997 recommendations. *Canadian Mineralogist*, 41: 1355-1362.
- Lindsay, J., de Silva, S., Trumbull, R., Emmermann, R. y Wemmer, K., 2001. La Pacana Caldera, N. Chile: a reevaluation of the stratigraphy and volcanology of one of the world's largest resurgent calderas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 106: 145-173.
- Lindsley, D.H. y Frost, B.R., 1992. Equilibria among Fe-Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz: Part I. Theory. *American Mineralogist*, 77: 987-1003.
- Lipman, P., 1976. Caldera-collapse breccias in the western San Juan Mountains, Colorado. *Geological Society of America Bulletin*, 87: 1397-1410.
- Lipman, P., 1984. The roots of ash flow calderas in western North America: windows into the tops of granitic batholiths. *Journal of Geophysical Research*, 89 (B10): 8801-8841.
- Lipman, P., 1995. Subsidence of ash-flow calderas; role of magma chamber geometry. IUGG General Assembly, 21 (Week A): 452.
- Lipman, P., 2000. Calderas. En: Sigurdsson, H. (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*: 643-662. Academic Press, San Francisco.
- Llambías, E., 1966. Geología y petrografía del volcán Payún Matrú. *Acta Geológica Lilloana*, 8: 265-310.
- Llambías, E.J., 2003. Geología de los cuerpos ígneos. 2ª Edición, corregida y aumentada. Asociación Geológica Argentina, Serie B Didáctica y Complementaria N° 27 e Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica N° 15: 1-182. Buenos Aires.

- Loewy, S.L., Connelly, F.N. y Dalziel, I.W.D., 2004. An orphaned basement block: The Arequipa-Antofalla Basement of the central Andean margin of South America. *Bulletin of the Geological Society of America*, 116 (1/2): 171-187.
- Lofgren, G., 1974. An experimental study of plagioclase crystal morphology: isothermal crystallization. *American Journal of Science*, 274: 243-273.
- Lofgren, G.E. y Donaldson, C.H., 1975. Curved branching crystals and differentiation in comb layered rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 49: 309-319.
- Lofgren, G.E. y Norris, P.N., 1981. Experimental duplication of plagioclase sieve and overgrowth textures. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 13: 498.
- Loomis, T.P., 1972. Contact metamorphism of pelitic rock by the Ronda ultramafic intrusion, southern Spain. *Bulletin of the Geological Society of America*, 83: 2449-2474.
- Lucassen, R., Franz, G., Thirlwall, M.F. y Mezger, K., 1999a. Crustal recycling of metamorphic basement: Late Paleozoic granites of the Chilean Coast Range and Precordillera at  $-22^{\circ}\text{S}$ . *Journal of Petrology*, 40: 1527-1551.
- Lucassen, F., Franz, G., y Laber, A., 1999b. Permian high pressure rocks-the basement of Sierra de Limón Verde in N-Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 12: 183-199.
- Lucassen, F., Lewerenz, S., Franz, G., Viramonte, J., y Mezger, K., 1999c. Metamorphism, isotopic ages and composition of lower crustal granulite xenoliths from the Cretaceous Salta Rift, Argentina. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134: 325-341.
- Lucassen, F., Becchio, R., Harmon, R., Kasemann, S., Franz, G., Trumbull, R., Romer, R.L. y Dulski, P., 2001. Composition and density model of the continental crust in an active continental margin — the Central Andes between  $18^{\circ}$  and  $27^{\circ}\text{S}$ . *Tectonophysics*, 341: 195-223.
- MacRae, P.S. y McCrea, J.A., 2008. Technical report on Mina Pirquitas, silver, tin, and zinc project. Jujuy province, Argentina. Silver Standard Resources Inc. (Inédito). <http://www.silverstandard.com/projects/pirquitas.cfm>
- Mahood, G., 1984. Pyroclastic rocks and calderas associated with strongly peralkaline magmatism. *Journal of Geophysical Research*, 89 (B10): 8540-8552.
- Matteini, M., Mazzuoli, R., Omarini, R., Cas, R. y Maas, R., 2002. The geochemical variations of the upper cenozoic volcanism along the Calama-Olacapato-El Toro transversal fault system in central Andes ( $\sim 24^{\circ}\text{S}$ ): petrogenetic and geodynamic implications. *Tectonophysics*, 345 (1-4), *Andean Geodynamics ISAG 4*: 211-227.
- Matthews, S., Sparks, R.S.J. y Gardeweg, M.C., 1999. The Piedras Grandes - Soncor event, Lascar Volcano, Chile; evolution of a zoned magma chamber in the Central Andean upper crust. *Journal of Petrology*, 40: 1891-1919.
- McCutcheon, S.R. y Robinson, P.T., 1988. Embayed volcanic quartz; a product of “cellular growth” rather than resorption. *Maritime Sediments and Atlantic Geology*, 24: 203.
- McGlashan, N.A., Brown, L. y Kay, S., 2008. Crustal thickness in the Andes from teleseismically recorded depth-phase precursors. *Geophysical Journal International*, 175 (3): 1013-1022.
- Michard, A., Gurriet, P., Soudant, M. y Albarède, F., 1985. Nd isotopes in French Phanerozoic shales: External vs. internal aspects of crustal evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49: 601-610.
- Michol, K.A., Russell, J.K. y Andrews, G.D.M., 2008. Welded block and ash flow deposits from Mount Meager, British Columbia, Canada. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 169: 121-144.
- Miller, C.F., 1985. Are strongly-peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources? *Journal of Geology*, 93: 673-689.
- Morgan IV, G.B., London, D. y Luedke, R., 1998. Petrochemistry of Late Miocene peraluminous silicic volcanic rocks from the Morococala field, Bolivia. *Journal of Petrology*, 39 (4): 601-

- 632.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A. y Zussman, J., 1989. Nomenclature of pyroxenes. *Canadian Mineralogist*, 27: 143-156.
- Müntener, O., Keleman, P.B. y Grove, T.L., 2001. The role of H<sub>2</sub>O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141: 643-658.
- Murphy, M. D., Sparks, R.S.J., Barclay, J., Carroll, M.R. y Brewer, T.S., 2000. Remobilization of andesite magma by intrusion of mafic magma at the Soufriere Hills volcano, Montserrat, West Indies. *Journal of Petrology*, 41(1): 21-42.
- Nakamura, M. y Shimakita, S., 1998. Dissolution origin and syn-entrapment compositional change of melt inclusion in plagioclase. *Earth and Planetary Science Letters*, 161: 119-133.
- Nekvasil, H., 1991. Ascent of felsic magmas and formation of rapakivi. *American Mineralogist*, 76: 1279-1290.
- Nelson, S.T. y Montana, A., 1992. Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist*, 77: 1242-1249.
- Nielsen, A.E., 2000. Andean caravans: an ethnoarchaeology. Tesis doctoral. Universidad de Arizona, Tucson (Inédito).
- Nielsen, A.E., 2003. Ocupaciones prehispánicas de la Etapa Agropastoril en la Laguna de Vilama (Jujuy, Argentina). *Cuadernos de la Facultad de Humanidades y Ciencias Sociales, Universidad de Jujuy*, 20: 81-108. San Salvador de Jujuy.
- Nixon, G.T., 1988. Petrology of the younger andesites and dacites of Iztaccíhuatl volcano, Mexico: disequilibrium phenocryst assemblages as indicators of magma chamber processes. *Journal of Petrology*, 29: 213-264.
- Ohnenstetter, D. y Brown, W.L., 1992. Overgrowth textures, disequilibrium zoning, and cooling history of a glassy four-pyroxene boninite dyke from New Caledonia. *Journal of Petrology*, 33: 231-271.
- Ort, M.H., 1991. Eruptive dynamics and magmatic processes of Cerro Panizos, Central Andes. Tesis doctoral. Universidad de California, Santa Barbara, USA, 474 p. (Inédito).
- Ort, M.H., 1993. Eruptive processes and caldera formation in a nested downsag-collapse caldera: Cerro Panizos, central Andes Mountains. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 56: 221-252.
- Ort, M.H., Coira, B.L., Mazzoni, M.M., Fisher, R.V., y Mattinson, J.M., 1987. Volcanismo ignimbrítico del Cerro Panizos, Jujuy, Argentina: 10° Congreso Geológico Argentino, Actas: 335-337.
- Ort, M., Coira, B., Mazzoni, M., Fisher, R.V. y Merodio, J.C., 1989. Centro emisor volcánico cerro Panizos, Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44 (1-4): 291-300.
- Ort, M., Coira, B. y Mazzoni, M., 1996. Generation of crust-mantle mixture: magma sources and contamination at Cerro Panizos, Central Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123: 308-322.
- Pacheco, J. y Ramírez, V., 1996a. Carta Geológica de Bolivia: Hoja Quetena (6127), Escala 1:100.000. Servicio Geográfico Militar, Serie I-CGB-40. Servicio Nacional de Geología y Minería, Bolivia.
- Pacheco Z., J. y Ramírez, F.V., 1996b. Geología y geocronología de la actividad volcánica en el área de Quetena (prov. Sud Lípez, dpto. Potosí). XII Congreso Geológico Boliviano, Actas: 769-778. Sociedad Geológica Boliviana, Tarija, Bolivia.
- Patiño Douce, A.E., 1992. Calculated relationships between activity of alumina and phase assemblages of silica-saturated igneous rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 52, 43-63.

- Patiño Douce, A.E., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? En: Castro, A., Fernández, C. y Vigneresse, J.L. (Eds.), *Understanding granites. Integrating New and Classical Techniques*. Geological Society of London, Special Publication 158: 55-75.
- Pattison, D.R.M. y Tracy, R.J., 1991. Phase equilibria and thermobarometry of metapelites. En: Kerrick, D.M. (Ed.), *Contact metamorphism. Reviews in mineralogy*, 26: 105-206. Mineralogical Society of America, Washington, DC.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En: Hawkesworth, C.J. y Norris, M.J. (Eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*: 230-249. Shiva, Nantwich.
- Petrinovic, I., 1999. La caldera de colapso del Cerro Aguas Calientes, Salta. Argentina: evolución y esquema estructural. En: Colombo, F., Queralt, I., y Petrinovic, I. (Eds.), *Geología de los Andes Centrales Meridionales: El Noroeste Argentino*. Acta Geológica Hispánica, 34 (2-3): 243-255.
- Petrinovic, I.A., Riller, U. y Brod, J.A., 2005. The Negra Muerta Volcanic Complex, southern Central Andes: geochemical characteristics and magmatic evolution of an episodically active volcanic centre. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 140 (4): 295-320.
- Pichavant, M., Kontak, D.J., Herrera, J.V. y Clark, A.H., 1988. The Miocene-Pliocene Macusani volcanics, SE Peru. I. Mineralogy and magmatic evolution of a two-mica aluminosilicate-bearing ignimbrite suite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 100: 300-324.
- Pichler, H. y Zeil, W., 1969. Die quartäre "andesit"-Formation in der Hochkordillere Nord Chiles. *Geologisches Rundschau*, 58: 866-903.
- Pichler, H. y Zeil, W., 1971. The cenozoic rhyolite-andesite association on the chilean Andes. *Bulletin of volcanology*, 35: 424-452.
- Polo, L.A., 2005. Vulcanismo Tardío do Complexo de Caldeiras Vilama-Coruto, Puna Jujenha, Argentina: evolução vulcânica do Cerro Pululus". Tesis de grado, 55 p. (Inédito).
- Polo, L.A., 2008. Petrografía e Química dos ignimbritos do Cerro Pululus e sua correlação com os depósitos da Caldeira Vilama, Puna, Andes Centrais, NW da Argentina. Tesis de maestría. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 191 p. (Inédito).
- Pritchard, M.E. y Simons, M., 2002. A satellite geodetic survey of large-scale deformation of volcanic centres in the central Andes. *Nature*, 418: 167-171.
- Putirka, K., 1999. Clinopyroxene + liquid equilibria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135: 151-163.
- Putirka, K., 2005. Igneous thermometers and barometers based on plagioclase + liquid equilibria: Tests of some existing models and new calibrations. *American Mineralogist*, 90: 336-346.
- Putirka, K.D., Mikaelian, H., Ryerson, F., y Shaw, H., 2003. New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with application to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho. *American Mineralogist*, 88: 1542-1554.
- Raia, F. y Spera, F. J., 1997. Simulation of the growth and differentiation of continental crust. *Journal of Geophysical Research*, 102: 22629-22648.
- Ramírez, A., 1997. Magmatismo y mineralizaciones asociadas en los cerros Caucani-Solterío. Tesis de grado. Universidad Nacional de Salta, 99 p. (Inédito).
- Ramos, V., 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes*, 22 (3): 183-190.
- Rapela, C.W., 1982. Aspectos geoquímicos y petrológicos del batolito de Achala, provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37: 313-330.
- Rickwood, P.C., 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22: 247-263.
- Rutherford, M.J. y Devine, J.D., 1988. The May 1, 1980 eruption of Mount St. Helens: 3, Stability

- and chemistry of amphibole in the magma chamber. *Journal of Geophysical Research*, 93 (11): 949-959.
- Rutherford, M.J. y Hill, P.M., 1993. Magma ascent rates from amphibole breakdown: an experimental study applied to the 1980–1986 Mount St. Helens eruptions. *Journal of Geophysical Research*, 98: 19667-19685.
- Sakuyama, M., 1979. Evidence of magma mixing; petrological study of Shirouma-Oike calc-alkaline andesite volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 5: 179-208.
- Sakuyama, M., 1981. Petrological study of the Myoko and Kurohime volcanoes, Japan; crystallization sequence and evidence for magma mixing. *Journal of Petrology*, 22: 553-583.
- Schiffman, P., y Lofgren, G.E., 1982. Dynamic crystallization studies on the Grande Ronde pillow basalts, Central Washington. *Journal of Geology*, 90: 49-78.
- Schilling, F.R., Partzsch, G.M., Brasse, H. y Schwarz, G., 1997. Partial melting below the magmatic arc in the Central Andes deduced from geoelectromagnetic field experiments and laboratory data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 103: 17-31.
- Schmitt, A.K., de Silva, S.L., Trumbull, R.B. y Emmermann, R., 2001. Magma evolution in the Purico ignimbrite complex, northern Chile: evidence for zoning of a dacitic magma by injection of rhyolitic melts following mafic recharge. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140: 680-700.
- Schmitz, M., Heinsohn, W.D. y Schilling, F.R., 1997. Seismic, gravity and petrological evidence for partial melt beneath the thickened Central Andean crust (21-23°S). *Tectonophysics*, 270: 313-326.
- Schumacher, J.C., 1997. Appendix 2: the estimate of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles. *Canadian Mineralogist*, 35: 238-246.
- Schwab, K., 1972. Cenozoic volcanism in the Argentine Puna and its relationship to tectonic movements. 24° International Geological Congress, Proceedings section 2 (Petrology): 211-221. Montreal.
- Seggiaro, R., 1994. Petrología, geoquímica y mecanismos de erupción del complejo volcánico Coranzulí. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Salta, 230 p. (Inédito).
- Seggiaro, R. y Aniel, B., 1989. Los Ciclos Volcánicos Cenozoicos del área Coranzulí-Tiomayo, Jujuy, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44 (1-4): 394-401.
- Sengupta, B., Karmakar, S., Dasgupta, S. y Fukuoka, M., 1991. Petrology of spinel granulites from Araku, Eastern Ghats, India, and a petrogenetic grid for sapphirine-free rocks in the system FMAS. *Journal of Metamorphic Geology*, 9: 451-460.
- Sgrosso, P., 1939. Descripción geológica de la provincia de Jujuy. En: “Aguas minerales de la República Argentina”. Volumen 5, provincia de Jujuy. Ministerio del Interior, Comisión Nacional de Climatología y Aguas Minerales. 230 p. Buenos Aires.
- Sgrosso, P., 1943. Contribución al conocimiento de la minería y geología del noroeste argentino. Dirección de Minas y Geología, Boletín (53): 1-30. Buenos Aires.
- Siebel, W., Schnurr, W.B.W., Hahne, K., Kraemer, B., Trumbull, R.B., van den Bogaard, P. y Emmermann, R., 2001. Geochemistry and isotope systematics of small- to medium-volume Neogene–Quaternary ignimbrites in the southern central Andes: evidence for derivation from andesitic magma sources. *Chemical Geology*, 171: 213-237.
- Singer, S.E. y Somoza, R., 1998. Estudio comparativo de dos ignimbritas del Mioceno Superior andino: Sifón (norte de Chile) y Vilama (Puna, Argentina). 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 245-250. Buenos Aires.
- Smith, J.V., Miyake, Y. y Oikawa, T., 2001. Interpretation of porosity in dacite lava domes as ductile-brittle failure textures. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 112 (1/4): 25-35.

- Smith, R.L. y Bailey, R.A., 1968. Resurgent cauldrons. En: Coats, R.R., Hay, R.L., Anderson, C.A. (Eds.), *Studies in Volcanology (Williams volume)*. Geological Society of America Memoir 116: 613-662.
- Soler, M.M., 2005. Caldera Vilama (Mioceno Superior): Su Estratigrafía, Evolución Magmática y Relación con Eventos Ignimbríticos Tempranos. Puna Argentina–Altiplano Boliviano. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Salta, 358 p. (Inédito).
- Soler, M.M., Coira, B., Caffè, P.J. y Onoe, A.T., 2004. The Vilama Caldera: A new interpretation of one of the largest calderas in Argentina Puna – Bolivia Altiplano. IAVCEI General Assembly, Pucón (Abstracts CD).
- Soler, M.M., Singer, S.E., Tomlinson, A.J., Somoza, R., Raposo, M.I.B., Matthews, S., Pérez d'Arce, C., Blanco, N. y Vilas, J.F., 2005. Detecting a major ignimbrite event in the Central Andes. 6th International Symposium of Andean Geodynamics, Actas: 677-678. Institute de Recherche pour le développement, Barcelona.
- Soler, M.M., Caffè, P.J., Coira, B.L., Onoe, A.T., y Mahlburg Kay, S., 2007. Geology of the Vilama caldera: A new interpretation of a large-scale explosive event in the Central Andean plateau during the Upper Miocene. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 164: 27-53.
- Somoza, R., Singer, S., Coira, B., Vilas, J.F., Diaz, A. y Caffè, P., 1994. Ignimbritas del Complejo Volcánico Vilama (22°06'S-67°O). Correlaciones paleomagnéticas y petrológicas. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 179-183. Concepción.
- 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., Francis, P.W., Hamer, R.D., Pankhurst, R.J., O'Callaghan, L.J., Thorpe, R.S. y Page, R.N., 1985. Ignimbrites of the Cerro Galan caldera, northwest Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25: 205-248.
- Sparks, R.S.J., Folkes, C.B., Humphreys, M.C.S., Barfod, D.N., Clavero, J., Sunagua, M.C., McNutt, S.R., y Pritchard, M.E., 2008. Uturuncu Volcano, Bolivia: volcanic unrest due to mid-crustal magma intrusion. *American Journal of Science*, 308: 727-769.
- Steven, T. y Lipman, P., 1976. Calderas of the San Juan volcanic field, southwestern Colorado. U.S. Geological Survey Professional Paper, 958: 1-35.
- Stewart, M.L. y Pearce, T.H., 2004. Sieve textured plagioclase in dacitic magma: Interference imaging results. *American Mineralogist*, 89: 348-351.
- Stimac, J.A. y Pearce, T.H., 1992. Textural evidence of mafic-felsic magma interaction in dacite lavas, Clear Lake, California. *American Mineralogist*, 77: 795-809.
- Stoddard, E., 1979. Zinc-rich hercynite in high-grade metamorphic rocks: a product of the dehydration of staurolite. *American Mineralogist*, 64: 736-741.
- Stormer, J.C., 1972. Mineralogy and petrology of the Raton-Clayton volcanic field, northeastern New Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, 83: 3299-3322.
- Stormer, J.C., 1975. A practical two feldspar geothermometer. *American Mineralogist*, 60: 667-674.
- Sun, S.S y McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A.D. y Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in ocean basins*. Geological Society of London Special Publications, 42: 313-345.
- Swanson, S.E. y Fenn, M.E., 1986. Quartz crystallization in igneous rocks. *American Mineralogist*, 71: 331-342.
- Swanson, E. y McDowell, F., 1984. Calderas of the Sierra Madre Occidental volcanic field, western Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 89 (B10): 8787-8799.
- Tassara, A. y Yáñez, G., 2003. Relación entre el espesor elástico de la litósfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S). *Revista Geológica de Chile*, 32: 159-186.
- Tepley III, F.J., Davidson, J.P. y Clynne, M.A., 1999. Magmatic interactions as recorded in



- plagioclase phenocrysts of Chaos Crags, Lassen Volcanic Center, California. *Journal of Petrology*, 40 (5): 787-806.
- Teruggi, M.E., Mazzoni, M.M., Spalletti, L.A. y Andreis, R.R. 1978. Rocas piroclásticas. Interpretación y sistemática. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria, 5: 1-33, Buenos Aires.
- Thorpe, R.S., Francis, P.W. y Moorbath, S., 1979. Rare earth and strontium isotope evidence concerning the petrogenesis of north Chilean ignimbrites. *Earth and Planetary Science Letters*, 42: 359-367.
- 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. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A310: 675-692.
- Trumbull, R.B., Wittenbrink, R., Hahne, K., Emmermann, R., Büsch, W., Gerstenberger, H. y Siebel, W., 1999. Evidence for Late Miocene to Recent contamination of arc andesites by crustal melts in the Chilean Andes (25–26°S) and its geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 12: 135-155.
- Tsuchiyama, A., 1985. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside–albite–anorthite, and the origin of dusty plagioclase in andesites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89: 1-16.
- Tsuchiyama, A. y Takahashi, E., 1983. Melting kinetics of a plagioclase feldspar. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 84: 345-354.
- Turner, J.C.M., 1958. Estratigrafía del cordón de Escaya y de la Sierra de Rinconada (Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 13 (1-2): 15-39.
- Turner, J.C.M., 1966. Estratigrafía de la comarca de Santa Catalina, Jujuy. *Acta Geológica Lilloana*, 8: 33-47. Tucumán.
- Turner, J.C.M., 1970. The Andes of Northwestern Argentina. *Geologisches Rundschau*, 59 (3): 1028-1063.
- Turner, J.C.M., 1978. Descripción geológica de las Hojas 1a y b, Santa Catalina y 2a, San Juan de Oro, Provincia de Jujuy. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 156-157. Buenos Aires.
- Turner, J.C.M., 1982. Descripción geológica de la Hoja 3ab, Mina Pirquitas, Provincia de Jujuy. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 187. Buenos Aires.
- Vance, J.A., 1965. Zoning in igneous plagioclase: Patchy zoning. *Journal of Geology*, 73: 636-651.
- Vernon, R.H., 1990. Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: microstructural evidence. *Journal of Geophysical Research*, 95: 17849-17859.
- Vezzoli, L., Tibaldi, A., Renzulli, A., Menna, M., y Flude, S., 2008. Faulting-assisted lateral collapses and influence on shallow magma feeding system at Ollagüe volcano (Central Volcanic Zone, Chile-Bolivia Andes). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 171: 137-159.
- Viramonte, J.G., Omarini, R.H., Araña Saavedra, V., Aparicio, A. García Cacho, L. y Parica, P., 1984. Edad, génesis y mecanismos de erupción de las riolitas granatíferas de San Antonio de los Cobres, provincia de Salta. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 216-233.
- Walker, G., 1984. Downsag calderas, ring faults, caldera sizes, and incremental caldera growth. *Journal of Geophysical Research*, 89 (B10): 8407-8416.
- Walker, G.P.L., 1973. Lengths of lava flows. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, 274: 107-118.
- Wark, D.A. y Watson, E.B., 2006. TitanQ: a titanium-in-quartz geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152: 743-754.
- Wark, D.A., Hildreth, W., Spear, F.S., Cherniak, D.J y Watson, E.B., 2007. Pre-eruption recharge of the Bishop magma system. *Geology*, 35: 235-238.
- Watts, R.B., de Silva, S.L, Jimenez de Rios, G. y Croudace, I., 1999. Effusive eruption of viscous

- silicic magma triggered and driven by recharge: a case study of the Cerro Chascón-Runtu Jarita Dome Complex in southwest Bolivia. *Bulletin of Volcanology*, 60: 241-264.
- Webster, J.D., 1990. Partitioning of F between H<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub> fluids and topaz rhyolite melt. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104: 424-438.
- Wen, S. y Nekvasil, H., 1994. SOLVCALC: An iterative graphics program package for calculating the ternary feldspar solvus and for two-feldspar geothermometry. *Computers and Geosciences*, 20: 1025-1040.
- Williams, H., 1941. Calderas and their origin. *Bulletin of the Department of Geological Sciences, University of California Publications*, 25 (6): 239-346.
- Williams, H. y McBirney, A., 1979. *Volcanology*. Freeman, Cooper and Co., San Francisco, California, 397 p.
- Wilson, C., Rogan, A., Smith, I., Northey, D., Nairn, I. y Houghton, B., 1984. Caldera Volcanoes of the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Journal of Geophysical Research*, 89 (B10): 8463-8484.
- Yavuz, F., 2007. WinAmphcal: A Windows program for the IMA-04 amphibole classification. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8, Q01004, doi:10.1029/2006GC001391.
- Yuan, X., Sobolev, S.V., y Kind, R., 2002. Moho topography in the central Andes and its geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 199: 389-402.
- Zeil, W., 1964. Die verbreitung des jungen vulkanismus in der Hochkordillere Nordchiles. *Geologisches Rundschau*, 58: 731-757.
- Zeil, W. y Pichler, H., 1967. Die Känozoische rhyolith-Formations im mittleren abschnitt der Andes. *Geologisches Rundschau*, 57: 48-81.

## **Anexo-Cálculo de volúmenes**

Junto a las tareas llevadas a cabo para alcanzar los objetivos de la tesis se calcularon los volúmenes de lava eruptados, con el fin de adquirir una noción de su cuantía.

### **1-Consideraciones preliminares**

El cálculo de los volúmenes de roca eruptada es una tarea que hasta hace poco tiempo era muy difícil, a la vez que poco conveniente ya que no daba buenos resultados. La dificultad principal de dicho trabajo reside en la construcción de un modelo de la superficie del terreno. Esto se hacía a partir de un mapa topográfico, del cual se tomaban a intervalos regulares los datos de altura. Sumado a lo dificultoso de la toma de datos manual, hay que tener en cuenta el error que se arrastra desde el momento de la construcción del mapa en caso de que sea antiguo. Este es nuestro caso, pues los mapas de la zona estudiada son regionales y han sido realizados a plancheta hace más de 50 años.

El problema expuesto se ha solucionado en gran medida por la aparición en los '80 de métodos de mapeo topográfico remoto. Uno de ellos es la interferometría radar, técnica que utiliza las diferencias de fase entre dos imágenes de radar consecutivas tomadas a corta distancia.

Para lograr una base planialtimétrica confiable se utilizaron modelos digitales de elevación realizados con el método de interferometría radar, disponibles en el sitio web del GLCF (Global Land Cover Facility), [www.landcover.org](http://www.landcover.org). Estos datos provienen del sensor remoto SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), un sistema de radar modificado que fue colocado a bordo del transbordador espacial *Endeavour* durante una misión en febrero del año 2000. Para la zona de laguna Vilama se pueden obtener datos con resolución horizontal de 90 m, con una precisión en la dimensión vertical de  $\pm 12$  metros. Las elevaciones están referenciadas al geoide EGM96 del sistema WGS84.

### **2-Metodología de trabajo**

La metodología que se describe fue desarrollada mediante el uso de varios programas de computación, algunos de libre acceso, debido a que los *software* específicos, además de constituir una tecnología de alto costo, requieren de especialistas para ser operados. Vale aclarar entonces que la siguiente receta puede simplificarse y mejorarse.

Los datos SRTM se bajaron vía internet a través del link <http://glcf.umiacs.umd.edu/data/srtm/>.

Los datos conforman una imagen con formato DEM, que puede bajarse en dos tamaños: 1 grado de latitud por 1 grado de longitud (en coordenadas geográficas), o en wrs-2 (en coordenadas UTM, y de tamaño similar a las imágenes Landsat). Estos archivos pueden abrirse con distintos programas preparados para tal efecto. En este caso se utilizó Microdem 8.01, un software libre desarrollado por Petmar Trilobite Breeding Ranch que puede hallarse en la internet.

Luego de abrir la imagen SRTM se seleccionó un área de trabajo rectangular que abarca a la unidad de interés. Esta selección se grabó con extensión .dem, y luego se la exportó a formato .xyz. Los datos en este formato se muestran en tres columnas, dos de ellas corresponden a las coordenadas (Microdem trabaja con geográficas o UTM), la restante a la altura sobre el geoide de referencia. De esta manera el lote de datos queda listo para su utilización en otros programas. Si se prefiere trabajar con coordenadas Gauss-Krüger, se debe transformar el lote de datos con un programa adecuado.

Utilizando un programa de SIG se importó y ploteó el lote de datos sobre una imagen satelital georreferenciada. Sobre ella se dibujaron los contornos de las unidades volcánicas. Esta es la tarea que demanda más cuidado, pues los errores se trasladan luego al cálculo de volúmenes.

Luego se relacionaron las unidades dibujadas con el lote de datos SRTM; esto es, se seleccionaron del lote aquellos datos ubicados dentro del perímetro de la unidad, por un lado, y los datos ubicados a lo largo del perímetro de la unidad, por el otro. De esta manera se obtuvieron dos grupos de datos: uno muy extenso, que abarca la totalidad de los puntos con coordenadas  $(x, y, z)$  de la superficie de la unidad; y otro con escaso número de valores, correspondientes a los puntos del mismo lote coincidentes con la traza del límite de la unidad. Estos paquetes de datos sirven para la construcción de los planos superior e inferior de la unidad de roca. Ambos conjuntos de datos se exportan en formato .txt.

El volumen de las unidades volcánicas fue calculado con el programa Surfer 8.01. Primero se construyeron grillas con los respectivos planos superior e inferior de la unidad volcánica (Fig. 126); luego se calculó el volumen comprendido entre ambas grillas.

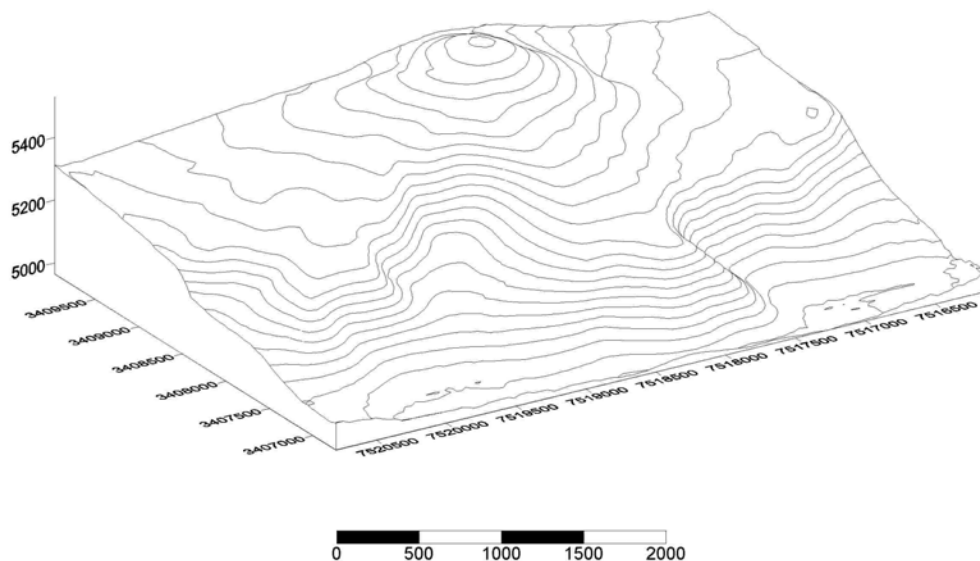


Fig. 126: Superficie del cerro Mesada Negra, construida con datos SRTM (ver explicación en el texto). Coordenadas en el sistema Gauss-Krüger. Escala horizontal y vertical en metros. Sin exageración vertical.

El ploteo de la grilla superior construye un modelo digital del terreno. Esto permite reconocer la excelente representación de la superficie del terreno que brindan los datos SRTM, la cual resulta muy similar a la realidad. En cuanto a la superficie inferior, a la cual consideramos como la superficie del terreno previa al emplazamiento de la unidad volcánica, por ejemplo las coladas de un volcán, podemos otorgarle distintos grados de certeza, ya que está construida con pocos datos. Esta es la parte más débil del método, pues mientras no se tengan datos de la posición exacta de la base de la unidad (perforaciones, o afloramientos en quebradas), queda un gran margen de dudas. Como en esta región no son posibles tales datos, sólo es posible utilizar métodos indirectos para la construcción de una superficie basal. El caso más sencillo es cuando el entorno de la unidad volcánica es plano. En este caso, la interpolación que realiza el programa Surfer de los datos del perímetro de la unidad no se aleja demasiado de un plano con ondulaciones muy suaves. Por esta razón estos cálculos serían los más confiables. Cuando el entorno de la unidad no es plano, la construcción de la superficie se complica, porque la interpolación que realiza el programa Surfer obtiene una superficie promedio que puede apartarse notablemente del contexto geológico y/o del sentido común, y que en la mayor parte de los casos reduce notablemente el resultado final. Para

mejorar dicha superficie hay que sumar al conjunto de datos del perímetro algunos otros con coordenadas  $x$  e  $y$  internas al perímetro, y con un  $z$  acorde con la posición del punto y con la altura de la base que pensamos sería la correcta, según criterios que además del de la interpretación de la topografía del entorno, deben ser geológicos.

Un supuesto lógico es considerar que cuanto más pequeña sea la unidad, más grande es el porcentual de error provocado por el corte que se realiza a partir del dibujo sobre la imagen. Pero por otra parte, cuanto más grande sea la unidad tanto más grande es el error provocado por la incertidumbre de la ubicación de la base.

### **3-Resultados**

#### Complejo Volcánico Khastor

En primer lugar se realizó un cálculo completo del Complejo; luego se calculó al volumen correspondiente al Centro Volcánico Colorado. La diferencia entre ambos corresponde al volumen de la Dacita Khastor.

Para realizar la superficie basal del complejo se utilizaron 115 puntos que caen dentro de una distancia de hasta 5 m del borde dibujado, mientras que en el caso del Centro Volcánico Colorado 41 puntos. No se agregaron puntos por debajo de las superficies. Los resultados obtenidos son los siguientes:

Volumen Total del Complejo Volcánico Khastor: 24,495 km<sup>3</sup>

Área Total del Complejo Volcánico Khastor: 187,37 km<sup>2</sup>.

Volumen del Centro Volcánico Colorado: 6,197 km<sup>3</sup>

Área del Centro Volcánico Colorado: 44,81 km<sup>2</sup>

Volumen de los Domos Khastor: 24,495 – 6,197= 18,298 km<sup>3</sup>

#### Dacita Mesada Negra

Para calcular el volumen de esta unidad se utilizó una superficie superior lo más ajustada posible; dado que los bordes del *coulée* son muy empinados, extenderse un poco más allá del verdadero límite acrecienta muchísimo el volumen real de la unidad. Por lo tanto, cuando el límite exacto entre las coladas y el sustrato no es claramente discernible, por ejemplo en laderas cubiertas por derrubio, se trazó un límite lo más cercano posible al borde de la meseta. Por su parte, para construir la superficie basal se utilizaron 22 puntos que caen dentro del rango de los 5 metros a ambos lados de la línea limítrofe dibujada sobre la imagen

georreferenciada.

El área y volumen resultaron  $8,11 \text{ km}^2$  y  $0,47 \text{ km}^3$ , respectivamente. No es posible cuantificar la extensión original del derrame de lava pues no se observan restos del mismo en la periferia. Por esta razón, el volumen calculado es un mínimo.

### Complejo Volcánico Salle

La extensión austral de este centro volcánico tiene cierto grado de incertidumbre, ya que la Ignimbrita Salle sepulta a sus coladas más distales. Para minimizar este problema se decidió trazar el límite a lo largo del cambio de pendiente que se observa en ciertos lugares en que la ignimbrita cubre a las lavas.

Para realizar la superficie basal se utilizaron 101 puntos que caen dentro de una distancia de hasta 5 m del borde dibujado. No se agregaron punto por debajo de la superficie. No se tomaron en cuenta en el cálculo dos pequeños afloramientos separados del cuerpo principal del centro volcánico.

El volumen resultó en  $17,01 \text{ km}^3$ , mientras que el área en  $101,3 \text{ km}^2 + 0,34 \text{ km}^2$  del afloramiento pequeño del norte.

Este volcán está muy disectado tanto por deslizamientos como por erosión, sobre todo por erosión glacial. El volumen sería por lo tanto un mínimo. Para reducir este efecto se incluyeron en el cálculo de volúmenes a la roca deslizada, a las morenas y a los conos de deyección.

### Ignimbrita Salle

No se utilizó el mismo método aplicado en los demás centros volcánicos, ya que el desarrollo en altura de esta unidad es escaso y su plano inferior es irregular; si así se hiciera, el resultado no tendría validez ya que los planos inferior y superior se entrecruzan.

Multiplcando la superficie de la unidad (aprox.  $44 \text{ km}^2$ ) por  $0,05 \text{ km}$  de espesor (promedio estimado), el volumen sería de  $2,2 \text{ km}^3$ . Este valor podría acrecentarse en caso de que el espesor fuese importante en la zona más profunda de la Depresión de Pululus, pero es poco probable que supere los  $5 \text{ km}^3$ .

### Centro Volcánico Bayo

La superficie topográfica utilizada para calcular el volumen de este volcán no es adecuada para realizar un cálculo preciso, ya que el Centro Volcánico Vilama cubre parte de

su ladera sur. Para la construcción de la superficie basal se utilizaron 44 puntos que caen dentro del rango de los 5 metros a ambos lados de la línea límite dibujada sobre la imagen georreferenciada, a los cuales se agregaron cuatro puntos para representar un quiebre de pendiente por debajo del flanco norte y NE del cerro, dado que en ese lugar el volcán está apoyado sobre un borde del domo resurgente de la caldera.

El área y volumen resultaron  $35,9 \text{ km}^2$  y  $5,86 \text{ km}^3$ , respectivamente. El volumen se considera mínimo ya que no se pueden sumar las coladas ocultas por debajo del cerro Vilama, y los volúmenes removidos por la erosión glacial.

#### Centro Volcánico Vitichi

Para construir la superficie basal se utilizaron 27 puntos que caen dentro del rango de los 5 metros a ambos lados de la línea límite dibujada sobre la imagen georreferenciada; no se agregaron puntos auxiliares.

El área y volumen resultaron  $12,61 \text{ km}^2$  y  $1,26 \text{ km}^3$ , respectivamente.

#### Centro Volcánico Puntas Negras

Para construir la superficie basal se utilizaron 17 puntos que caen dentro del rango de los 5 metros a ambos lados de la línea límite dibujada sobre la imagen georreferenciada, y no se agregaron puntos auxiliares.

El área y volumen resultaron  $11,4 \text{ km}^2$  y  $1,83 \text{ km}^3$ , respectivamente.

#### Centro Volcánico Vilama

El cálculo de esta unidad no es muy ajustado, ya que no toma en cuenta a las lavas de su sector occidental que están sepultadas por lavas más jóvenes del Complejo Volcánico Loromayu. Tampoco toma en cuenta a los asomos (menores) que aparecen hacia el sur entre sedimentos aluviales.

Para crear la superficie basal se utilizaron 40 puntos que caen dentro del rango de los 5 metros a ambos lados de la línea límite dibujada sobre la imagen georreferenciada; no se agregó ningún punto correctivo.

El área total, involucrando los afloramientos que no se tomaron en cuenta para el volumen, es de  $71,27 \text{ km}^2$ . El volumen resultó de  $13,50 \text{ km}^3$ ; esta cifra es un valor mínimo.



#### **4-Referencias**

United States Geological Survey, 2004. 3 Arc Second SRTM Elevation Data, Reprocessed to GeoTIFF. En: Global Land Cover Facility, College Park, Maryland. <http://www.landcover.org>.



## Apéndice

### Muestras de roca

Listado de muestras tomadas durante los trabajos de campo. La mayor parte de ellas se encuentra en el depósito del Instituto de Geología y Minería de la Universidad Nacional de Jujuy. Algunas corresponden a unidades no estudiadas en esta tesis.

Las muestras “M” fueron gentilmente cedidas por M. Soler.

Coordenadas X e Y en sistema Gauss-Krüger, Faja 3, datum Campo Inchauspe. Coordenadas geográficas, datum WGS 184.

<i>Muestra</i>	<i>Y (m)</i>	<i>X (m)</i>	<i>Litología</i>	<i>Unidad</i>	<i>Latitud S</i>	<i>Longitud W</i>	<i>Altura snm</i>
A001	7513218	3415912	Ignimbrita muy soldada	Ignimbrita Toloma	22°29'45,8''	66°49'04,1''	4642
A002	7513713	3416615	Ignimbrita muy soldada	Ignimbrita Toloma	22°29'29,8''	66°48'39,9''	
A003	7515450	3399011	Ignimbrita	Ignimbrita Bonanza	22°28'29,9''	66°58'55,3''	4595
A004	7515450	3399011	Aglomerado lapillítico	<i>Aglomerado lapillítico</i>	22°28'29,9''	66°58'55,3''	4595
A005	7515450	3399011	Aglomerado lapillítico	<i>Aglomerado lapillítico</i>	22°28'29,9''	66°58'55,3''	4595
A006	7515450	3399011	Ignimbrita	Ignimbrita Vilama	22°28'29,9''	66°58'55,3''	4595
A007	7511461	3393437	Lava	C.V. Negro	22°30'38,4''	67°02'11,2''	5300
A008	7517351	3396675	Ignimbrita	Ignimbrita Bonanza	22°27'27,7''	67°00'16,6''	4589
A009	7514188	3400812	Lava	Dacita Vilama, <i>Lavas inferiores</i>	22°29'11,4''	66°57'52,6''	4623
A010	7511668	3402305	Lava-Filetes rojos	Dacita Vilama, <i>Lavas superiores</i>	22°30'33,6''	66°57'00,9''	4760
A010'	7511668	3402305	Lava-Filetes oscuros	Dacita Vilama, <i>Lavas superiores</i>	22°30'33,6''	66°57'00,9''	4760
A011	7512385	3411811	Ignimbrita muy soldada	Ignimbrita Toloma	22°30'12,6''	66°51'28,0''	4614
A012	500 m al NE de 7517784	500 m al NE de 3419209	Brecha hidrotermal	Zona alteración C° Salle	22°27'18,0''	66°47'08,4''	4873
A013	500 m al NE de 7517784	500 m al NE de 3419209	Lava	<i>Domo riolítico</i>	22°27'18,0''	66°47'08,4''	4873
A014	500 m al NE de 7517784	500 m al NE de 3419209	Lava	<i>Domo riolítico</i>	22°27'18,0''	66°47'08,4''	4873

A015	7516199	3418311	Lava foliada	C.V. Salle, <i>Lavas intermedias</i>	22°28'09,4''	66°47'40,1''	4838
A016	7507900	3416007	Ignimbrita	Ignimbrita Bonanza	22°32'38,7''	66°49'02,2''	4540
A017	7508388	3417189	Ignimbrita	Ignimbrita Bonanza	22°32'23,1''	66°48'20,9''	4559
A018	7508086	3425750	Ignimbrita	Ignimbrita Salle	22°32'34,3''	66°43'21,3''	4617
A019	7508086	3425750	Ignimbrita	Ignimbrita Salle	22°32'34,3''	66°43'21,3''	4617
A020	7515388	3410177	Ignimbrita muy soldada	Ignimbrita Toloma	22°28'34,2''	66°52'24,8''	4835
A021	7517242	3409456	Lava	Dacita Mesada Negra	22°27'33,8''	66°52'49,6''	5289
A022	7515304	3409675	Ignimbrita	Ignimbrita Toloma	22°28'36,9''	66°52'42,4''	4827
A023	7514890	3410061	Ignimbrita	Ignimbrita Toloma	22°28'50,4''	66°52'29,0''	4770
A024	7513517	3411408	Ignimbrita	<i>Ignimbritas rojas</i>	22°29'35,2''	66°51'42,0''	4656
A025cl	7514808	3412860	Clasto en depósito de flujo de bloques y ceniza	"Ignimbrita Toloma"	22°28'53,6''	66°50'51,1''	4667
A025ma	7514808	3412860	Matriz	"Ignimbrita Toloma"	22°28'53,6''	66°50'51,1''	4667
A026 (ab, me y ar)	7514808	3412860	Ignimbrita	Ignimbrita Toloma	22°28'53,6''	66°50'51,1''	4667
A027	7510534	3411300	Ignimbrita	Ignimbrita Bonanza	22°31'12,2''	66°51'46,5''	4566
A028	7510534	3411300	Líticos volcánicos	Ignimbrita Bonanza	22°31'12,2''	66°51'46,5''	4566
A029	7507108	3415407	Ignimbrita	Ignimbrita Vilama	22°33'04,3''	66°49'23,4''	4538
A030	7507108	3415407	Vetilla de ópalo	Ignimbrita Vilama	22°33'04,3''	66°49'23,4''	4538
A031	7512858	3413611	Ignimbrita	Ignimbrita Toloma	22°29'57,1''	66°50'25,2''	4778
A032	7513264	3413889	Ignimbrita	Ignimbrita Toloma	22°29'44,0''	66°50'15,4''	4876
A033	7514625	3413138	Ignimbrita	Ignimbrita Toloma	22°28'59,6''	66°50'41,3''	4692
A034	7514625	3413138	Ignimbrita	Ignimbrita Toloma	22°28'59,6''	66°50'41,3''	4692
A035	7514953	3412777	Ignimbrita alterada	Ignimbrita Toloma	22°28'48,9''	66°50'54,0''	4677
A036	7514887	3412568	Brecha hidrotermal	Ignimbrita Toloma	22°28'51,0''	66°51'01,2''	4734
A037	7514887	3412568	Ignimbrita muy soldada	Ignimbrita Toloma	22°28'51,0''	66°51'01,2''	4734
A038	7515541	3412080	Ignimbrita muy soldada	Ignimbrita Toloma	22°28'29,6''	66°51'18,2''	4738
A039	7515541	3412080	Fragmentos juveniles	Ignimbrita Toloma	22°28'29,6''	66°51'18,2''	4738
A040	7515080	3412707	¿Lava?	Ignimbrita Toloma	22°28'44,7''	66°50'56,3''	4683
A041	7509912	3411222	Ignimbrita	Ignimbrita Bonanza	22°31'32,4''	66°51'49,3''	4560
A043	7510297	3414628	Lava autobrechada	C. V. Toloma	22°31'20,5''	66°49'50,1''	4575
A044	7510297	3414628	Clastos de lava autobrechada	C. V. Toloma	22°31'20,5''	66°49'50,1''	4575
A045	7511413	3413536	Lava	C. V. Toloma	22°30'44,0''	66°50'28,0''	4938

A046	7511668	3413446	Lava	C. V. Toloma	22°30'35,8"	66°50'31,2"	4960
A047	7511668	3413446	Fragmentos líticos en lava A046	C. V. Toloma			
A048	7511312	3413629	Lava	C. V. Toloma	22°30'47,4"	66°50'24,8"	4876
A049	7511288	3413646	¿Lava o depósito de flujo de bloques y ceniza?	C. V. Toloma	22°30'48,1"	66°50'24,2"	4861
A050	7511027	3413739	Lava	C. V. Toloma	22°30'56,6"	66°50'21,0"	4754
A051	7510600	3413925	Lava	C. V. Toloma	22°31'10,5"	66°50'14,6"	4665
A052	7510205	3414432	Lava	C. V. Toloma	22°31'23,49"	66°49'56,96"	
A053	7509293	3414382	Ignimbrita	Ignimbrita Bonanza	22°31'53,2"	66°49'58,9"	4566
A054	7507810	3417361	Ignimbrita	Ignimbrita Salle	22°32'41,9"	66°48'14,9"	4587
A055	7508117	3417294	Ignimbrita	Ignimbrita Salle	22°32'31,9"	66°48'17,2"	4606
A056	7511760	3414879	Lava	C. V. Toloma	22°30'33,1"	66°49'40,9"	4685
A057	7511929	3414405	Lava	C. V. Toloma	22°30'27,4"	66°49'57,5"	4712
A058	7510256	3412162	Lava	C. V. Toloma	22°31'21,4"	66°51'16,4"	4606
A059	7510176	3413078	Lava	C. V. Toloma	22°31'24,2"	66°50'44,3"	4601
A060	7510864	3412553	Lava	C. V. Toloma	22°31'01,7"	66°51'02,6"	4711
A061	7511273	3412538	Ignimbrita	C. V. Toloma	22°30'48,4"	66°51'03,0"	4814
A062	7511404	3412454	Ignimbrita	Ignimbrita Toloma	22°30'44,2"	66°51'05,9"	4741
A063	7510540	3407044	Lava	C. V. Bayo	22°31'11,2"	66°54'15,4"	4639
A064	7510540	3407044	Lava	C. V. Bayo	22°31'11,2"	66°54'15,4"	4639
A065	7510540	3407044	Lava foliada	C. V. Bayo	22°31'11,2"	66°54'15,4"	4639
A066	7510999	3406804	Lava	C. V. Bayo	22°30'56,2"	66°54'23,6"	4773
A067	7512668	3407177	Lava	Dique en Ignimbrita Vilama	22°30'01,8"	66°54'10,1"	4737
A068	7508396	3417711	Ignimbrita	Ignimbrita Bonanza	22°32'22,9"	66°48'02,5"	4606
A069	7509027	3418417	Líticos. Pómez. Ignimbrita.	Ignimbrita Salle superior	22°32'02,4"	66°47'37,7"	4619
A070	7509016	3418846	Pómez. Enclaves	Ignimbrita Salle	22°32'02,9"	66°47'22,8"	4624
A071a	7509243	3419115	Ignimbrita	Ignimbrita Salle	22°31'55,6"	66°47'13,3"	4599
A071b	7509243	3419115	Ignimbrita	Ignimbrita Salle	22°31'55,6"	66°47'13,3"	4611
A071c	7509243	3419115	Ignimbrita	Ignimbrita Bonanza	22°31'55,6"	66°47'13,3"	
A071d	7509243	3419115	Ignimbrita	Ignimbrita Bonanza	22°31'55,6"	66°47'13,3"	
A071e	7509243	3419115	Ignimbrita	Ign. Bonanza	22°31'55,6"	66°47'13,3"	
A072	7508234	3418221	Ignimbrita	Ign. Salle sup.	22°32'28,2"	66°47'44,7"	4549

A073	7508468	3417858	Ignimbrita	Ign. Salle sup.	22°32'20,5''	66°47'57,4''	4565
A074a	7508017	3417811	Ignimbrita	Ign. Salle	22°32'35,2''	66°47'59,1''	4537
A074b	7508017	3417811	Ignimbrita	Ign. Salle	22°32'35,2''	66°47'59,1''	
A074c	7508017	3417811	Ignimbrita	Ign. Salle	22°32'35,2''	66°47'59,1''	
A074d	7508017	3417811	Ignimbrita	Ign. Salle	22°32'35,2''	66°47'59,1''	
A074e	7508017	3417811	Ignimbrita	Ign. Salle	22°32'35,2''	66°47'59,1''	
A075	7505956	3419520	Roca porfírica	Dique Andesita	22°33'42,5''	66°46'59,7''	4533
A076	7505905	3418326	Roca porfírica	Dacita Pululus	22°33'44,0''	66°47'41,5''	4532
A077	7506101	3417623	Roca porfírica	Dacita Pululus	22°33'37,5''	66°48'06,1''	4536
A078	7506123	3417360	Roca porfírica	Dacita Pululus	22°33'36,7''	66°48'15,3''	4528
A079	7505164	3417160	Ignimbrita	Ignimbrita Vilama	22°34'07,9''	66°48'22,5''	4732
A080	7504933	3417103	Ignimbrita	Ignimbrita Vilama	22°34'15,4''	66°48'24,4''	4784
A081	7504480	3417305	Ignimbrita	Ignimbrita Vilama	22°34'30,1''	66°48'17,5''	4911
A082	7505778	3419235	Ignimbrita	<i>Volcanitas pre-Ignimbrita Vilama</i>	22°33'48,1''	66°47'09,7''	4533
A083	7505845	3419363	Depósito de flujo de bloques y ceniza (clastos y matriz)	<i>Volcanitas pre-Ignimbrita Vilama</i>	22°33'46,1''	66°47'05,3	
A084	50 m al E de 7505845	50 m al E de 3419363	Ignimbrita	<i>Volcanitas pre-Ignimbrita Vilama</i>	22°33'46,1''	66°47'05,3	
A085	7508400	3420090	Ignimbrita	Ignimbrita Salle	22°32'23,1''	66°46'39,3''	4563
A086	7508233	3420118	Ignimbrita	Ignimbrita Salle	22°32'28,6''	66°46'38,4''	4556
A087	7505788	3419524	Vetillas silíceas	<i>Volcanitas pre-Ignimbrita Vilama</i>	22°33'48'	66°46'59,6''	4550
A088	7505710	3419747	Roca alterada	<i>Volcanitas pre-Ignimbrita Vilama</i>	22°33'50,5''	66°46'51,8''	4545
A089	7505710	3419747	Roca alterada	<i>Volcanitas pre-Ignimbrita Vilama</i>	22°33'50,5''	66°46'51,8''	4545
A090	7505098	3420496	Ignimbrita	Ignimbrita Vilama	22°34'10,6''	66°46'25,7''	4552
A091	7504293	3420906	Ignimbrita	Ignimbrita Vilama	22°34'36,8''	66°46'11,5''	4564
A092	7503013	3420474	Ignimbrita	Ignimbrita Vilama	22°35'18,3''	66°46'26,8''	4635
A093	7505366	3421790	Ignimbrita	Ignimbrita Salle	22°34'02,1''	66°45'40,3''	4534
A094	7508556	3420969	Ignimbrita	Ignimbrita Salle	22°32'18,2''	66°46'08,5''	4616
A095	7508717	3421055	Pómez	Ignimbrita Salle	22°32'13,0''	66°46'05,5''	4584
A096	7508209	3422558	Ignimbrita	Ignimbrita Salle	22°32'29,6''	66°45'12,8''	4623
A097	7506024	3422226	Ignimbrita	Ignimbrita Salle	22°33'40,7''	66°45'25,0''	4545
A098	7505774	3422940	Ignimbrita	Ignimbrita Salle	22°33'48,9''	66°44'59,9''	4551
A099	7506406	3422570	Ignimbrita	Ignimbrita Salle	22°33'28,4''	66°45'12,9''	4584
A100	7507183	3423717	Ignimbrita	Ignimbrita Salle	22°33'03,3''	66°44'32,6''	4643

A101	7506947	3423610	Ignimbrita	Ignimbrita Salle	22°33'10,9''	66°44'36,5''	4576
A102	7508585	3419903	Pómez	Ignimbrita Salle sup.	22°32'17,1''	66°46'45,8''	4575
A103	7508649	3419704	Ignimbrita	Ignimbrita Bonanza	22°32'15,0''	66°46'52,8''	4604
A104	7509995	3419876	Ignimbrita	Ignimbrita Salle sup.	22°31'31,1''	66°46'46,4''	4677
A105	7509995	3419876	Líticos volcánicos	Ignimbrita Salle sup.			
A106	7509472	3419864	Ignimbrita	Ignimbrita Salle	22°31'48,2''	66°46'47,0''	4633
A107	7509608	3420213	Ignimbrita	Ignimbrita Salle	22°31'43,9''	66°46'34,8''	4640
A108	7509583	3420344	Ignimbrita	Ignimbrita Salle	22°31'44,7''	66°46'30,2''	4631
A109	7509205	3420312	Pómez	Ignimbrita Salle	22°31'57,0''	66°46'31,4''	4565
A110	7508048	3419725	Ignimbrita	Ignimbrita Salle	22°32'34,6''	66°46'31,4''	4616
A111	7508048	3419725	Ignimbrita	Ignimbrita Salle	22°32'34,6''	66°46'31,4''	
A112	7506621	3420584	Ignimbrita	Ignimbrita Salle	22°33'21,0''	66°46'22,3''	4523
A113	7506469	3420709	Ignimbrita rica en pómez	Ignimbrita Salle	22°33'25,9''	66°46'18,1''	4568
A114	7506469	3420709	Ignimbrita	Ignimbrita Salle	22°33'25,9''	66°46'18,1''	
A115	7506373	3420751	Ignimbrita	Ignimbrita Salle	22°33'29,2''	66°46'16,5''	4606
A116	7509003	3420896	Ignimbrita	Ignimbrita Salle	22°32'03,7''	66°46'11,0''	4602
A117	7509415	3421010	Lava autobrechada	C. V. Salle, <i>Lavas inferiores</i>	22°31'50,3''	66°46'06,9''	4629
A118	7509478	3421367	Lava	C. V. Salle, <i>Lavas inferiores</i>	22°31'48,3''	66°45'54,5''	4719
A119	Cerca de A118		Lava	C. V. Salle, <i>Lavas inferiores</i>			
A120	7512816	3415184	Lava, e ignimbrita subyacente	Lavas C.V. Salle sobre Ignimbrita Toloma	22°29'58,8''	66°49'30,2''	4760
A121	7513701	3417620	Lava alterada	<i>Sedimentita en A-123</i>	22°29'30,4''	66°48'04,8''	4795
A122	7513701	3417620	Vetas cuarzo		22°29'30,4''	66°48'04,8''	4795
A123	7513701	3417620	Lava	<i>Sedimentita en A-123</i>	22°29'30,4''	66°48'04,8''	4795
A124	7513623	3417675	Lava	C.V. Salle, <i>Lavas inferiores</i>	22°29'32,9''	66°48'02,7''	4825
A125	Entre A124 y A127		Lava c/ filetes de flujo y <i>crevasses</i>	C.V. Salle, <i>Lavas intermedias</i>			
A126	Entre A124 y A127		Lava textura pseudo-eutaxítica	C.V. Salle, <i>Lavas intermedias</i>			
A127	7513126	3418404	Lava	C.V. Salle, <i>Lavas intermedias</i>	22°29'49,3''	66°47'37,4''	5118
A128	7513640	3419246	Lava	C.V. Salle, <i>Lavas intermedias</i>	22°29'32,8''	66°47'07,9''	5309
A129	7512160	3419111	Lava	C.V. Salle, <i>Lavas intermedias</i>	22°30'20,7''	66°47'12,9''	4918
A130	7511634	3419301	Lava	C.V. Salle, <i>Lavas intermedias</i>	22°30'38,0''	66°47'06,3''	4855
A131	7510289	3418428	Ignimbrita	Ignimbrita Salle	22°31'21,5''	66°47'37,1''	4634

A132	Entre A131 y A134		Ignimbrita	Ignimbrita Salle			
A133	Entre A131 y A134		Ignimbrita	Ignimbrita Salle			
A134	7512133	3416474	Lava	C.V.Salle, <i>Lavas inferiores</i>	22°30'21,3"	66°48'45,2"	4611
A135	7512121	3417283	Depósito de flujo de bloques y ceniza	C.V.Salle, <i>Lavas inferiores</i>	22°30'21,7"	66°48'16,8"	4671
A136	7512121	3417283	Lavas autobrechadas	C.V.Salle, <i>Lavas inferiores</i>	22°30'21,7"	66°48'16,8"	
A137	7512698	3417099	Lava	<i>Sedimentitas en A-123</i>	22°30'02,9"	66°48'23,2"	4681
A138	7512843	3416787	Ignimbrita	Ignimbrita Toloma	22°29'58,0"	66°48'34,1"	4639
A139	7516879	3417166	Ignimbrita	Ignimbrita Toloma	22°27'47,0"	66°48'20,1"	4853
A140	7516960	3417285	Ignimbrita	Ignimbrita Toloma	22°27'44,4"	66°48'15,9"	4901
A141	7517094	3417430	Ignimbrita	¿Ignimbrita Vilama?	22°27'40,1"	66°48'10,8"	4978
A142	7517352	3417506	Lava	Dacita Río Blanco	22°27'31,7"	66°48'08,0"	5080
A143	7517439	3417542	Lava	C.V.Salle, <i>Lavas intermedias</i> (C° Alcoak)	22°27'28,9"	66°48'06,8"	5127
A144	7517625	3417704	Lava	C.V.Salle, <i>Lavas intermedias</i> (C° Alcoak)	22°27'22,9"	66°48'01,0"	5246
A145	7516147	3417944	Lava foliada	C.V.Salle, <i>Lavas intermedias</i>	22°28'11,0"	66°47'52,9"	4794
A146	7516491	3417913	Lava	Dacita Río Blanco	22°27'59,8"	66°47'54,0"	4799
A147	7516690	3418349	Volcanitas alteradas	Área de alteración Cerro Salle	22°27'53,4"	66°47'38,7"	4795
A148	7516347	3419734	Lava foliada	C.V.Salle, <i>Lavas intermedias</i>	22°28'04,8"	66°46'50,3"	5042
A149	7516163	3420157	Lava	C.V.Salle, <i>Lavas intermedias</i>	22°28'10,8"	66°46'35,5"	5208
A150	7516163	3420157	Lava	C.V.Salle, <i>Lavas intermedias</i>	22°28'10,8"	66°46'35,5"	5208
A151	7510236	3427702	Ignimbrita soldada	Ignimbrita Vilama	22°31'24,7"	66°42'12,6"	4521
A152	7512830	3428242	Ignimbrita	Ignimbrita Vilama	22°30'00,4"	66°41'53,3"	4593
A153	7513680	3428851	Lava	C.V.Salle, <i>Lavas inferiores</i>	22°29'32,9"	66°41'31,9"	4619
A154	7514531	3429304	Ignimbrita	Ignimbrita Cerro Panizos	22°29'05,3"	66°41'15,9"	4618
A155	7515071	3429266	Depósito de flujo de bloques y ceniza	C.V.Salle, <i>Lavas inferiores</i>	22°28'47,7"	66°41'17,2"	4596
A156	7516940	3428098	Lava	C.V.Salle, <i>Lavas inferiores</i>	22°27'46,8"	66°41'57,7"	4658
A157	7517401	3428907	Líticos	Ignimbrita Cerro Panizos	22°27'32,1"	66°41'29,1"	4638
A158	7517401	3428907	Pómez parte inferior	Ignimbrita Cerro Panizos	22°27'32,1"	66°41'29,1"	4638
A159	7517401	3428907	Ignimbrita	Ignimbrita Cerro Panizos	22°27'32,1"	66°41'29,1"	
A160	7517401	3428907	Pómez parte superior	Ignimbrita Cerro Panizos	22°27'32,1"	66°41'29,1"	
A161	7509068	3428155	Ignimbrita	Ignimbrita Vilama	22°32'02,7"	66°41'57,0"	4624
A162	7507487	3424262	Ignimbrita	Ignimbrita Salle	22°32'53,5"	66°44'13,5"	4617



A163	7506159	3425150	Ignimbrita	Ignimbrita Salle	22°33'36,8''	66°43'42,6''	4574
A164	7505914	3425506	Ignimbrita	Ignimbrita Salle	22°33'44,9''	66°43'30,2''	4566
A165	7504206	3426508	Ignimbrita	Ignimbrita Vilama	22°34'40,6''	66°42'55,4''	4550
A166	7511444	3423137	Lava	C.V.Salle, <i>Lavas inferiores</i>	22°30'44,7''	66°44'42,1''	4807
A167	7512506	3423083	Lava	C.V.Salle, <i>Lavas inferiores</i>	22°30'10,2''	66°44'53,9''	4904
A168	7513524	3422542	Lava	C.V.Salle, <i>Lavas inferiores</i>	22°29'37''	66°45'12,6''	5027
A169	7507838	3424953	Ignimbrita	Ignimbrita Salle	22°32'42,4''	66°43'49,1''	4607
A170	7509126	3422733	Ignimbrita	Ignimbrita Salle	22°32'00''	66°45'06,7''	4643
A171	7510269	3421705	Lava	C.V.Salle, <i>Lavas inferiores</i>	22°31'22,7''	66°45'42,4''	4702
D001	7506079	3417096	Lava	Dacita Pululus	22°33'38,1''	66°48'24,5''	
D002	7514618	3416493	Lava	Ignimbrita Toloma	22°29'00,4''	66°48'44,0''	4682
D003	7525410	3388629	Lava	C.V. Loromayu, debajo de C° Puntas Negras	22°23'03,9''	67°04'55,9''	4656
D004	7517230	3397075	Ignimbrita	Ignimbrita Bonanza	22°27'31,7''	67°00'02,6''	4580
D005a	7533536	3387471	Lava foliada	Dacita Khastor, <i>Lavas grises</i>	22°18'39,5''	67°05'34,3''	4659
D005b	7533536	3387471	Lava foliada	Dacita Khastor, <i>Lavas grises</i>	22°18'39,5''	67°05'34,3''	4659
D005c	7533536	3387471	Lava gris	Dacita Khastor, <i>Lavas grises</i>	22°18'39,5''	67°05'34,3''	4659
D006	7525726	3385585	Ignimbrita	Ignimbrita Bonanza	22°22'52,9''	67°06'42,2''	4612
D007	7529554	3377234	Lava	Colada encima de Ignimbrita Vilama	22°20'46,4''	67°11'33,0''	4679
D008	7524832	3380390	Ignimbrita	Ignimbrita Vilama	22°23'20,7''	67°09'44,0''	4750
D009	7518003	3421888	Lava	C.V.Salle, <i>Lavas intermedias</i>	22°27'11,3''	66°45'34,7''	5107
D010	7518840	3421892	Lava foliada	C.V.Salle, <i>Lavas intermedias</i>	22°26'44,1''	66°45'34,4''	5310
D011	7518712	3420897	Lava	C.V.Salle, <i>Lavas inferiores</i>	22°26'48,1''	66°46'09,2''	5129
D012	7514990	3396097	Lava	C.V.Negro	22°28'44,3''	67°00'37,3''	4803
D013	7510389	3392776	Lava brechada	C.V.Negro	22°31'13,1''	67°02'34,6''	5384
D014	7510941	3416816	Ignimbrita	Ignimbrita Salle	22°31'00,0''	66°48'33,4''	4595
D015	7518086	3416614	Ignimbrita	Ignimbrita Vilama	22°27'07,7''	66°48'39,1''	5009
D016	7515378	3415923	Ignimbrita	<i>Ignimbritas rojas</i>	22°28'35,6''	66°49'03,8''	4715
D017	7523660	3422528	Ignimbrita	Ignimbrita Cerro Panizos	22°24'07,5''	66°45'11,3''	4489
D018	7523405	3422498	Ignimbrita	Ignimbrita Vilama	22°24'15,8''	66°45'12,4''	4483
D019	7521747	3421854	Lava	C.V.Salle, <i>Lavas intermedias</i>	22°25'09,6''	66°45'35,2''	4605
E001	7495958	3407814	Ignimbrita	Ignimbrita Vilama	22°39,089'	66°53,858'	4544
E002	7502748	3422985	Ignimbrita	Ignimbrita Vilama	22°35,456'	66°44,983'	4541
E003	7504163	3424977	Ignimbrita	Ignimbrita Salle	22°34,695'	66°43,817'	4549
E004	7503728	3425903	Ignimbrita	Ignimbrita Vilama	22°34,933'	66°43,278'	4535

E005	7514369	3419306	Lava	C.V.Salle, <i>Lavas superiores</i>	22°29,150'	66°47',094	5149
E005b	7514369	3419306	Lava	C.V.Salle, <i>Lavas superiores</i>	22°29,150'	66°47',094	5149
E006	7514097	3418760	Lava	C.V.Salle, <i>Lavas intermedias</i>	22°29,296'	66°47,413'	5091
E007	7513614	3417549	Clasto	<i>Sedimentitas en A-123</i>	22°29,554'	66°48,121'	4760
E008	7508199	3417392	Ignimbrita	Ignimbrita Salle superior	22°32,487'	66°48,229'	4548
E009	7508234	3418221	Xenolitos	Ignimbrita Salle superior	22°32',28,2''	66°47',44,7''	4549
E010	7510302	3420581	Ignimbrita	Ignimbrita Salle	22°31,357'	66°46,363'	4727
E011	7505458	3427266	Ignimbrita	Ignimbrita Vilama	22°33,999'	66°42,478'	4557
E012	7504771	3427593	Ignimbrita	Ignimbrita Vilama	22°34,372'	66°42,289'	4565
E013	7509441	3393380	Lava	C.V.Negro	22°31,734'	67°02,228'	5400
E014	7510727	3392660	Lava	C.V.Negro	22°31,035'	67°02,643'	5344
E015	7510389	3391641	Lava	C.V.Negro	22°31,214'	67°03,238'	5388
E016	7507201	3405910	Lava	Dacita Vilama, <i>Lavas inferiores</i>	22°32,992'	66°54,929'	4515
E017	7507408	3406249	Ignimbrita	Ignimbrita Vilama	22°32,881'	66°54,731'	4496
E018	7508196	3405963	Lava	Dacita Vilama, <i>Lavas inferiores</i>	22°32,453'	66°54,895'	4531
E019	7519365	3419321	Lava	C.V. Salle (C° Alcoak)	22°26,443'	66°47,070'	5075
E020	7519446	3419122	Lava	C.V. Salle (C° Alcoak)	22°26,399'	66°47,186'	5073
E021	7518394	3418154	Lava	C.V. Salle (C° Alcoak)	22°26,966'	66°47,753'	5046
E022	7518256	3418318	Lava y xenolitos	Dacita Río Blanco	22°27,041'	66°47,658'	5019
E023	7517306	3418637	Lava	Dacita Río Blanco	22°27,557'	66°47,475'	4882
E023b	7517306	3418637	Xenolito de pórfiro	Dacita Río Blanco	22°27,557'	66°47,475'	4882
E024	7504389	3411050	<i>Fiamme</i> rojos	Ignimbrita Vilama	22°34,532'	66°51,941'	4519
E025	7508761	3426705	Ignimbrita	Ignimbrita Vilama	22°32,208'	66°42,796'	4605
E026	7510690	3427493	Ignimbrita	Ignimbrita Vilama	22°31,165'	66°42,278'	4526
E027	7509258	3427591	Fragmentos juveniles	Ignimbrita Vilama	22°31,941'	66°42,278'	4562
F001	7509868	3405810	Lava	C.V. Bayo	22°31,547'	66°54,978'	4631
F002	7514836	3407550	<i>Fiamme</i> rojos	Ignimbrita Vilama	22°28,861'	66°53,946'	5037
F003	7514342	3399340	Lava	Dacita Vilama	22°29,101'	66°58,734'	4645
F004	7505964	3419527	Lava	Dique andesita	22°33,704'	66°46,991'	4521
F005	7506004	3419773	Ignimbrita	Ignimbrita Salle	22°33,683'	66°46,847'	4523
F006	7516519	3417936	Lava	Dacita Río Blanco	22°27,981'	66°47,886'	4796
F007	7517274	3417915	Lava	¿Dacita Río Blanco?	22°27,572'	66°47,896'	4981
F008	7517581	3418677	Brecha hidrotermal	Área alteración Cerro Salle	22°27,408'	66°47,451'	4853
F009	7517641	3419558	Lava	C.V. Salle, <i>Lavas inferiores</i>	22°27,378'	66°46,937'	4898
F010	7517827	3419755	Lava	<i>Domo riolítico</i>	22°27,278'	66°46,822'	4910

F011	7517688	3420133	Lava	<i>Domo riolítico</i>	22°27,354'	66°46,602'	4937
F012	7517732	3420433	Lava	C.V. Salle, <i>Lavas inferiores</i>	22°27,331'	66°46,427'	4921
F013	7517594	3420449	Lava	C.V. Salle, <i>Lavas inferiores</i>	22°27,406'	66°46,418'	4901
F014	7517429	3420376	Lava	C.V. Salle, <i>Lavas inferiores</i>	22°27,495'	66°46,461'	4947
F015	7517470	3419722	Lava	C.V. Salle, <i>Lavas inferiores</i>	22°27,471'	66°46,842'	4883
F016	7516788	3418801	Lava	Dacita Río Blanco	22°27,838'	66°47,381'	4818
F017	7519960	3416856	Lava	C.V. Salle (Alcoak)	22°26,114'	66°48,505'	4987
F018	7520579	3417791	Lava	C.V. Salle (Alcoak)	22°25,781'	66°47,958'	4923
F019	7517776	3417188	Lava	C.V. Salle (Alcoak)	22°27,298'	66°48,318'	5041
F020	7517279	3417387	Ignimbrita	Ignimbrita Vilama	22°27,568'	66°48,204'	5008
F021	7516342	3417306	Ignimbrita	Ignimbrita Toloma	22°28,075'	66°48,254'	4832
F022	7506148	3397724	Lava	C.V. Dulce Nombre	22°33,534'	66°59,708'	4810
F023	7507784	3396876	Lava	C.V. Dulce Nombre	22°32,645'	67°00,196'	5001
F024	7507520	3397243	Lava	Dacita Vilama, <i>Lavas inferiores</i>	22°32,789'	66°59,983'	4990
F025	7505894	3404960	Lava	Dacita Vilama, <i>Lavas inferiores</i>	22°33,697'	66°55,488'	4501
F026	7523909	3386589	Lava	C.V. Puntas Negras	22°23,870'	67°06,126'	4658
F027	7524869	3386539	Lava	C.V. Loromayu, debajo de C.V. Puntas Negras	22°23,350'	67°06,151'	4622
F028	7522677	3391526	Lava	C.V. Loromayu	22°24,557'	67°03,255'	4573
F029	7514518	3401130	Lava	C.V. Bayo	22°29,012'	66°57,690'	4625
F030	7510560	3406133	Lava	C.V. Bayo	22°31,173'	66°54,787'	4631
F031	7521437	3423451	Lava	C.V. Salle, <i>Lavas intermedias</i>	22°25,332'	66°44,657'	4573
F032	7522318	3424353	Lava	Ignimbrita Cerro Panizos	22°24,857'	66°44,129'	4488
F033	7522487	3424942	Enclaves	C.V. Salle, <i>Lavas intermedias</i>	22°24,767'	66°43,785'	4485
F034	7522136	3429538	Ignimbrita	Ignimbrita Granada o Lagunillas	22°24,969'	66°41,108'	4363
F035	7522233	3429802	Xenolito	Ignimbrita Granada o Lagunillas	22°24,917'	66°40,954'	4355
F036	7522018	3429980	Lava	<i>Dacitas pre-Ignimbrita Vilama</i>	22°25,034'	66°40,851'	4442
F037	7521507	3429486	Lava	<i>Dacitas pre-Ignimbrita Vilama</i>	22°25,310'	66°41,140'	4442
F038	7520246	3433164	Lava	<i>Dacitas pre-Ignimbrita Vilama</i>	22°26,002'	66°39,000'	4438
G001	7505804	3427762	Ignimbrita-Clastos	Ignimbrita Vilama	22,5635470°	66,7031265°	
G002	7512815	3424923	Lava	C.V. Salle, <i>Lavas intermedias</i>	22,5001181°	66,7303938°	
G003	7501209	3425721	Ignimbrita	Ignimbrita Vilama	22,6049549°	66,7231894°	
G004	7510089	3420006	Ignimbrita	Ignimbrita Salle	22,5245101°	66,7783142°	
G005	7538898	3407999	Ignimbrita	¿Ignimbrita Cerro Panizos?	22,2637779°	66,8933488°	
G006	7539912	3404776	Ignimbrita	Ignimbrita Vilama	22,2544438°	66,9245590°	

G007	7538695	3385609	Lava	Probablemente Lavas Ojo de Perico	22,2642661°	67,1105648°
G008	7535540	3387296	Lava	Probablemente Lavas Ojo de Perico	22,2928692°	67,0944179°
G009	7533778	3387006	Lava	Dacita Khastor, <i>Lavas grises</i>	22,3087532°	67,0973522°
G010	7534714	3388433	Lava	Dacita Khastor, <i>Lavas grises</i>	22,3003954°	67,0834477°
G011a	7531356	3388513	Lava gris	Dacita Khastor, <i>Lavas grises</i>	22,3307259°	67,0829058°
G011b	7531356	3388513	Lava marrón	Dacita Khastor, <i>Lavas marrones</i>	22,3307259°	67,0829058°
G011c	7531356	3388513	Mezcla gris y marrón	Domos Khastor, mezcla de dos lavas	22,3307259°	67,0829058°
G012	7525298	3389375	Lava oscura	C.V. Loromayu, debajo de C° Puntas Negras	22,3854805°	67,0749558°
G012b	7525298	3389375	Enclaves microgranulares	C.V. Loromayu debajo de C° Puntas Negras	22,3854805°	67,0749558°
G012c	7525298	3389375	Lava color morado	C.V. Loromayu debajo de C° Puntas Negras	22,3854805°	67,0749558°
G013	7520660	3392235	Lava	C.V. Vitichi	22,4275322°	67,0475061°
G014	7518712	3395154	Lava	C.V. Loromayu	22,4453044°	67,0192785°
G015	7514721	3417783	Ignimbrita soldada o lava	Ignimbrita Toloma	22,4825818°	66,7996860°
G016	7515883	3418415	Ignimbrita	<i>¿Ignimbritas rojas?</i>	22,4721158°	66,7934848°
G017	7515868	3418364	Lava	Dacita Río Blanco	22,4722499°	66,7939783°
G018	7511830	3414314	Ignimbrita	Ignimbrita Vilama	22,5085134°	66,8335462°
G019	7511457	3413215	Lava	C.V. Toloma	22,5118286°	66,8442429°
G020	7489955	3408312	Ignimbrita	Ignimbrita Vilama	22,7057094°	66,8931449°
G021	7487690	3411896	Ignimbrita	Ignimbrita Vilama	22,7263571°	66,8583942°
G022	7484782	3417378	Ignimbrita	Ignimbrita Vilama	22,7528895°	66,8051846°
G023	7483730	3419879	Ignimbrita	Ignimbrita Vilama	22,7625132°	66,7808945°
G024	7502149	3409486	Ignimbrita	Ignimbrita Vilama	22,5956798°	66,8810160°
G025	7521059	3436242	Lava	Lavas sobre basamento ordovícico	22,4261428°	66,6200692°
G026	7520993	3436448	Lava	Lavas sobre basamento ordovícico	22,4267436°	66,6180736°
G027	7521361	3436774	Lava	Lavas sobre basamento ordovícico	22,4234337°	66,6148926°
G028	7521241	3433935	Lava	Andesita basáltica en Mina Pabellón	22,4244101°	66,6424657°
G029	7521327	3433614	Lava	Andesita basáltica en Mina Pabellón	22,4236215°	66,6455878°
G030	7517237	3426508	Lava	C.V. Salle, <i>Lavas intermedias</i>	22,4602605°	66,7147941°
G031	7523253	3424861	Ignimbrita	Ignimbrita Cerro Panizos	22,4058653°	66,7305011°
G032	7525902	3425923	Ignimbrita	Ignimbrita Cerro Panizos	22,3819936°	66,7200673°
G033	7525867	3425260	Ignimbrita	Ignimbrita Cerro Panizos	22,3822833°	66,7265046°

G034	7523890	3422612	Ignimbrita	Ignimbrita Cerro Panizos	22,4000127°	66,7523182°	
G035	7525743	3421598	Lava	<i>Volcanitas pre-Ignimbrita Cerro Panizos</i>	22,3832328°	66,7620707°	
G036	7525553	3421451	Lava	¿C.V. Salle?	22,3849440°	66,7635030°	
H01	7505865	3427666	Ignimbrita	Ignimbrita Vilama	22,5636972°	66,7032621°	
H02	7505956	3427614	Ignimbrita	Ignimbrita Vilama	22°33,772'	66°42,225'	4552
H03	7501828	3417189	Lava	Dacita Pululus	22,5996675°	66,8053253°	
H04	7501486	3417315	Lava	Dacita Pululus	22,6027602°	66,8041222°	
H05	7501842	3417174	Ignimbrita	<i>Ignimbrita pre-Ignimbrita Vilama</i>	22,5995374°	66,8054683°	
H06	7501894	3417078	Ignimbrita	Ignimbrita Vilama	22,5990671°	66,8064054°	
H07	7504075	3417282	Ignimbrita	Ignimbrita Vilama	22,5793806°	66,8043026°	
H10	7505570	3416952	Lava	Dacita Pululus	22,5658631°	66,8074360°	
H12	7518393	3419205	Lava	C.V. Salle, <i>Lavas inferiores</i>	22,4501961°	66,7848816°	
M173	7519572	3420699	Lava	C.V.Salle, <i>Lavas intermedias</i>			
M175	7512595	3406533	Lava	C.V. Bayo			
M177	Mismo perfil que M175		Lava	C.V. Bayo			
M178	Mismo perfil que M175		Lava	C.V. Bayo			
M189	7510325	3415030	Lava	C.V. Toloma			
M227	7533283	3387332	Lava marrón	Dacita Khastor, <i>Lavas marrones</i>	22°18'40,79	67°05'36,38''	



### Análisis geoquímicos

Listado de análisis geoquímicos de roca total, fragmentos juveniles y pómez: Elementos mayores y traza realizados en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Jujuy; elementos de las tierras raras realizados por ALS Chemex, Vancouver, Canadá; Isótopos de Sr y Nd realizados en el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica de la Universidad de Brasilia, Brasil.

Unidad	<i>Dacitas pre-Ignimbrita Vilama</i>		Dique andesítico	Ignimbrita Vilama		<i>Aglom. lapillítico</i>	
	F-036	F-038	F-004	Fragmentos juveniles	<i>Fiamme rojos</i>		
Análisis	F-036	F-038	F-004	E-027	E-024	E-025	A-005
SiO <sub>2</sub>	64,52	63,29	58,61	65,41	65,44	64,80	66,27
TiO <sub>2</sub>	0,85	0,91	0,93	0,87	0,94	1,00	0,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,87	16,22	15,40	16,19	16,12	16,48	16,42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (total)	4,61	5,04	6,79	4,92	5,27	5,60	4,01
MnO	0,06	0,07	0,08	0,04	0,06	0,07	0,05
MgO	1,78	2,20	4,03	1,67	1,49	1,42	1,61
CaO	3,91	4,29	5,76	4,19	3,94	4,26	3,79
Na <sub>2</sub> O	2,29	2,37	2,55	2,43	2,11	2,44	2,88
K <sub>2</sub> O	4,01	3,99	2,90	3,91	3,71	3,57	3,52
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,22	0,25	0,20	0,21	0,22	0,13
LOI	1,40	0,98	2,85	0,70	1,02	0,62	1,17
Total	99,51	99,59	100,14	100,54	100,30	100,47	100,47
A/CNK	1,04	1,01	0,87	1,02	1,10	1,06	1,06
La							
Ce							
Pr							
Nd							
Sm							
Eu							
Gd							
Tb							
Dy							
Ho							
Er							
Tm							
Yb							
Lu							
Y	19	19	23	17	19	18	16
Rb	165	168	114	160	156	130	190
Sr	232	283	624	235	260	235	297
Ba	561	569	663	581	661	693	604
U	6,2	4,3	3	4	3	3	4
Th	12,9	12,7	13	12	13	12	13
Hf	5	6	4	5	5	5	5
Zr	183	189	237	169	169	166	160
Nb	15	13	16	13	14	15	12
Cr	75	66	420	57	36	36	39
Ni	2	nd	138	<1	1	2	3
Co	28	31	36	29	26	34	29
Cu	3	0					
Pb	21	20	9	20	25	20	22
Sn							
Zn	81	79		119			
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr(0)							
εNd(0)							

(cont.)

Unidad	Dacita Pululus	Centro Volcánico Toloma		Dacita Río Blanco		Dacita Khastor	
Sección							<i>Lavas grises</i>
Análisis	H-03	A-045	M-189	A-142	E-O23	D-005a	D-005c
SiO <sub>2</sub>	63,67	65,49	65,05	64,11	65,04	67,56	68,61
TiO <sub>2</sub>	0,86	0,94	0,92	0,92	0,89	0,73	0,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,30	16,02	16,23	15,84	15,77	15,70	15,19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (total)	4,72	4,78	4,78	4,68	4,85	3,57	3,14
MnO	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,03	0,04
MgO	1,82	1,45	1,68	1,75	1,61	0,92	1,07
CaO	4,13	3,94	4,32	3,58	3,24	3,01	2,51
Na <sub>2</sub> O	2,49	2,58	2,84	2,16	1,35	2,65	2,51
K <sub>2</sub> O	3,61	3,96	3,83	3,90	6,27	4,42	4,55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,21	0,21	0,20	0,20	0,20	0,17
LOI	0,92	0,32	0,39	1,75	1,48	0,91	1,85
Total	98,77	99,73	100,31	98,93	100,73	99,69	100,22
A/CNK	1,05	1,02	0,97	1,11	1,06	1,07	1,12
La						42,1	
Ce						86	
Pr						10	
Nd						36,9	
Sm						7	
Eu						1,4	
Gd						7,1	
Tb						0,9	
Dy						4,1	
Ho						0,7	
Er						1,9	
Tm						0,2	
Yb						1,6	
Lu						0,2	
Y	18	20	20	17	16	20	20
Rb	149	161	152	158	202	207	225
Sr	275	223	242	216	149	213	185
Ba	624	610	669	605	547	518	490
U	4,4	5	4	4,9	4	7	10
Th	12,2	13	13	12,6	11	15	13
Hf	5	6	4	5	5	6	5
Zr	181	183	171	173	156	177	150
Nb	14	15	16	13	13	15	15
Cr	48	27	28	149	39	33	51
Ni	nd	<1	<1	nd	<1	2	2
Co	17	28	26	26	23	18	31
Cu	5		<1	0			
Pb	21	21	20	22	19	25	27
Sn			5,8				
Zn	100			90	80		
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr(0)	0,71523	0,71531					0,71607
εNd(0)	-9,99	-10,96					



(cont.)

Unidad	Dacita Khastor			Dacita Mesada Negra	Complejo Volcánico Salle		
	<i>Lavas grises</i>	<i>Lavas marrones</i>			<i>Lavas inferiores</i>		
Sección	G-011a	G-011b	M-227b	A-021	F-013	A-117	A-124
Análisis							
SiO <sub>2</sub>	66,02	66,95	66,95	63,56	64,21	64,87	67,06
TiO <sub>2</sub>	0,73	0,68	0,67	0,92	0,94	0,91	0,86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,48	15,19	15,36	16,12	16,23	16,23	16,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (total)	3,65	3,47	3,51	5,18	4,65	5,04	4,40
MnO	0,04	0,05	0,04	0,07	0,05	0,04	0,05
MgO	1,38	1,29	1,20	1,90	2,03	1,49	1,33
CaO	3,29	3,00	2,62	4,67	4,16	4,04	3,62
Na <sub>2</sub> O	2,44	2,46	2,38	2,59	2,72	2,54	2,54
K <sub>2</sub> O	4,30	4,30	4,34	3,70	3,93	4,06	4,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,19	0,18	0,20	0,28	0,23	0,20
LOI	1,80	1,90	2,29	1,19	0,81	0,65	0,49
Total	99,33	99,47	99,55	100,10	100,02	100,09	100,78
A/CNK	1,06	1,07	1,15	0,96	1,00	1,02	1,07
La				40,8		50,5	
Ce				82,9		104	
Pr				9,5		12,1	
Nd				34,7		45,4	
Sm				6,5		8,2	
Eu				1,4		1,6	
Gd				6,8		7,9	
Tb				0,8		0,9	
Dy				4,1		4,3	
Ho				0,7		0,7	
Er				1,9		2	
Tm				0,2		0,2	
Yb				1,5		1,5	
Lu				0,2		0,2	
Y	16	17	16	19	19	18	18
Rb	198	205	211	149	160	176	167
Sr	225	210	196	227	500	232	219
Ba	606	532	531	588	731	659	611
U	6	7,3	7,8	4	6	4	5
Th	15,1	15,2	13,7	13	13	15	13
Hf	5	6	5	6	5	6	6
Zr	182	172	170	196	211	185	179
Nb	15	15	16	13	15	12	14
Cr	58	77	111	53	33	39	23
Ni	<2	<2	nd	1	0	2	<1
Co	32	29	22	29	16	24	30
Cu	5	10	0				
Pb	24	27	26	19	21	19	23
Sn							
Zn	76	75	77				
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr(0)				0,71476			
εNd(0)				-11,12			

(cont.)

Unidad	Complejo Volcánico Salle					
Sección	<i>Lavas intermedias</i>					
Análisis	A-130	A-143	A-150	D-010	E-021	M-173
SiO <sub>2</sub>	65,48	63,19	65,34	67,00	63,28	64,17
TiO <sub>2</sub>	1,04	1,02	0,98	0,80	0,93	0,98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,30	16,89	16,38	16,00	16,53	16,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (total)	4,82	5,56	4,88	3,77	5,64	4,54
MnO	0,06	0,07	0,06	0,04	0,08	0,06
MgO	1,81	2,47	1,67	1,15	2,27	1,73
CaO	4,13	4,46	3,46	3,12	4,59	4,50
Na <sub>2</sub> O	2,55	2,38	2,43	2,60	2,63	2,59
K <sub>2</sub> O	4,03	3,55	3,97	4,33	3,31	4,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,24	0,22	0,20	0,21	0,21	0,25
LOI	0,21	1,05	0,83	0,47	1,11	0,91
Total	100,68	100,85	100,20	99,47	100,58	100,50
A/CNK	1,02	1,06	1,12	1,09	1,02	1,00
La				47,7		
Ce				98,5		
Pr				11,6		
Nd				42,7		
Sm				7,6		
Eu				1,4		
Gd				7		
Tb				0,8		
Dy				3,2		
Ho				0,4		
Er				1,3		
Tm				0,1		
Yb				0,9		
Lu				0,1		
Y	18	23	19	14	22	18
Rb	154	136	158	207	151	146
Sr	249	231	205	208	226	357
Ba	647	566	652	620	539	710
U	4	4	4	7	4	3
Th	13	12	13	18	12	13
Hf	6	6	6	6	5	6
Zr	198	181	190	197	175	231
Nb	15	13	13	14	13	16
Cr	25	38	24	31	61	16
Ni	<1	<1	<1	1	<1	<1
Co	27	26	24	21	41	38
Cu						
Pb	21	18	21	24	19	
Sn						
Zn					69	
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr(0)				0,71665		
εNd(0)				-10,96		

(cont.)

Unidad Sección	Complejo Volcánico Salle			Ignimbrita Salle			
	<i>Lavas intermedias- Enclaves</i>		<i>Lavas superiores</i>	Miembro Inferior			
Análisis	A-150e	F-033	E-005b	A-054	A-095	A-113	A-163
SiO <sub>2</sub>	63,45	61,85	65,15	67,02	65,90	65,44	66,19
TiO <sub>2</sub>	1,14	1,20	0,88	0,81	0,78	0,88	0,78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,40	17,13	15,92	16,01	15,83	16,58	16,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (total)	5,54	5,59	4,75	3,92	3,81	4,00	3,83
MnO	0,08	0,05	0,06	0,06	0,04	0,03	0,05
MgO	1,84	1,75	1,72	1,09	1,27	1,37	1,43
CaO	3,36	4,09	3,94	3,77	3,22	1,72	3,44
Na <sub>2</sub> O	2,62	1,98	2,51	2,62	2,00	1,26	2,24
K <sub>2</sub> O	3,65	3,13	3,98	4,26	4,78	4,60	4,74
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,32	0,21	0,21	0,21	0,25	0,21
LOI	1,26	2,88	1,44	0,96	2,20	4,14	1,82
Total	100,48	99,97	100,56	100,72	100,05	100,27	100,82
A/CNK	1,21	1,22	1,02	1,02	1,11	1,63	1,07
La		45	43,1		41,6		
Ce		88,9	88,5		84,7		
Pr		11,1	10,4		9,9		
Nd		42,3	39,7		36,4		
Sm		8,6	7,7		6,8		
Eu		1,8	1,6		1,3		
Gd		8,2	7,1		6,7		
Tb		1	0,9		0,8		
Dy		4,2	3,8		3,5		
Ho		0,6	0,6		0,5		
Er		1,6	1,5		1,4		
Tm		0,1	0,2		0,1		
Yb		1,1	1,2		1,1		
Lu		0,1	0,1		0,1		
Y	21	21	16	15	16	15	15
Rb	140	149	165	183	192	219	197
Sr	209	361	246	232	227	126	223
Ba	678	883	649	571	638	584	542
U	4	4	3,6	7	5	6	6
Th	14	14	15	14	14	15	14
Hf	6	5	7	6	5	5	6
Zr	207	302	182	185	177	191	181
Nb	15	19	15	14	14	14	14
Cr	26	31	109,5	29	57	29	30
Ni	<1	28	<1	<1	3	7	2
Co	24	22	17,5	30	30	20	33
Cu							
Pb	20	18		22	26	25	23
Sn							
Zn							
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr(0)			0,71510		0,71620		
εNd(0)			-9,93		-10,92		

(cont.)

Unidad	Ignimbrita Salle		<i>Domo riolítico</i>		Ignimbrita Cerro Panizos		
Sección	Miembro Superior						
Análisis	A-069	A-104	A-014	F-010	A-158r	A-158v	F-032
SiO <sub>2</sub>	68,08	66,15	70,30	67,98	63,57	63,13	65,42
TiO <sub>2</sub>	0,77	0,79	0,50	0,48	0,78	0,92	0,77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,38	16,06	15,76	15,29	16,22	16,31	15,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (total)	3,38	3,83	2,55	2,66	3,87	4,08	3,89
MnO	0,02	0,05	0,02	0,03	0,04	0,04	0,04
MgO	0,92	1,36	0,91	0,88	1,86	2,41	1,18
CaO	2,70	3,24	1,74	1,99	3,06	3,36	3,23
Na <sub>2</sub> O	2,60	2,21	2,77	2,62	1,88	1,89	1,88
K <sub>2</sub> O	4,46	4,63	4,75	4,72	4,29	4,31	4,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,22	0,21	0,19	0,20	0,23	0,21
LOI	1,08	1,60	1,12	2,38	3,52	4,12	2,60
Total	100,58	100,13	100,60	99,24	99,28	100,79	99,52
A/CNK	1,17	1,10	1,23	1,17	1,18	1,22	1,13
La			41,2		27,7		
Ce			85		57		
Pr			9,9		6,8		
Nd			36		25,2		
Sm			6,7		4,7		
Eu			1,1		0,9		
Gd			6,5		4,4		
Tb			0,7		0,5		
Dy			3,2		2,2		
Ho			0,5		0,3		
Er			1,4		0,9		
Tm			0,1		0,1		
Yb			1		0,7		
Lu			0,1		0,09		
Y	14	16	14	13	13	12	16
Rb	211	200	274	273	255	214	204
Sr	200	209	160	182	212	224	219
Ba	616	584	481	478	571	603	583
U	6	5	9	10	5	7	6
Th	15	13	16	16	15	23	15
Hf	5	5	5	5	4	7	5
Zr	178	171	163	161	189	219	185
Nb	14	14	14	13	15	12	13
Cr	28	50	30	47	30	26	38
Ni	1	2	4	1	5	<1	1
Co	21	37	18	22	35	20	26
Cu							
Pb	35	17	31	33	26		25
Sn							
Zn							
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr(0)							
εNd(0)							

(cont.)

Unidad	Centro Volcánico Bayo					Complejo Volcánico Loromayu	
	Ign. Cerro Panizos	A-063	M-175	M-177	M-178	A-007	D-003
Análisis	D-017	A-063	M-175	M-177	M-178	A-007	D-003
SiO <sub>2</sub>	68,43	61,50	62,40	62,59	63,24	60,99	60,13
TiO <sub>2</sub>	0,53	1,09	0,98	1,05	1,02	1,08	0,96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,72	17,03	16,31	16,66	16,50	16,13	16,69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (total)	2,62	6,36	6,15	5,99	5,85	6,20	6,20
MnO	0,03	0,09	0,07	0,08	0,08	0,09	0,10
MgO	0,84	2,54	3,04	2,59	2,58	2,84	3,32
CaO	2,32	5,96	5,33	5,28	5,05	5,22	5,22
Na <sub>2</sub> O	2,76	2,32	2,52	2,48	2,57	2,32	2,35
K <sub>2</sub> O	4,88	3,07	3,19	3,14	3,20	3,31	3,29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	0,21	0,19	0,21	0,20	0,22	0,20
LOI	1,78	0,65	0,40	0,45	0,57	0,71	0,75
Total	100,13	100,83	100,57	100,51	100,85	99,11	99,20
A/CNK	1,12	0,95	0,94	0,98	0,98	0,95	0,99
La		37,1				43,7	
Ce		75,5				91	
Pr		9				10,7	
Nd		33,1				39,8	
Sm		6,5				7,6	
Eu		1,6				1,5	
Gd		7,2				7,4	
Tb		0,9				0,9	
Dy		4,9				4,8	
Ho		0,8				0,8	
Er		2,5				2,4	
Tm		0,3				0,3	
Yb		2				1,9	
Lu		0,2				0,3	
Y	9	25	22	23	23	26	33
Rb	263	113	113	109	111	141	139
Sr	180	352	248	248	248	394	364
Ba	506	582	573	634	588	587	561
U	10	4	3,0	2	1	5	5
Th	12	11	10,0	8	9	16	17
Hf	6	4	5	5	5	4	4
Zr	153	247	157	162	162	276	250
Nb	13	14	12	13	13	16	15
Cr	47	46	87	15	18	41	58
Ni	<1	25	2	<1	<1	28	25
Co	42	37	32	25	22	42	37
Cu			3	2	<1		
Pb	33	15	14	14	17	16	16
Sn			<1	1,2	<1		
Zn							
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr(0)							
εNd(0)							

(cont.)

Unidad Sección	Comp. V. Loromayu		C. V. Vitichi	C.V.Puntas Negras	Dacita Vilama <i>Lavas inferiores</i>		
	<i>Coulée C. Negro</i>	Enclaves			E-O13	F-025	A-009
Análisis	E-O13	G-012b	G-013	F-026	E-O16	F-025	A-009
SiO <sub>2</sub>	63,69	58,26	63,71	64,25	65,26	64,01	66,46
TiO <sub>2</sub>	1,15	1,05	1,05	0,93	1,03	1,05	1,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,03	17,55	16,06	16,49	16,07	16,53	15,43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (total)	5,33	6,74	5,51	5,60	5,01	4,97	4,52
MnO	0,07	0,14	0,07	0,07	0,06	0,07	0,06
MgO	1,90	3,20	2,29	2,21	1,95	2,08	1,68
CaO	4,33	5,30	4,31	4,26	3,96	3,99	3,75
Na <sub>2</sub> O	2,19	2,16	2,26	2,45	2,48	2,10	2,36
K <sub>2</sub> O	3,82	2,74	3,44	3,70	4,17	3,82	4,21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,28	0,22	0,23	0,20	0,30	0,28	0,30
LOI	1,43	1,35	0,24	0,40	0,57	1,17	0,66
Total	100,22	98,71	99,17	100,58	100,87	100,07	100,45
A/CNK	1,03	1,09	1,05	1,04	1,02	1,11	1,01
La	54,4			48,3	69		
Ce	112			98,5	139,5		
Pr	13,2			11,8	15,9		
Nd	49,3			43,8	58,5		
Sm	9,4			8,2	9,9		
Eu	1,9			1,5	1,8		
Gd	9,5			8,4	10		
Tb	1,2			1,1	1,1		
Dy	5,9			5,7	5,1		
Ho	1			1	0,8		
Er	2,8			2,9	2,2		
Tm	0,3			0,3	0,2		
Yb	2,2			2,3	1,6		
Lu	0,3			0,3	0,2		
Y	28	34	23	26	21	24	21
Rb	131	113	122	150	177	152	163
Sr	359	376	260	245	360	346	347
Ba	799	682	681	569	782	723	789
U	2	3	3,6	4	5	4,8	5
Th	14	15,7	15,6	15	20	20	19
Hf	7	4,3	7	5	8	7	8
Zr	252	271	233	188	270	233	256
Nb	21	17	15	15	23	21	19
Cr	85	68	44	31	75	45	32
Ni	<1	7	<2	<3	<1	2	<1
Co	40	50	28	20	30	11	28
Cu		23	10				
Pb	19	17	20	18	22		19
Sn							
Zn	64	88	87		80		
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr(0)							
εNd(0)							

(cont.)

Unidad	Dacita Vilama
Sección	<i>Lavas superiores</i>
Análisis	A-010'
SiO <sub>2</sub>	66,06
TiO <sub>2</sub>	0,95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (total)	4,26
MnO	0,06
MgO	1,52
CaO	3,53
Na <sub>2</sub> O	2,41
K <sub>2</sub> O	4,43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,27
LOI	1,27
Total	100,87
A/CNK	1,06
La	
Ce	
Pr	
Nd	
Sm	
Eu	
Gd	
Tb	
Dy	
Ho	
Er	
Tm	
Yb	
Lu	
Y	21
Rb	185
Sr	335
Ba	768
U	6
Th	20
Hf	7
Zr	234
Nb	21
Cr	69
Ni	<1
Co	18
Cu	
Pb	22
Sn	
Zn	
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr(0)	0,71294
εNd(0)	





### Análisis por microsonda electrónica

Listado de análisis por microsonda electrónica.

El esquema utilizado es el siguiente: “D005c,1,2” significa Roca D-005c, Cristal 1, Punto 2. La posición es un valor relativo, de borde hacia el centro del fenocristal, siendo 1 el punto más externo.

### **Plagioclasa**

(Fórmula estructural normalizada a 8 átomos de oxígeno y 5 cationes)

Unidad	Dacita Khastor, Lavas grises										
Análisis	D005c,1,2	D005c,1,4	D005c,1,5	D005c,1,6	D005c,1,7	D005c,1,8	D005c,1,9	D005c,1,10	D005c,1,11	D005c,1,12	D005c,1,13
Posición	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	55,18	53,16	53,82	55,98	53,00	54,47	54,83	52,41	56,59	54,60	53,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,93	30,08	29,26	28,37	26,91	28,38	27,00	29,09	27,27	28,60	29,78
FeO	0,12	0,16	0,11	0,14	1,43	0,12	0,13	0,12	0,11	0,15	0,18
CaO	10,17	12,25	11,41	10,57	9,62	10,89	9,86	12,00	9,50	10,78	12,07
Na <sub>2</sub> O	5,40	4,20	5,66	5,49	3,71	5,45	5,25	3,84	5,42	5,24	4,18
K <sub>2</sub> O	0,43	0,20	0,38	0,41	0,37	0,45	0,51	0,33	0,51	0,43	0,32
SrO	0,09	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,08	0,02	0,00	0,02
BaO	0,09	0,20	0,14	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,04	0,05	0,00
Total	99,41	100,26	100,77	101,00	95,03	99,76	97,71	97,87	99,45	99,84	99,70
Si	2,50	2,40	2,43	2,50	2,51	2,47	2,53	2,42	2,55	2,47	2,41
Al	1,49	1,60	1,56	1,49	1,50	1,52	1,47	1,58	1,45	1,53	1,59
Fe	0,01	0,01	0,00	0,01	0,06	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Ca	0,49	0,59	0,55	0,51	0,49	0,53	0,49	0,59	0,46	0,52	0,59
Na	0,48	0,37	0,49	0,48	0,34	0,48	0,47	0,34	0,47	0,46	0,37
K	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	5,00	4,99	5,05	5,00	4,92	5,03	4,99	4,97	4,97	5,01	4,99
An	49,72	60,99	51,64	50,36	57,36	51,13	49,35	62,01	47,70	51,87	60,32
Ab	47,76	37,85	46,32	47,31	40,00	46,36	47,60	35,95	49,27	45,68	37,77
Or	2,52	1,17	2,04	2,33	2,64	2,51	3,06	2,04	3,04	2,46	1,91

(cont.)

Unidad	Dacita Khastor, <i>Lavas grises</i>										
Análisis	D005c,1,14	D005c,1,15	D005c,2,1	D005c,2,2	D005c,2,3	D005c,2,4	D005c,2,5	D005c,2,6	D005c,2,7	D005c,2,8	D005c,2,9
Posición	12	13	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	53,41	55,07	56,84	54,80	53,41	53,17	53,48	55,17	52,32	54,09	53,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,74	27,70	27,86	28,77	29,29	29,64	29,47	28,14	30,17	29,09	30,31
FeO	0,22	0,10	0,20	0,15	0,17	0,14	0,18	0,16	0,18	0,15	0,22
CaO	11,71	10,11	9,94	10,94	11,73	12,36	11,82	10,94	12,87	11,51	12,60
Na <sub>2</sub> O	4,86	3,87	5,03	4,95	4,54	3,76	4,32	4,45	3,91	4,67	5,48
K <sub>2</sub> O	0,32	0,44	0,49	0,42	0,36	0,33	0,33	0,75	0,33	0,35	0,32
SrO	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00	0,17	0,05	0,00
BaO	0,14	0,00	0,05	0,00	0,05	0,00	0,00	0,11	0,04	0,03	0,00
Total	100,48	97,29	100,41	100,01	99,53	99,41	99,65	99,72	99,98	99,94	102,73
Si	2,41	2,53	2,54	2,47	2,43	2,42	2,43	2,50	2,38	2,45	2,39
Al	1,58	1,50	1,47	1,53	1,57	1,59	1,58	1,50	1,62	1,55	1,58
Fe	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,57	0,50	0,48	0,53	0,57	0,60	0,58	0,53	0,63	0,56	0,60
Na	0,43	0,35	0,44	0,43	0,40	0,33	0,38	0,39	0,34	0,41	0,47
K	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	5,02	4,91	4,96	4,99	5,00	4,96	4,99	4,97	5,00	4,99	5,07
An	56,04	57,34	50,62	53,66	57,60	63,23	59,01	55,01	63,29	56,49	55,04
Ab	42,11	39,67	46,40	43,91	40,32	34,78	39,04	40,50	34,76	41,46	43,32
Or	1,85	3,00	2,99	2,43	2,08	2,00	1,94	4,49	1,95	2,05	1,64

(cont.)

Unidad	Dacita Khastor, Lavas grises										
Análisis	D005c,2,10	D005c,8,1	D005c,8,2	D005c,8,3	D005c,8,4	D005c,8,5	D005c,8,6	D005c,8,7	D005c,8,9	D005c,8,10	D005c,10,1
Posición	10	1	2	3	4	5	6	7	9	10	1
SiO <sub>2</sub>	54,41	56,78	55,07	56,02	56,54	56,66	56,63	57,12	56,95	56,50	55,98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,80	27,84	27,79	27,19	27,34	27,43	27,34	27,28	27,30	27,97	27,83
FeO	0,23	0,05	0,13	0,15	0,10	0,11	0,14	0,18	0,19	0,09	0,13
CaO	11,93	9,65	10,13	9,53	9,80	9,43	9,51	9,14	9,42	9,62	10,08
Na <sub>2</sub> O	4,66	6,24	5,24	4,94	5,59	5,33	5,57	5,44	5,55	5,30	4,74
K <sub>2</sub> O	0,39	0,42	0,44	0,57	0,52	0,52	0,54	0,56	0,58	0,54	0,50
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,08
BaO	0,09	0,01	0,00	0,05	0,14	0,00	0,10	0,00	0,01	0,00	0,04
Total	101,52	100,99	98,81	98,45	100,03	99,48	99,82	99,73	100,04	100,02	99,39
Si	2,43	2,53	2,51	2,55	2,54	2,55	2,55	2,57	2,56	2,54	2,53
Al	1,57	1,46	1,49	1,46	1,45	1,46	1,45	1,45	1,45	1,48	1,48
Fe	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
Ca	0,57	0,46	0,50	0,47	0,47	0,46	0,46	0,44	0,45	0,46	0,49
Na	0,40	0,54	0,46	0,44	0,49	0,47	0,49	0,47	0,48	0,46	0,42
K	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	5,00	5,02	4,99	4,95	4,99	4,97	4,98	4,97	4,98	4,97	4,95
An	57,30	45,02	50,30	49,75	47,74	47,86	47,02	46,54	46,74	48,46	52,37
Ab	40,50	52,63	47,10	46,71	49,28	48,98	49,82	50,10	49,84	48,33	44,53
Or	2,20	2,35	2,59	3,54	2,99	3,16	3,17	3,36	3,42	3,21	3,10

(cont.)

Unidad	Dacita Khastor, Lavas grises										
Análisis	D005c,10,2	D005c,10,3	D005c,10,4	D005c,10,5	D005c,10,6	D005c,10,7	D005c,10,8	D005c,10,9	D005c,10,10	D005c,10,11	D005c,10,12
Posición	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	56,05	56,54	56,03	56,29	55,23	56,56	56,99	57,09	57,24	57,85	56,63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,99	27,62	27,78	28,18	29,11	27,86	27,30	27,61	27,23	26,51	27,46
FeO	0,13	0,09	0,16	0,11	0,16	0,10	0,09	0,10	0,06	0,07	0,11
CaO	10,10	9,77	10,04	10,07	11,10	9,82	9,16	9,59	8,92	8,79	9,80
Na <sub>2</sub> O	5,13	5,71	5,21	6,20	4,64	6,00	5,44	5,85	5,13	7,21	5,50
K <sub>2</sub> O	0,50	0,51	0,49	0,48	0,40	0,53	0,63	0,59	0,66	0,60	0,52
SrO	0,04	0,08	0,00	0,01	0,15	0,04	0,15	0,00	0,06	0,11	0,02
BaO	0,11	0,12	0,08	0,03	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,10
Total	100,04	100,44	99,78	101,35	100,78	100,91	99,78	100,85	99,29	101,13	100,12
Si	2,52	2,54	2,53	2,51	2,47	2,53	2,56	2,55	2,58	2,58	2,54
Al	1,48	1,46	1,48	1,48	1,54	1,47	1,45	1,45	1,45	1,39	1,45
Fe	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,49	0,47	0,49	0,48	0,53	0,47	0,44	0,46	0,43	0,42	0,47
Na	0,45	0,50	0,46	0,54	0,40	0,52	0,47	0,51	0,45	0,62	0,48
K	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	4,98	5,00	4,98	5,03	4,97	5,02	4,97	5,00	4,94	5,06	4,99
An	50,60	47,18	50,10	46,08	55,58	46,07	46,38	45,93	47,01	38,99	48,09
Ab	46,45	49,89	47,01	51,32	42,05	50,94	49,84	50,73	48,87	57,86	48,86
Or	2,96	2,93	2,89	2,60	2,37	2,99	3,78	3,34	4,13	3,15	3,05

(cont.)

Unidad	Dacita Khastor, <i>Lavas grises</i>					Dacita Khastor, <i>Lavas marrones</i>					
Análisis	D005c,10,13	D005c,15	D005c,17	D005c,18	D005c,19	G011b,5,1	G011b,5,2	G011b,5,3	G011b,5,4	G011b,5,5	G011b,5,6
Posición	13					1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	56,67	54,98	57,65	55,59	55,27	55,08	57,95	59,03	58,80	57,95	51,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,80	28,68	26,88	26,95	27,95	27,98	26,18	25,80	26,16	26,35	30,47
FeO	0,25	0,20	0,09	0,19	0,12	0,16	0,16	0,10	0,07	0,10	0,13
CaO	9,07	10,85	8,81	9,50	10,41	10,39	8,36	7,78	7,70	8,14	12,71
Na <sub>2</sub> O	5,38	4,81	5,49	5,23	4,81	5,01	5,96	6,33	6,44	6,13	3,24
K <sub>2</sub> O	0,68	0,35	0,43	0,44	0,43	0,49	0,68	0,77	0,70	0,65	0,26
SrO	0,09	0,00	0,09	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00
BaO	0,03	0,11	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,09	0,00	0,00
Total	98,97	99,97	99,45	97,90	98,99	99,11	99,29	99,80	99,96	99,42	98,29
Si	2,57	2,48	2,59	2,55	2,51	2,50	2,61	2,64	2,63	2,61	2,37
Al	1,43	1,52	1,42	1,46	1,50	1,50	1,39	1,36	1,38	1,40	1,65
Fe	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Ca	0,44	0,52	0,42	0,47	0,51	0,51	0,40	0,37	0,37	0,39	0,63
Na	0,47	0,42	0,48	0,47	0,42	0,44	0,52	0,55	0,56	0,54	0,29
K	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	4,97	4,98	4,95	4,97	4,97	4,98	4,97	4,97	4,98	4,98	4,96
An	46,25	54,33	45,76	48,78	53,06	51,89	41,90	38,61	38,16	40,67	67,30
Ab	49,65	43,60	51,58	48,56	44,32	45,22	54,06	56,82	57,69	55,46	31,06
Or	4,10	2,07	2,67	2,66	2,63	2,90	4,04	4,56	4,15	3,87	1,64

(cont.)

Unidad	Dacita Khastor, Lavas marrones										
Análisis	G011b,5,7	G011b,5,8	G011b,5,9	G011b,5,10	G011b,5,11	G011b,5,12	G011b,5,13	G011b,11	G011b,12	G011b,13	G011b,14,1
Posición	7	8	9	10	11	12	13				
SiO <sub>2</sub>	54,21	56,54	56,72	56,44	55,23	52,34	56,22	58,04	53,03	56,55	46,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,25	27,89	27,76	27,69	28,67	29,90	26,95	26,34	29,25	27,87	31,90
FeO	0,19	0,04	0,16	0,16	0,11	0,17	0,09	0,16	0,16	0,17	0,55
CaO	10,15	9,35	9,26	9,58	10,25	12,43	9,13	8,24	11,43	9,26	13,93
Na <sub>2</sub> O	4,27	5,41	5,96	5,89	5,21	3,69	5,01	5,87	3,83	5,92	1,78
K <sub>2</sub> O	0,42	0,47	0,45	0,47	0,44	0,30	0,57	0,69	0,35	0,51	0,20
SrO	0,09	0,01	0,00	0,00	0,09	0,00	0,02	0,00	0,10	0,00	0,01
BaO	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,04
Total	97,58	99,71	100,38	100,22	100,00	98,82	98,11	99,34	98,15	100,28	94,82
Si	2,50	2,54	2,54	2,53	2,49	2,40	2,57	2,61	2,44	2,53	2,23
Al	1,53	1,48	1,47	1,47	1,52	1,61	1,45	1,40	1,58	1,47	1,81
Fe	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02
Ca	0,50	0,45	0,44	0,46	0,50	0,61	0,45	0,40	0,56	0,45	0,72
Na	0,38	0,47	0,52	0,51	0,46	0,33	0,44	0,51	0,34	0,51	0,17
K	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,02	0,03	0,01
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	4,94	4,97	5,00	5,01	4,99	4,97	4,95	4,97	4,95	5,00	4,96
An	55,18	47,47	44,98	46,07	50,73	63,89	48,34	41,83	60,84	45,02	80,09
Ab	42,07	49,69	52,40	51,26	46,69	34,29	48,04	54,00	36,92	52,05	18,54
Or	2,75	2,84	2,62	2,68	2,58	1,83	3,62	4,17	2,24	2,94	1,38

(cont.)

Unidad	Dacita Khastor, Lavas marrones										
Análisis	G011b,14,2	G011b,14,3	G011b,14,4	G011b,14,5	G011b,14,6	G011b,14,7	G011b,14,8	G011b,14,9	G011b,14,10	G011b,14,11	G011b,15,2
Posición	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	2
SiO <sub>2</sub>	47,84	47,96	48,62	48,18	47,98	47,84	48,25	53,83	45,04	47,09	53,67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32,83	33,14	32,35	32,74	32,84	33,28	32,55	29,03	32,44	33,81	29,39
FeO	0,37	0,39	0,46	0,44	0,46	0,40	0,42	0,32	0,46	0,38	0,17
CaO	15,68	15,88	15,08	15,04	15,20	15,67	15,40	13,17	15,41	16,00	11,36
Na <sub>2</sub> O	2,27	1,75	2,44	2,25	2,19	1,61	2,66	2,10	1,70	1,76	3,94
K <sub>2</sub> O	0,10	0,09	0,14	0,12	0,10	0,12	0,15	0,60	0,11	0,07	0,35
SrO	0,07	0,06	0,05	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
BaO	0,00	0,00	0,19	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00
Total	99,15	99,27	99,33	98,83	98,77	98,92	99,42	99,03	95,25	99,11	98,89
Si	2,21	2,21	2,24	2,23	2,22	2,21	2,22	2,45	2,17	2,18	2,44
Al	1,79	1,80	1,76	1,78	1,79	1,81	1,77	1,56	1,84	1,84	1,58
Fe	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01
Ca	0,78	0,78	0,75	0,75	0,75	0,78	0,76	0,64	0,80	0,79	0,55
Na	0,20	0,16	0,22	0,20	0,20	0,14	0,24	0,19	0,16	0,16	0,35
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	0,00	0,02
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	5,00	4,97	4,99	4,98	4,99	4,96	5,02	4,88	4,99	4,99	4,95
An	78,81	82,91	76,69	78,10	78,87	83,71	75,52	74,51	82,77	83,08	60,12
Ab	20,60	16,54	22,45	21,14	20,52	15,54	23,63	21,47	16,51	16,49	37,70
Or	0,59	0,56	0,86	0,77	0,61	0,75	0,85	4,02	0,73	0,43	2,18

(cont.)

Unidad	Dacita Khastor, Lavas marrones										
Análisis	G011b,15,3	G011b,15,4	G011b,15,5	G011b,15,6	G011b,15,7	G011b,15,8	G011b,15,9	G011b,15,10	G011b,15,11	G011b,15,12	G011b,15,13
Posición	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	54,13	53,73	50,73	49,00	49,35	47,06	47,86	48,01	57,24	49,26	47,95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,41	29,74	31,10	32,84	32,17	31,41	32,52	32,93	26,76	33,64	33,29
FeO	0,12	0,14	0,19	0,22	0,39	0,22	0,18	0,16	0,20	0,21	0,19
CaO	9,28	11,48	13,40	14,96	14,31	14,50	15,14	15,01	8,75	15,38	15,69
Na <sub>2</sub> O	5,85	4,45	3,35	2,24	2,37	2,05	2,29	1,69	5,29	1,93	2,51
K <sub>2</sub> O	0,49	0,30	0,22	0,12	0,35	0,11	0,11	0,13	0,60	0,08	0,12
SrO	0,08	0,00	0,03	0,00	0,09	0,03	0,09	0,00	0,03	0,00	0,00
BaO	0,07	0,00	0,12	0,00	0,05	0,00	0,03	0,04	0,17	0,00	0,00
Total	95,43	99,84	99,14	99,37	99,08	95,38	98,20	97,97	99,04	100,51	99,76
Si	2,56	2,43	2,33	2,25	2,27	2,25	2,23	2,23	2,59	2,23	2,20
Al	1,42	1,59	1,68	1,77	1,75	1,77	1,78	1,80	1,43	1,80	1,80
Fe	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,47	0,56	0,66	0,74	0,71	0,74	0,76	0,75	0,42	0,75	0,77
Na	0,54	0,39	0,30	0,20	0,21	0,19	0,21	0,15	0,46	0,17	0,22
K	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	5,02	4,98	4,99	4,97	4,97	4,97	4,99	4,95	4,95	4,96	5,01
An	45,40	57,75	67,93	78,13	75,26	79,06	77,98	82,33	45,98	81,05	76,97
Ab	51,72	40,47	30,73	21,13	22,56	20,26	21,37	16,82	50,28	18,44	22,32
Or	2,88	1,77	1,34	0,75	2,19	0,68	0,65	0,86	3,74	0,51	0,72



(cont.)

Unidad	Dacita Khastor, Lavas marrones										
Análisis	G011b,15,14	G011b,15,15	G011b,15,16	G011b,15,17	G011b,15,18	G011b,22,1	G011b,22,2	G011b,22,3	G011b,22,4	G011b,22,5	G011b,22,6
Posición	14	15	16	17	18	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	54,57	56,75	56,69	59,07	57,53	55,37	56,43	56,91	57,25	56,46	57,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,67	27,39	27,34	27,16	26,50	27,94	27,49	27,10	26,79	27,67	26,73
FeO	0,14	0,10	0,13	0,14	0,13	0,11	0,15	0,09	0,10	0,15	0,10
CaO	10,54	9,33	9,36	8,49	8,49	10,00	9,54	8,96	8,56	9,45	8,56
Na <sub>2</sub> O	4,78	5,81	5,35	5,45	6,64	4,92	5,07	6,00	5,77	4,99	6,27
K <sub>2</sub> O	0,43	0,47	0,54	0,37	0,59	0,46	0,49	0,54	0,54	0,54	0,55
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,05	0,00	0,02	0,01	0,04
BaO	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,12	0,04	0,00	0,07	0,00
Total	99,17	99,85	99,42	100,68	99,88	98,91	99,34	99,64	99,03	99,33	99,58
Si	2,48	2,55	2,56	2,61	2,59	2,52	2,55	2,56	2,59	2,55	2,58
Al	1,53	1,45	1,45	1,42	1,40	1,50	1,46	1,44	1,43	1,47	1,42
Fe	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Ca	0,51	0,45	0,45	0,40	0,41	0,49	0,46	0,43	0,42	0,46	0,41
Na	0,42	0,51	0,47	0,47	0,58	0,43	0,44	0,52	0,51	0,44	0,55
K	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	4,98	4,99	4,97	4,92	5,02	4,97	4,96	4,99	4,97	4,95	5,00
An	53,50	45,71	47,55	45,19	40,05	51,39	49,45	43,78	43,60	49,40	41,63
Ab	43,92	51,54	49,20	52,49	56,66	45,80	47,56	53,06	53,13	47,23	55,18
Or	2,58	2,75	3,25	2,32	3,29	2,81	3,00	3,16	3,27	3,38	3,19

(cont.)

Unidad	Dacita Khastor, Lavas marrones										
Análisis	G011b,22,7	G011b,22,8	G011b,22,10	G011b,22,11	G011b,22,12	G011b,23,1	G011b,23,2	G011b,23,4	G011b,23,5	G011b,23,6	G011b,23,7
Posición	7	8	10	11	12	1	2	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	57,07	57,95	57,31	57,83	57,86	55,62	56,00	54,98	53,83	56,27	56,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,25	26,74	26,97	26,72	26,97	27,77	27,82	28,31	29,68	28,16	27,45
FeO	0,11	0,12	0,10	0,15	0,13	0,14	0,10	0,13	0,16	0,13	0,14
CaO	8,83	8,57	8,81	8,39	8,55	9,59	9,54	10,26	11,29	9,73	9,03
Na <sub>2</sub> O	5,81	6,26	5,78	6,39	5,42	5,71	5,10	4,62	3,98	5,41	5,91
K <sub>2</sub> O	0,57	0,58	0,59	0,60	0,61	0,35	0,46	0,41	0,31	0,49	0,52
SrO	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,04	0,00	0,00
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,64	100,22	99,57	100,07	99,58	99,29	99,01	98,74	99,29	100,19	99,61
Si	2,57	2,59	2,58	2,59	2,60	2,52	2,54	2,50	2,44	2,52	2,55
Al	1,44	1,41	1,43	1,41	1,43	1,48	1,48	1,52	1,59	1,49	1,46
Fe	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,43	0,41	0,43	0,40	0,41	0,47	0,46	0,50	0,55	0,47	0,44
Na	0,51	0,54	0,50	0,56	0,47	0,50	0,45	0,41	0,35	0,47	0,52
K	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	4,98	4,99	4,98	5,00	4,95	5,00	4,96	4,96	4,95	4,98	5,00
An	44,12	41,61	44,11	40,59	44,78	47,13	49,40	53,70	59,84	48,40	44,40
Ab	52,50	55,03	52,39	55,99	51,42	50,81	47,77	43,72	38,19	48,69	52,57
Or	3,38	3,36	3,50	3,43	3,79	2,06	2,84	2,58	1,97	2,91	3,03

(cont.)

Unidad	Dacita Khastor, <i>Lavas marrones</i>						Dacita Mesada Negra				
Análisis	G011b,23,8	G011b,23,9	G011b,36	G011b,40	G011b,46	G011b,33	A021,18	A021,19	A021,20	A021,22	A021,23
Posición	8	9									
SiO <sub>2</sub>	55,70	55,20	53,12	55,29	53,50	58,17	47,31	50,53	51,65	48,66	47,95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,12	28,04	29,83	28,54	28,44	29,08	33,34	31,62	30,86	32,51	32,90
FeO	0,08	0,12	0,20	0,09	0,15	0,24	0,47	0,49	0,55	0,55	0,45
CaO	10,10	9,77	12,12	10,49	10,64	9,82	16,10	14,09	13,49	15,47	15,88
Na <sub>2</sub> O	5,51	5,23	3,92	4,47	4,99	6,54	2,00	2,91	3,34	2,02	1,98
K <sub>2</sub> O	0,44	0,48	0,29	0,28	0,38	0,45	0,08	0,22	0,27	0,17	0,14
SrO	0,11	0,00	0,00	0,00	0,06	0,08	0,00	0,02	0,11	0,00	0,03
BaO	0,03	0,05	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,05
Total	100,08	98,89	99,51	99,16	98,17	104,38	99,30	100,00	100,25	99,39	99,37
Si	2,51	2,51	2,41	2,50	2,46	2,51	2,19	2,30	2,35	2,24	2,21
Al	1,49	1,50	1,60	1,52	1,54	1,48	1,82	1,70	1,65	1,76	1,79
Fe	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Ca	0,49	0,48	0,59	0,51	0,53	0,46	0,80	0,69	0,66	0,76	0,78
Na	0,48	0,46	0,35	0,39	0,45	0,55	0,18	0,26	0,29	0,18	0,18
K	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	5,00	4,98	4,97	4,94	5,00	5,03	5,00	4,98	4,99	4,98	4,99
An	49,03	49,34	61,95	55,46	52,90	44,26	81,27	71,79	67,97	80,00	80,93
Ab	48,41	47,78	36,28	42,76	44,83	53,33	18,23	26,86	30,43	18,94	18,23
Or	2,56	2,87	1,77	1,78	2,27	2,41	0,49	1,35	1,60	1,06	0,84

(cont.)

Unidad	Dacita Mesada Negra										
Análisis	A021,24	A021,25	A021b,pl1	A021b,pl2	A021b,5	A021b,6	A021b,7	A021b,8,14	A021b,8,2	A021b,8,3	A021b,8,4
Posición								1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	52,02	47,43	49,17	51,13	46,07	46,25	46,31	47,92	44,67	46,77	45,86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,56	33,09	32,00	29,14	33,83	33,49	33,98	31,10	32,41	33,63	33,54
FeO	0,50	0,56	0,38	0,55	0,34	0,43	0,33	0,47	0,25	0,37	0,33
CaO	12,93	15,88	15,39	12,37	17,62	17,10	17,04	15,09	16,43	17,08	17,30
Na <sub>2</sub> O	3,30	2,11	2,45	3,83	1,81	1,87	1,65	2,92	1,78	1,96	1,21
K <sub>2</sub> O	0,30	0,13	0,15	0,36	0,09	0,07	0,05	0,17	0,09	0,11	0,10
SrO	0,05	0,00	0,13	0,00	0,00	0,06	0,08	0,10	0,00	0,00	0,05
BaO	0,04	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,01
Total	99,69	99,21	99,79	97,38	99,75	99,27	99,49	97,77	95,63	99,92	98,41
Si	2,37	2,19	2,26	2,39	2,13	2,15	2,14	2,25	2,15	2,16	2,14
Al	1,64	1,80	1,73	1,60	1,84	1,83	1,85	1,72	1,84	1,83	1,85
Fe	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Ca	0,63	0,79	0,76	0,62	0,87	0,85	0,84	0,76	0,85	0,84	0,87
Na	0,29	0,19	0,22	0,35	0,16	0,17	0,15	0,27	0,17	0,18	0,11
K	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	4,97	5,00	4,99	5,00	5,03	5,02	5,01	5,03	5,02	5,02	4,99
An	67,14	80,02	76,93	62,70	83,91	83,16	84,84	73,35	83,12	82,34	88,20
Ab	31,00	19,19	22,17	35,12	15,59	16,44	14,84	25,66	16,33	17,06	11,19
Or	1,86	0,79	0,90	2,18	0,50	0,40	0,32	1,00	0,54	0,61	0,61

(cont.)

Unidad	Dacita Mesada Negra										
Análisis	A021b,8,5	A021b,8,6	A021b,8,7	A021b,8,8	A021b,8,9	A021b,8,10	A021b,8,11	A021b,8,12	A021b,8,13	A021b,9	A021b,10
Posición	5	6	7	8	9	10	11	12	13		
SiO <sub>2</sub>	45,70	45,33	47,03	44,76	45,66	45,01	46,42	45,99	46,20	47,84	47,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,15	31,95	32,92	32,74	33,27	32,37	33,63	33,73	33,80	32,96	32,88
FeO	0,33	0,39	0,38	0,36	0,36	0,58	0,32	0,33	0,34	0,41	0,40
CaO	17,14	16,01	16,45	16,52	16,92	16,24	16,94	17,07	17,31	15,98	16,12
Na <sub>2</sub> O	1,51	2,06	1,21	1,42	1,34	1,04	1,73	1,27	1,31	1,84	1,39
K <sub>2</sub> O	0,06	0,12	0,08	0,09	0,07	0,13	0,08	0,07	0,06	0,12	0,11
SrO	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,11	0,00
BaO	0,00	0,13	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,12
Total	97,95	95,99	98,07	95,93	97,62	95,38	99,16	98,46	99,03	99,25	98,12
Si	2,15	2,18	2,20	2,15	2,15	2,17	2,15	2,15	2,15	2,21	2,20
Al	1,84	1,81	1,81	1,85	1,85	1,84	1,84	1,86	1,85	1,79	1,81
Fe	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
Ca	0,86	0,82	0,82	0,85	0,85	0,84	0,84	0,85	0,86	0,79	0,81
Na	0,14	0,19	0,11	0,13	0,12	0,10	0,16	0,12	0,12	0,17	0,13
K	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	5,01	5,02	4,96	5,00	4,99	4,97	5,01	4,99	4,99	4,98	4,97
An	85,95	80,55	87,75	86,08	87,12	88,82	83,97	87,73	87,64	82,14	85,91
Ab	13,70	18,74	11,72	13,35	12,45	10,32	15,55	11,83	11,99	17,11	13,38
Or	0,35	0,71	0,53	0,57	0,43	0,87	0,48	0,44	0,37	0,74	0,71

(cont.)

Unidad	Dacita Mesada Negra										
Análisis	A021b,16,1	A021b,16,2	A021b,16,3	A021b,16,4	A021b,16,5	A021b,16,6	A021b,16,7	A021b,16,8	A021b,16,9	A021b,27	A021b,28
Posición	1	2	3	4	5	6	7	8	9		
SiO <sub>2</sub>	49,40	46,97	49,10	48,78	49,95	52,21	48,98	48,18	51,12	48,87	50,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32,24	33,17	31,95	32,47	31,41	29,99	32,61	32,55	30,50	32,06	30,82
FeO	0,46	0,46	0,36	0,47	0,36	0,25	0,34	0,26	0,30	0,90	0,80
CaO	15,49	16,58	15,15	15,50	14,63	12,87	15,45	15,76	13,95	15,09	13,92
Na <sub>2</sub> O	2,06	1,54	2,48	2,82	2,80	4,24	2,78	2,27	3,11	2,39	3,55
K <sub>2</sub> O	0,37	0,10	0,16	0,17	0,22	0,25	0,13	0,13	0,20	0,18	0,24
SrO	0,00	0,10	0,13	0,05	0,00	0,02	0,15	0,05	0,00	0,11	0,00
BaO	0,04	0,12	0,05	0,00	0,08	0,13	0,00	0,04	0,03	0,08	0,00
Total	100,05	99,03	99,38	100,25	99,46	99,97	100,44	99,23	99,21	99,67	99,88
Si	2,26	2,18	2,26	2,23	2,29	2,38	2,24	2,22	2,34	2,25	2,31
Al	1,74	1,81	1,73	1,75	1,70	1,61	1,75	1,77	1,65	1,74	1,66
Fe	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03
Ca	0,76	0,82	0,75	0,76	0,72	0,63	0,76	0,78	0,69	0,74	0,68
Na	0,18	0,14	0,22	0,25	0,25	0,37	0,25	0,20	0,28	0,21	0,32
K	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	4,98	4,99	4,99	5,02	4,99	5,01	5,02	5,00	4,98	4,99	5,02
An	78,76	85,10	76,38	74,51	73,28	61,72	74,88	78,72	70,35	76,90	67,48
Ab	18,99	14,28	22,66	24,53	25,39	36,84	24,37	20,50	28,42	22,03	31,11
Or	2,26	0,62	0,96	0,96	1,33	1,44	0,75	0,78	1,23	1,07	1,41

(cont.)

Unidad	Dacita Mesada Negra										
Análisis	A021b,29	A021b,32,1	A021b,32,2	A021b,32,3	A021b,32,4	A021b,32,5	A021b,32,6	A021b,32,7	A021b,34,1	A021b,34,2	A021b,34,3
Posición	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	
SiO <sub>2</sub>	50,99	53,57	48,41	47,59	47,17	48,66	48,26	47,98	49,73	49,07	50,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,00	30,07	32,77	33,39	33,48	32,80	33,21	33,53	31,87	31,92	31,69
FeO	0,74	0,49	0,48	0,46	0,41	0,40	0,45	0,33	0,37	0,31	0,35
CaO	14,04	12,98	15,53	16,37	16,60	15,96	16,20	16,56	14,86	14,86	14,51
Na <sub>2</sub> O	2,55	4,22	2,53	1,66	1,85	2,66	2,19	1,16	2,92	2,59	2,66
K <sub>2</sub> O	0,21	0,35	0,14	0,11	0,12	0,13	0,21	0,12	0,21	0,18	0,22
SrO	0,11	0,03	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,08	0,00	0,04	0,00
BaO	0,11	0,22	0,05	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,75	101,93	99,90	99,61	99,63	100,62	100,55	99,76	99,97	98,97	99,43
Si	2,33	2,39	2,22	2,19	2,18	2,22	2,20	2,20	2,27	2,26	2,29
Al	1,67	1,58	1,77	1,81	1,82	1,76	1,79	1,81	1,72	1,74	1,71
Fe	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,69	0,62	0,76	0,81	0,82	0,78	0,79	0,81	0,73	0,74	0,71
Na	0,23	0,37	0,23	0,15	0,17	0,24	0,19	0,10	0,26	0,23	0,24
K	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	4,96	5,01	5,01	4,98	5,00	5,02	5,01	4,95	5,00	4,99	4,98
An	74,27	61,73	76,65	83,98	82,67	76,24	79,34	88,09	72,86	75,18	74,12
Ab	24,41	36,28	22,56	15,37	16,63	23,01	19,45	11,13	25,90	23,74	24,55
Or	1,32	1,99	0,79	0,65	0,69	0,75	1,21	0,78	1,24	1,08	1,33

(cont.)

Unidad	Dacita Mesada Negra										
Análisis	A021b,34,4	A021b,34,5	A021b,34,6	A021b,34,7	A021b,34,8	A021b,34,9	A021b,48	A021b,54	A021b,59	A021b,64	A021b,65
Posición	4	5	6	7	8	9					
SiO <sub>2</sub>	48,70	48,95	46,90	47,33	47,66	49,18	49,28	47,48	47,08	45,47	49,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,81	31,78	31,82	30,84	32,28	32,41	31,69	32,92	33,45	29,40	32,10
FeO	0,20	0,37	0,33	0,43	0,28	0,36	0,40	0,50	0,41	0,43	0,44
CaO	14,70	14,90	15,36	14,18	15,62	15,35	14,99	16,34	16,96	17,89	15,11
Na <sub>2</sub> O	2,37	2,36	2,44	2,46	1,94	2,20	2,40	1,56	1,36	2,68	2,31
K <sub>2</sub> O	0,17	0,17	0,17	0,19	0,17	0,27	0,18	0,14	0,12	0,21	0,20
SrO	0,00	0,00	0,00	0,08	0,05	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,03	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00
Total	97,94	98,53	97,01	95,51	98,04	99,82	98,92	98,94	99,39	96,14	99,40
Si	2,27	2,27	2,22	2,26	2,23	2,25	2,27	2,20	2,18	2,20	2,26
Al	1,74	1,73	1,77	1,74	1,78	1,75	1,72	1,80	1,82	1,68	1,74
Fe	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Ca	0,73	0,74	0,78	0,73	0,78	0,75	0,74	0,81	0,84	0,93	0,74
Na	0,21	0,21	0,22	0,23	0,18	0,20	0,21	0,14	0,12	0,25	0,21
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	4,97	4,98	5,02	4,99	4,98	4,98	4,98	4,98	4,98	5,09	4,98
An	76,62	76,88	76,89	75,21	80,78	78,13	76,71	84,53	86,70	77,82	77,36
Ab	22,31	22,06	22,11	23,61	18,17	20,22	22,19	14,62	12,58	21,11	21,40
Or	1,07	1,06	1,01	1,18	1,05	1,65	1,10	0,85	0,73	1,08	1,24



(cont.)

Unidad	Dacita Mesada Negra		Centro Volcánico Salle, <i>Lavas inferiores</i>								
Análisis	A021b,69	A021b,71	A166,19,2	A166,19,4	A166,19,5	A166,19,10	A166,21	A166,22	A168,1,1	A168,1,3	A168,1,5
Posición			2	4	5	5			1	3	4
SiO <sub>2</sub>	46,86	48,59	47,33	46,60	47,48	48,10	53,35	51,81	52,01	49,35	46,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,18	32,00	33,11	33,07	32,94	33,33	29,16	30,78	29,24	30,91	32,97
FeO	0,56	0,59	0,40	0,47	0,85	0,44	0,46	0,36	0,38	0,35	0,50
CaO	16,91	15,41	16,04	16,50	15,95	15,84	11,60	13,23	12,44	13,54	15,98
Na <sub>2</sub> O	1,60	2,50	1,26	1,37	1,34	2,03	3,08	3,13	4,39	3,02	1,51
K <sub>2</sub> O	0,12	0,21	0,13	0,12	0,16	0,15	0,52	0,38	0,42	0,35	0,22
SrO	0,03	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,11
BaO	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	0,09	0,04
Total	99,25	99,36	98,42	98,14	98,73	99,88	98,17	99,72	98,95	97,61	98,04
Si	2,17	2,24	2,20	2,18	2,20	2,21	2,45	2,36	2,39	2,30	2,19
Al	1,81	1,74	1,81	1,82	1,80	1,80	1,58	1,65	1,59	1,70	1,82
Fe	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02
Ca	0,84	0,76	0,80	0,83	0,79	0,78	0,57	0,65	0,61	0,68	0,80
Na	0,14	0,22	0,11	0,12	0,12	0,18	0,27	0,28	0,39	0,27	0,14
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	5,00	5,01	4,95	4,98	4,96	4,99	4,92	4,97	5,02	4,99	4,98
An	84,83	76,35	86,79	86,28	85,88	80,48	65,20	68,42	59,60	69,73	84,27
Ab	14,48	22,41	12,35	12,99	13,09	18,63	31,34	29,26	38,03	28,12	14,38
Or	0,69	1,24	0,86	0,74	1,03	0,89	3,46	2,32	2,37	2,14	1,35

(cont.)

Unidad	Centro Volcánico Salle, <i>Lavas inferiores</i>										
Análisis	A168,1,6	A168,1,7	A168,1,8	A168,1,9	A168,1,10	A168,1,11	A168,1,12	A168,1,13	A168,1,14	A168,4	A168,13
Posición	6	7	8	9	10	11	12	13	14		
SiO <sub>2</sub>	47,51	47,85	47,29	47,16	47,79	48,28	49,14	47,22	47,30	48,79	47,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,96	31,96	32,56	32,53	32,31	31,77	31,61	31,42	32,40	31,37	31,98
FeO	0,34	0,27	0,35	0,30	0,30	0,34	0,36	0,28	0,24	0,35	1,22
CaO	15,34	15,28	15,57	15,84	15,70	15,27	14,56	14,85	15,42	14,46	15,89
Na <sub>2</sub> O	1,57	1,83	1,77	1,68	2,06	2,58	3,39	1,60	1,97	2,59	1,91
K <sub>2</sub> O	0,20	0,19	0,16	0,16	0,14	0,21	0,30	0,17	0,17	0,52	0,13
SrO	0,03	0,09	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10
BaO	0,01	0,00	0,00	0,13	0,11	0,00	0,05	0,13	0,00	0,09	0,00
Total	96,95	97,48	97,70	97,83	98,41	98,45	99,42	95,68	97,51	98,16	98,53
Si	2,24	2,24	2,21	2,21	2,22	2,25	2,27	2,25	2,22	2,27	2,21
Al	1,77	1,77	1,80	1,80	1,77	1,74	1,72	1,77	1,79	1,72	1,76
Fe	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,05
Ca	0,77	0,77	0,78	0,80	0,78	0,76	0,72	0,76	0,78	0,72	0,80
Na	0,14	0,17	0,16	0,15	0,19	0,23	0,30	0,15	0,18	0,23	0,17
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	4,96	4,96	4,97	4,98	4,99	5,01	5,04	4,95	4,98	5,00	5,00
An	83,33	81,20	82,12	83,03	80,13	75,61	69,13	82,73	80,32	73,18	81,43
Ab	15,39	17,59	16,89	15,95	19,00	23,13	29,16	16,12	18,60	23,71	17,76
Or	1,28	1,21	0,99	1,01	0,87	1,26	1,71	1,15	1,08	3,11	0,81

(cont.)

Unidad	Centro Volcánico Salle, <i>Lavas inferiores</i>										
Análisis	A168,14	A168,15	A168,19	A168,29,1	A168,29,2	A168,29,3	A168,29,4	A168,29,5	A168,29,6	A168,29,8	A168,29,9
Posición				1	2	3	4	5	6	8	9
SiO <sub>2</sub>	47,44	48,34	53,78	53,82	55,29	53,41	55,13	56,58	55,13	52,36	54,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32,76	32,74	28,64	27,58	28,88	28,57	28,06	27,55	27,64	29,95	28,71
FeO	0,54	0,49	0,64	1,71	0,21	0,21	0,18	0,23	0,15	0,24	0,16
CaO	15,87	15,44	10,97	11,03	10,44	10,70	10,12	9,68	9,85	12,13	10,96
Na <sub>2</sub> O	1,57	2,02	3,59	3,63	4,94	4,07	4,50	4,27	4,60	3,56	3,95
K <sub>2</sub> O	0,13	0,17	0,55	0,49	0,48	0,48	0,54	0,58	0,51	0,40	0,46
SrO	0,00	0,04	0,04	0,04	0,00	0,01	0,03	0,00	0,07	0,00	0,00
BaO	0,05	0,07	0,01	0,03	0,12	0,05	0,08	0,00	0,01	0,00	0,05
Total	98,36	99,31	98,21	98,31	100,35	97,49	98,64	98,88	97,96	98,63	99,00
Si	2,21	2,23	2,47	2,48	2,48	2,47	2,51	2,56	2,53	2,40	2,48
Al	1,80	1,78	1,55	1,50	1,53	1,56	1,51	1,47	1,49	1,62	1,54
Fe	0,02	0,02	0,02	0,07	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,79	0,76	0,54	0,55	0,50	0,53	0,49	0,47	0,48	0,60	0,53
Na	0,14	0,18	0,32	0,32	0,43	0,36	0,40	0,37	0,41	0,32	0,35
K	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	4,97	4,98	4,93	4,95	4,98	4,95	4,95	4,91	4,95	4,96	4,93
An	84,11	79,97	60,56	60,69	52,32	57,41	53,50	53,48	52,46	63,70	58,76
Ab	15,09	18,97	35,84	36,10	44,84	39,54	43,08	42,73	44,32	33,78	38,29
Or	0,80	1,06	3,61	3,21	2,85	3,06	3,42	3,79	3,22	2,53	2,96

(cont.)

Unidad	Centro Volcánico Salle, <i>Lavas inferiores</i>										
Análisis	A168,29,10	A168,29,11	A168,30,1	A168,30,2	A168,30,3	A168,30,4	A168,30,5	A168,30,6	A168,30,9	A168,30,10	A168,30,12
Posición	10	11	1	2	3	4	5	6	9	10	12
SiO <sub>2</sub>	55,35	55,18	51,37	51,94	52,43	47,74	49,76	51,19	48,97	48,44	47,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,94	27,93	29,71	30,83	30,73	31,88	32,29	31,56	32,47	33,14	32,95
FeO	0,29	0,21	0,38	0,29	0,34	0,55	0,31	0,30	0,28	0,35	0,23
CaO	10,31	9,94	13,03	13,29	13,08	15,36	14,85	13,58	14,94	15,76	15,43
Na <sub>2</sub> O	4,28	4,37	3,22	3,24	3,52	1,71	2,29	3,19	2,11	1,95	1,80
K <sub>2</sub> O	0,47	0,59	0,44	0,32	0,27	0,17	0,16	0,19	0,20	0,14	0,15
SrO	0,00	0,12	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,01	0,02	0,00
BaO	0,03	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,13	0,00	0,09
Total	98,67	98,51	98,15	99,90	100,36	97,40	99,80	100,09	99,12	99,79	98,23
Si	2,52	2,52	2,38	2,36	2,37	2,24	2,27	2,32	2,25	2,22	2,21
Al	1,50	1,50	1,62	1,65	1,64	1,76	1,74	1,69	1,76	1,79	1,81
Fe	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,50	0,49	0,65	0,65	0,63	0,77	0,73	0,66	0,74	0,77	0,77
Na	0,38	0,39	0,29	0,29	0,31	0,16	0,20	0,28	0,19	0,17	0,16
K	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	4,94	4,94	4,97	4,97	4,98	4,96	4,96	4,98	4,97	4,98	4,97
An	55,36	53,55	67,26	68,04	66,17	82,33	77,42	69,36	78,60	81,00	81,79
Ab	41,62	42,66	30,05	30,03	32,19	16,57	21,60	29,50	20,13	18,12	17,26
Or	3,03	3,78	2,69	1,93	1,64	1,10	0,98	1,14	1,27	0,87	0,96

(cont.)

Unidad	Centro Volcánico Salle, <i>Lavas inferiores</i>										
Análisis	A168,30,13	A168,30,14	A168,31	A168,33	A168,34	A168,39,1	A168,39,2	A168,39,3	A168,39,4	A168,39,5	A168,39,7
Posición	13	14				1	2	3	4	5	7
SiO <sub>2</sub>	50,49	52,11	51,24	54,43	53,05	47,28	49,97	52,47	50,37	47,36	46,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,94	30,56	31,44	28,05	30,30	33,82	31,46	30,10	31,50	32,89	34,11
FeO	0,38	0,30	0,22	0,76	0,87	0,46	0,49	0,47	0,46	0,64	0,41
CaO	13,72	12,88	14,23	11,35	13,05	16,96	14,71	12,94	14,75	16,02	17,14
Na <sub>2</sub> O	2,84	3,57	2,56	4,01	2,60	1,73	2,60	3,61	2,13	1,69	1,61
K <sub>2</sub> O	0,25	0,35	0,24	0,49	0,45	0,09	0,22	0,32	0,18	0,10	0,12
SrO	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,07	0,03	0,10
BaO	0,00	0,05	0,00	0,00	0,05	0,05	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
Total	98,61	99,82	99,97	99,09	100,36	100,41	99,43	99,97	99,46	98,73	100,29
Si	2,33	2,37	2,33	2,48	2,40	2,17	2,29	2,38	2,31	2,20	2,15
Al	1,68	1,64	1,68	1,51	1,61	1,83	1,70	1,61	1,70	1,80	1,85
Fe	0,02	0,01	0,01	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02
Ca	0,68	0,63	0,69	0,55	0,63	0,83	0,72	0,63	0,72	0,80	0,84
Na	0,25	0,31	0,23	0,36	0,23	0,15	0,23	0,32	0,19	0,15	0,14
K	0,02	0,02	0,01	0,03	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	4,97	4,98	4,95	4,96	4,93	5,00	4,98	4,98	4,95	4,98	5,01
An	71,67	65,21	74,29	59,11	71,36	83,96	74,80	65,19	78,38	83,43	84,88
Ab	26,80	32,68	24,22	37,83	25,74	15,53	23,90	32,90	20,49	15,93	14,43
Or	1,54	2,11	1,49	3,06	2,90	0,51	1,30	1,92	1,12	0,64	0,69

(cont.)

Unidad	Centro Volcánico Salle, <i>Lavas inferiores</i>										
Análisis	A168,39,8	A168,39,11	A168,63,1	A168,63,2	A168,63,3	A168,63,4	A168,63,5	A168,63,6	A168,63,7	A168,63,8	A168,63,9
Posición	8	11	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	47,20	47,75	54,35	48,39	48,57	49,56	47,72	47,52	47,99	45,88	48,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,03	32,93	29,85	32,90	32,46	32,19	33,46	34,03	33,17	33,32	32,99
FeO	0,45	0,49	0,24	0,29	0,34	0,28	0,27	0,19	0,31	0,27	0,29
CaO	16,90	15,99	12,09	15,71	15,76	14,84	16,20	16,62	16,25	16,51	15,34
Na <sub>2</sub> O	1,24	1,93	3,94	2,08	1,72	2,60	1,30	1,90	1,82	1,75	2,05
K <sub>2</sub> O	0,15	0,12	0,37	0,14	0,11	0,17	0,10	0,10	0,10	0,08	0,12
SrO	0,00	0,26	0,08	0,16	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07
BaO	0,00	0,08	0,12	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,96	99,54	101,04	99,67	99,00	99,69	99,05	100,36	99,63	97,80	99,44
Si	2,17	2,20	2,43	2,22	2,24	2,27	2,20	2,17	2,21	2,16	2,23
Al	1,84	1,79	1,57	1,78	1,76	1,74	1,82	1,83	1,80	1,84	1,79
Fe	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,83	0,79	0,58	0,77	0,78	0,73	0,80	0,81	0,80	0,83	0,75
Na	0,11	0,17	0,34	0,19	0,15	0,23	0,12	0,17	0,16	0,16	0,18
K	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Sr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	4,97	4,99	4,96	4,98	4,96	4,99	4,95	5,00	4,98	5,00	4,97
An	87,45	81,51	61,46	80,02	82,98	75,18	86,76	82,41	82,68	83,49	79,89
Ab	11,63	17,79	36,30	19,13	16,35	23,80	12,60	17,01	16,73	16,02	19,34
Or	0,92	0,70	2,24	0,85	0,68	1,02	0,64	0,58	0,59	0,49	0,77

(cont.)

Unidad	Centro Volcánico Salle, <i>Lavas inferiores</i>
Análisis	A168,67
Posición	
SiO <sub>2</sub>	53,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,57
FeO	0,91
CaO	11,54
Na <sub>2</sub> O	4,50
K <sub>2</sub> O	0,57
SrO	0,10
BaO	0,00
Total	100,03
<i>Si</i>	2,45
<i>Al</i>	1,53
<i>Fe</i>	0,03
<i>Ca</i>	0,56
<i>Na</i>	0,40
<i>K</i>	0,03
<i>Sr</i>	0,00
<i>Ba</i>	0,00
<i>Suma</i>	5,00
<i>An</i>	56,66
<i>Ab</i>	40,01
<i>Or</i>	3,33

(cont.)

Unidad	Centro Volcánico Salle, <i>Lavas intermedias</i>										
Análisis	G002,6	G002,9	G002,10	G002,15,2	G002,15,3	G002,15,4	G002,15,5	G002,15,6	G002,15,7	G002,15,9	G002,15,9
Posición				2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	54,15	50,78	52,00	55,38	56,80	55,86	54,63	56,35	56,75	56,71	56,69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,60	28,92	27,82	27,33	27,01	27,32	28,29	26,95	27,97	26,89	27,43
FeO	0,55	0,58	0,84	0,19	0,26	0,30	0,21	0,18	0,21	0,18	0,21
CaO	11,36	12,94	12,10	9,76	9,31	9,83	10,62	9,51	9,90	9,42	9,27
Na <sub>2</sub> O	4,96	2,36	3,08	5,12	4,96	4,77	4,00	4,99	4,77	5,60	5,47
K <sub>2</sub> O	0,20	1,25	0,69	0,58	0,69	0,59	0,52	0,57	0,57	0,59	0,62
SrO	0,00	0,08	0,00	0,00	0,07	0,02	0,09	0,00	0,02	0,05	0,00
BaO	0,13	0,13	0,05	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
Total	99,95	97,04	96,59	98,36	99,22	98,69	98,36	98,56	100,22	99,45	99,68
Si	2,46	2,39	2,44	2,53	2,57	2,54	2,50	2,56	2,54	2,56	2,55
Al	1,53	1,60	1,54	1,47	1,44	1,47	1,52	1,45	1,48	1,43	1,46
Fe	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,55	0,65	0,61	0,48	0,45	0,48	0,52	0,46	0,48	0,46	0,45
Na	0,44	0,22	0,28	0,45	0,44	0,42	0,35	0,44	0,41	0,49	0,48
K	0,01	0,08	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	5,01	4,96	4,95	4,98	4,95	4,95	4,93	4,95	4,95	4,98	4,98
An	55,21	69,20	65,40	49,49	48,73	51,28	57,46	49,46	51,53	46,50	46,56
Ab	43,66	22,87	30,15	47,02	46,98	45,05	39,17	47,00	44,93	50,02	49,72
Or	1,13	7,93	4,45	3,49	4,29	3,66	3,38	3,54	3,54	3,49	3,72



(cont.)

Unidad	Centro Volcánico Salle, <i>Lavas intermedias</i>										
Análisis	G002,15,10	G002,15,11	G002,15,12	G002,15,13	G002,19	G002,22	G002,42,1	G002,42,2	G002,42,3	G002,42,4	G002,42,5
Posición	10	10	10	10			1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	56,54	56,54	56,54	56,54	51,97	55,41	51,80	49,99	47,86	48,15	48,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,37	27,37	27,37	27,37	29,33	28,43	31,11	30,05	34,08	33,94	33,74
FeO	0,17	0,17	0,17	0,17	0,59	0,70	0,26	1,89	0,30	0,32	0,35
CaO	9,37	9,37	9,37	9,37	12,53	11,06	13,45	13,58	16,56	16,60	16,51
Na <sub>2</sub> O	4,91	4,91	4,91	4,91	3,88	4,49	3,34	2,15	2,19	1,98	1,69
K <sub>2</sub> O	0,62	0,62	0,62	0,62	0,32	0,48	0,28	0,65	0,12	0,09	0,12
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,06	0,05	0,00	0,02	0,00	0,01
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,04
Total	98,98	98,98	98,98	98,98	98,75	100,62	100,29	98,46	101,13	101,07	100,78
Si	2,56	2,56	2,56	2,56	2,39	2,49	2,35	2,33	2,17	2,19	2,20
Al	1,46	1,46	1,46	1,46	1,59	1,50	1,66	1,65	1,82	1,82	1,81
Fe	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,07	0,01	0,01	0,01
Ca	0,45	0,45	0,45	0,45	0,62	0,53	0,65	0,68	0,81	0,81	0,80
Na	0,43	0,43	0,43	0,43	0,35	0,39	0,29	0,19	0,19	0,17	0,15
K	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02	0,03	0,02	0,04	0,01	0,01	0,01
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	4,95	4,95	4,95	4,95	4,99	4,97	4,98	4,96	5,02	5,00	4,98
An	49,35	49,35	49,35	49,35	62,87	55,98	67,84	74,42	80,17	81,83	83,73
Ab	46,76	46,76	46,76	46,76	35,19	41,10	30,50	21,36	19,15	17,64	15,54
Or	3,90	3,90	3,90	3,90	1,94	2,92	1,66	4,21	0,68	0,54	0,73

(cont.)

Unidad	Centro Volcánico Salle, <i>Lavas intermedias</i>							Ignimbrita Salle, Miembro Inferior			
Análisis	G002,42,6	G002,42,7	G002,42,8	G002,42,9	G002,42,10	G002,42,11	G002,43	A095,11,2	A095,11,3	A095,11,4	A095,11,5
Posición	6	7	8	9	10	11		2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	49,79	47,99	47,56	47,56	52,04	46,88	51,89	49,16	47,46	48,19	48,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35,09	33,19	33,88	34,00	29,34	34,46	31,13	32,48	34,22	33,28	33,51
FeO	0,24	0,28	0,23	0,26	0,88	0,28	0,66	0,36	0,31	0,26	0,33
CaO	16,89	16,41	16,75	16,94	12,17	17,42	13,99	14,25	16,11	15,62	15,65
Na <sub>2</sub> O	1,36	1,85	1,27	2,01	2,99	1,22	2,84	2,33	1,97	1,97	2,17
K <sub>2</sub> O	0,10	0,13	0,08	0,10	0,75	0,08	0,26	0,11	0,04	0,10	0,09
SrO	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,19	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00
BaO	0,11	0,00	0,03	0,00	0,12	0,11	0,00	0,13	0,00	0,04	0,00
Total	103,58	99,85	99,82	100,86	98,28	100,64	100,79	98,81	100,14	99,47	100,20
Si	2,20	2,20	2,18	2,17	2,40	2,14	2,34	2,26	2,17	2,21	2,21
Al	1,83	1,80	1,83	1,83	1,60	1,86	1,66	1,76	1,85	1,80	1,80
Fe	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,80	0,81	0,82	0,83	0,60	0,85	0,68	0,70	0,79	0,77	0,77
Na	0,12	0,17	0,11	0,18	0,27	0,11	0,25	0,21	0,18	0,18	0,19
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	4,95	4,99	4,96	5,01	4,95	4,98	4,96	4,96	5,00	4,98	4,99
An	86,79	82,41	87,51	81,90	65,91	88,31	71,98	76,61	81,68	80,91	79,48
Ab	12,60	16,83	11,99	17,55	29,28	11,18	26,46	22,69	18,08	18,45	19,97
Or	0,61	0,76	0,50	0,55	4,81	0,51	1,57	0,70	0,24	0,64	0,55

(cont.)

Unidad	Ignimbrita Salle, Miembro Inferior							Ignimbrita Salle, Miembro Superior			
Análisis	A095,11,6	A095,11,7	A095,30	A095,35	A095,39	A095,43	A095,51	A104,6	A104,13	A104,14,1	A104,14,2
Posición	6	7								1	2
SiO <sub>2</sub>	48,29	48,38	50,31	51,70	53,57	58,23	49,94	57,00	47,87	55,22	56,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32,91	33,30	31,73	30,42	28,36	25,23	32,01	27,29	31,34	28,02	28,03
FeO	0,20	0,28	0,23	0,35	0,21	0,46	0,15	0,12	1,24	0,11	0,14
CaO	15,32	15,42	13,76	12,55	11,83	8,96	13,49	8,78	12,58	10,31	10,00
Na <sub>2</sub> O	2,15	2,15	3,07	3,70	2,86	4,64	3,05	5,63	1,98	4,75	5,20
K <sub>2</sub> O	0,10	0,09	0,20	0,25	0,86	0,99	0,12	0,50	0,18	0,28	0,43
SrO	0,02	0,03	0,08	0,14	0,06	0,00	0,13	0,02	0,12	0,00	0,06
BaO	0,20	0,08	0,07	0,00	0,00	0,13	0,04	0,00	0,04	0,08	0,09
Total	99,17	99,74	99,45	99,11	97,75	98,63	98,93	99,35	95,36	98,76	99,97
Si	2,23	2,22	2,30	2,37	2,47	2,64	2,29	2,57	2,28	2,51	2,52
Al	1,79	1,80	1,71	1,64	1,54	1,35	1,73	1,45	1,76	1,50	1,49
Fe	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,05	0,00	0,01
Ca	0,76	0,76	0,67	0,62	0,58	0,44	0,66	0,42	0,64	0,50	0,48
Na	0,19	0,19	0,27	0,33	0,26	0,41	0,27	0,49	0,18	0,42	0,45
K	0,01	0,01	0,01	0,02	0,05	0,06	0,01	0,03	0,01	0,02	0,02
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	4,98	4,98	4,98	4,99	4,91	4,91	4,98	4,97	4,93	4,96	4,98
An	79,27	79,40	70,33	64,20	65,64	48,33	70,44	44,87	76,77	53,60	50,21
Ab	20,12	20,05	28,43	34,29	28,70	45,34	28,79	52,08	21,91	44,70	47,24
Or	0,61	0,55	1,24	1,52	5,66	6,33	0,77	3,06	1,31	1,71	2,54

(cont.)

Unidad	Ignimbrita Salle, Miembro Superior										
Análisis	A104,14,3	A104,14,4	A104,14,5	A104,14,6	A104,14,7	A104,15,1	A104,15,2	A104,15,3	A104,15,4	A104,16,1	A104,16,2
Posición	3	4	5	6	7	1	2	3	4	1	2
SiO <sub>2</sub>	55,64	56,12	55,62	53,93	54,54	48,69	49,40	49,07	48,92	54,17	56,84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,98	28,30	28,37	29,12	29,48	30,21	32,22	32,50	31,54	28,93	28,04
FeO	0,16	0,15	0,19	0,16	0,10	0,26	0,20	0,13	0,14	0,19	0,10
CaO	9,63	9,64	10,15	11,03	11,16	12,16	14,41	14,60	13,57	11,15	9,49
Na <sub>2</sub> O	6,13	3,85	5,17	4,27	4,15	2,72	2,51	2,64	2,43	4,59	5,66
K <sub>2</sub> O	0,41	0,44	0,40	0,29	0,33	0,25	0,11	0,09	0,18	0,32	0,42
SrO	0,00	0,00	0,05	0,00	0,02	0,12	0,00	0,02	0,00	0,18	0,04
BaO	0,00	0,00	0,00	0,17	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,95	98,49	99,93	98,96	99,83	94,41	98,84	99,04	96,77	99,52	100,60
Si	2,51	2,54	2,50	2,46	2,46	2,33	2,27	2,26	2,29	2,46	2,54
Al	1,49	1,51	1,51	1,56	1,57	1,71	1,75	1,76	1,74	1,55	1,48
Fe	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Ca	0,47	0,47	0,49	0,54	0,54	0,62	0,71	0,72	0,68	0,54	0,45
Na	0,54	0,34	0,45	0,38	0,36	0,25	0,22	0,24	0,22	0,40	0,49
K	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	5,03	4,89	4,98	4,96	4,95	4,95	4,97	4,98	4,95	4,98	4,98
An	45,39	56,29	50,82	57,73	58,56	69,96	75,51	74,90	74,66	56,22	46,91
Ab	52,31	40,69	46,82	40,44	39,39	28,35	23,78	24,54	24,19	41,86	50,60
Or	2,31	3,02	2,37	1,83	2,05	1,69	0,71	0,56	1,15	1,92	2,49

(cont.)

Unidad	Ignimbrita Salle, Miembro Superior										
Análisis	A104,16,3	A104,16,5	A104,16,6	A104,16,7	A104,16,8	A104,16,9	A104,16,10	A104,16,11	A104,16,12	A104,17,1	A104,17,2
Posición	3	5	6	7	8	9	10	11	12	1	2
SiO <sub>2</sub>	56,65	55,63	54,02	56,11	49,13	53,78	55,91	56,28	55,39	55,92	57,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,05	28,51	29,42	28,40	33,59	29,97	28,24	28,22	28,74	28,50	27,11
FeO	0,08	0,10	0,09	0,11	0,17	0,08	0,12	0,05	0,07	0,10	0,13
CaO	9,53	9,81	10,81	9,70	12,17	11,77	9,69	9,57	10,25	9,98	8,51
Na <sub>2</sub> O	5,89	6,09	4,42	5,29	3,01	3,86	4,81	5,47	5,45	4,86	5,89
K <sub>2</sub> O	0,44	0,38	0,31	0,41	0,15	0,27	0,43	0,42	0,36	0,39	0,52
SrO	0,00	0,00	0,04	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,26	0,09	0,00	0,00	0,15	0,07	0,05	0,18	0,00	0,04	0,00
Total	100,89	100,60	99,11	100,19	98,38	99,78	99,25	100,18	100,26	99,79	99,36
Si	2,53	2,49	2,45	2,52	2,26	2,43	2,53	2,52	2,49	2,51	2,58
Al	1,48	1,51	1,57	1,50	1,82	1,60	1,50	1,49	1,52	1,51	1,44
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Ca	0,46	0,47	0,53	0,47	0,60	0,57	0,47	0,46	0,49	0,48	0,41
Na	0,51	0,53	0,39	0,46	0,27	0,34	0,42	0,48	0,48	0,42	0,51
K	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	5,00	5,03	4,96	4,98	4,97	4,95	4,95	4,98	5,00	4,96	4,98
An	46,02	46,08	56,38	49,09	68,37	61,71	51,28	47,94	49,87	51,88	43,00
Ab	51,48	51,80	41,73	48,41	30,61	36,58	46,04	49,57	48,03	45,70	53,87
Or	2,50	2,12	1,90	2,50	1,03	1,71	2,68	2,49	2,10	2,42	3,13

(cont.)

Unidad	Ignimbrita Salle, Miembro Superior									Xenolito en Dacita Río Blanco	
Análisis	A104,17,4	A104,17,5	A104,17,6	A104,17,7	A104,24	A104,34	A104,35	A104,37	A104,50	Xen,2,1	Xen,2,2
Posición	4	5	6	7						1	2
SiO <sub>2</sub>	55,34	54,08	52,80	52,65	49,66	52,15	56,47	52,53	50,96	55,54	56,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,38	29,60	29,55	30,21	31,31	30,17	28,21	30,45	30,76	27,68	27,48
FeO	0,17	0,10	0,12	0,12	0,24	0,14	0,11	0,24	0,18	0,22	0,23
CaO	10,17	11,20	11,51	11,96	13,38	11,85	9,76	11,96	12,60	10,10	9,83
Na <sub>2</sub> O	4,74	4,65	4,13	3,73	2,24	3,75	5,48	4,27	2,70	4,42	5,89
K <sub>2</sub> O	0,38	0,28	0,25	0,26	0,14	0,24	0,32	0,22	0,22	0,61	0,65
SrO	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00		0,00	0,21	0,00	0,12	0,00
BaO	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00		0,07	0,00	0,05	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>						0,04					
NiO						0,01					
Total	99,21	99,91	98,36	98,94	96,98	98,36	100,42	99,89	97,47	98,70	100,77
Si	2,51	2,44	2,42	2,40	2,32	2,39	2,53	2,38	2,36	2,53	2,54
Al	1,51	1,57	1,60	1,62	1,72	1,63	1,49	1,63	1,68	1,49	1,45
Fe	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,49	0,54	0,57	0,59	0,67	0,58	0,47	0,58	0,63	0,49	0,47
Na	0,42	0,41	0,37	0,33	0,20	0,33	0,48	0,38	0,24	0,39	0,51
K	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,04	0,04
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	4,96	4,98	4,97	4,96	4,93	4,95	4,98	5,00	4,93	4,94	5,01
An	52,96	56,17	59,71	62,90	76,02	62,61	48,67	59,95	71,01	53,66	46,22
Ab	44,70	42,18	38,76	35,50	23,03	35,86	49,45	38,73	27,50	42,50	50,12
Or	2,34	1,64	1,53	1,60	0,96	1,53	1,88	1,33	1,49	3,85	3,66

(cont.)

Unidad	Xenolito en Dacita Río Blanco										
Análisis	Xen,2,3	Xen,2,4	Xen,7,1	Xen,7,2	Xen,7,3	Xen,7,4	Xen,7,5	Xen,8,1	Xen,8,2	Xen,8,3	Xen,8,4
Posición	3	4	1	2	3	4	5	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	57,69	56,71	56,07	56,26	56,44	56,26	56,01	57,67	57,47	56,89	56,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,09	26,38	27,76	27,46	27,26	28,48	28,19	27,02	27,24	27,04	27,56
FeO	0,20	0,20	0,27	0,28	0,18	0,19	0,27	0,27	0,21	0,27	0,24
CaO	9,19	9,13	10,11	9,79	9,61	10,45	10,30	9,14	9,14	9,45	10,05
Na <sub>2</sub> O	4,80	5,73	5,08	5,00	4,25	4,67	5,16	5,70	4,88	4,88	4,90
K <sub>2</sub> O	0,88	0,72	0,61	0,70	0,66	0,60	0,57	0,71	0,76	0,70	0,67
SrO	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00
BaO	0,09	0,01	0,00	0,03	0,03	0,01	0,03	0,11	0,00	0,00	0,04
Total	99,95	98,90	99,90	99,52	98,42	100,72	100,53	100,61	99,68	99,31	99,73
Si	2,59	2,58	2,53	2,54	2,57	2,51	2,51	2,58	2,58	2,57	2,54
Al	1,43	1,41	1,47	1,46	1,46	1,50	1,49	1,42	1,44	1,44	1,47
Fe	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,44	0,45	0,49	0,47	0,47	0,50	0,50	0,44	0,44	0,46	0,49
Na	0,42	0,51	0,44	0,44	0,37	0,40	0,45	0,49	0,42	0,43	0,43
K	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	4,93	4,99	4,98	4,97	4,91	4,96	4,99	4,98	4,94	4,94	4,97
An	48,57	44,87	50,48	49,80	53,13	53,26	50,70	45,02	48,44	49,46	50,99
Ab	45,90	50,94	45,87	45,99	42,54	43,07	45,94	50,82	46,76	46,20	44,95
Or	5,53	4,19	3,64	4,21	4,34	3,67	3,36	4,17	4,80	4,34	4,06

(cont.)

Unidad	Xenolito en D. Río Blanco		<i>Domo riolítico</i>								
Análisis	Xen,13	Xen,16	F010,3	F010,7	F010,9	F010,10	F010,12	F010,14	F010,15,1	F010,15,3	F010,15,4
Posición									1	3	4
SiO <sub>2</sub>	58,11	56,58	56,77	55,30	54,19	60,35	55,94	58,97	59,07	58,14	60,59
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,00					0,03	0,02			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,15	27,61	28,21	28,43	28,41	24,41	26,51	26,43	25,48	26,28	25,50
FeO	0,27	0,23	0,00	0,04	0,18	0,13	0,28	0,24	0,04	0,04	0,05
MnO	0,00	0,02					0,01	0,00			
MgO	0,00	0,00					0,06	0,04			
CaO	10,20	10,03	9,81	10,29	10,59	6,87	8,59	8,12	7,60	8,05	6,62
Na <sub>2</sub> O	4,73	4,88	5,07	5,10	3,98	5,65	5,27	5,13	5,99	5,54	6,62
K <sub>2</sub> O	0,61	0,63	0,43	0,38	0,32	0,99	0,51	0,63	0,68	0,59	0,79
SrO			0,00	0,00	0,00	0,06			0,00	0,00	0,00
BaO	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,09	0,08	0,05	0,00	0,00
ClO	0,00	0,00					0,00	0,00			
Total	103,18	99,96	100,29	99,54	97,67	98,45	97,30	99,64	98,90	98,64	100,16
Si	2,53	2,54	2,54	2,50	2,49	2,72	2,57	2,63	2,66	2,63	2,69
Al	1,49	1,46	1,49	1,51	1,54	1,30	1,44	1,39	1,35	1,40	1,33
Fe	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Ca	0,48	0,48	0,47	0,50	0,52	0,33	0,42	0,39	0,37	0,39	0,32
Na	0,4	0,42	0,44	0,45	0,36	0,49	0,47	0,44	0,52	0,49	0,57
K	0,03	0,04	0,02	0,02	0,02	0,06	0,03	0,04	0,04	0,03	0,05
Sr			0,00	0,00	0,00	0,00			0,00	0,00	0,00
Ba			0,00	0,00	0,00	0,00			0,00	0,00	0,00
Suma	4,94	4,95	4,95	4,98	4,93	4,91	4,94	4,90	4,95	4,94	4,95
An	52,33	51,16	50,34	51,53	58,25	37,60	45,85	44,73	39,47	42,86	33,88
Ab	43,93	45,02	47,06	46,23	39,65	55,97	50,93	51,13	56,34	53,40	61,31
Or	3,75	3,82	2,60	2,24	2,10	6,44	3,22	4,13	4,19	3,74	4,82



(cont.)

Unidad	<i>Domo riolítico</i>										
Análisis	F010,15,5	F010,15,6	F010,16	F010,20,1	F010,20,2	F010,20,3	F010,20,4	F010,20,5	F010,20,6	F010,20,7	F010,20,8
Posición	5	6		1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	59,13	59,29	60,19	59,06	57,13	58,02	57,55	55,76	55,93	56,87	55,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,10	24,93	24,92	25,85	27,41	26,76	27,19	27,94	27,88	27,63	28,14
FeO	0,07	0,11	0,06	0,03	0,05	0,10	0,07	0,07	0,10	0,02	0,00
CaO	7,57	6,67	6,80	7,59	9,28	8,38	9,00	9,91	9,82	9,21	10,25
Na <sub>2</sub> O	6,29	6,77	6,91	5,53	6,04	5,23	5,76	5,54	3,68	5,47	4,70
K <sub>2</sub> O	0,63	0,79	0,72	0,59	0,45	0,51	0,47	0,36	0,38	0,51	0,33
SrO	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00
BaO	0,00	0,07		0,04	0,00	0,05	0,17	0,00	0,08	0,00	0,00
Total	99,79	98,63	99,64	98,70	100,35	99,10	100,21	99,58	97,86	99,81	99,07
Si	2,64	2,68	2,69	2,66	2,56	2,61	2,58	2,52	2,55	2,55	2,52
Al	1,37	1,33	1,31	1,37	1,45	1,42	1,43	1,49	1,50	1,46	1,50
Fe	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,36	0,32	0,33	0,37	0,45	0,40	0,43	0,48	0,48	0,44	0,50
Na	0,55	0,59	0,60	0,48	0,52	0,46	0,50	0,49	0,33	0,48	0,41
K	0,04	0,05	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02
Sr	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	4,96	4,98	4,97	4,91	5,00	4,92	4,97	4,99	4,88	4,97	4,95
An	38,43	33,58	33,75	41,48	44,75	45,41	45,01	48,67	58,00	46,73	53,55
Ab	57,74	61,68	62,00	54,70	52,69	51,30	52,20	49,22	39,35	50,19	44,39
Or	3,83	4,74	4,25	3,82	2,56	3,29	2,79	2,11	2,65	3,08	2,07

(cont.)

Unidad	<i>Domo riolítico</i>										
Análisis	F010,20,9	F010,20,10	F010,20,11	F010,20,12	F010,20,13	F010,22	F010,23	F010,24	F010,26	F010,29	F010,34
Posición	9	10	11	12	13						
SiO <sub>2</sub>	56,19	56,14	54,06	53,37	53,25	56,90	56,93	54,35	53,90	55,69	59,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,86	27,99	30,21	30,33	30,02	27,84	28,17	29,02	29,32	28,39	26,20
FeO	0,06	0,09	0,04	0,06	0,05	0,10	0,09	0,09	0,08	0,13	0,12
CaO	9,86	9,79	11,79	12,23	12,05	9,40	9,80	11,25	11,20	10,43	7,66
Na <sub>2</sub> O	5,39	5,12	4,59	3,61	4,54	5,43	5,17	4,55	4,25	5,22	6,00
K <sub>2</sub> O	0,41	0,40	0,26	0,27	0,26	0,39	0,43	0,27	0,28	0,42	0,63
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,06	0,00	0,00	0,10
BaO	0,11	0,08	0,00	0,00	0,03	0,07	0,00	0,01	0,16	0,00	0,00
Total	99,88	99,62	100,94	99,85	100,20	100,13	100,63	99,60	99,19	100,28	99,96
Si	2,53	2,53	2,42	2,41	2,41	2,55	2,54	2,46	2,45	2,50	2,64
Al	1,48	1,49	1,59	1,61	1,60	1,47	1,48	1,55	1,57	1,50	1,38
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ca	0,48	0,47	0,57	0,59	0,58	0,45	0,47	0,55	0,55	0,50	0,37
Na	0,47	0,45	0,40	0,32	0,40	0,47	0,45	0,40	0,37	0,45	0,52
K	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	4,98	4,96	4,99	4,95	5,00	4,97	4,96	4,97	4,96	4,99	4,95
An	49,06	50,13	57,81	64,08	58,57	47,73	49,82	56,81	58,29	51,21	39,74
Ab	48,55	47,41	40,70	34,27	39,92	49,92	47,60	41,59	40,00	46,34	56,34
Or	2,40	2,46	1,49	1,65	1,51	2,35	2,58	1,60	1,71	2,45	3,92

(cont.)

Unidad	<i>Domo riolítico</i>		Centro Volcánico Bayo								
Análisis	F010,39	F010,40	A066,1,2	A066,1,3	A066,1,4	A066,1,5	A066,1,6	A066,1,7	A066,1,8	A066,1,9	A066,1,10
Posición			2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	53,11	55,89	51,62	55,43	56,10	57,56	56,47	56,90	56,84	55,75	56,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,42	28,23	30,81	28,34	27,91	27,24	26,09	27,79	27,82	28,60	27,91
FeO	0,08	0,09	0,49	0,27	0,07	0,22	0,30	0,11	0,13	0,18	0,08
CaO	12,41	10,12	14,09	10,91	10,59	9,58	7,57	10,13	9,95	10,95	9,85
Na <sub>2</sub> O	3,90	4,96	2,95	4,32	5,01	5,12	3,55	5,21	4,77	4,39	5,56
K <sub>2</sub> O	0,25	0,33	0,26	0,48	0,48	0,58	0,62	0,54	0,58	0,48	0,56
SrO	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,08
BaO	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,18
Total	100,17	99,61	100,40	99,74	100,16	100,30	94,61	100,68	100,22	100,33	100,95
Si	2,40	2,52	2,34	2,50	2,52	2,57	2,64	2,54	2,55	2,50	2,53
Al	1,62	1,50	1,65	1,51	1,48	1,43	1,44	1,46	1,47	1,51	1,47
Fe	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
Ca	0,60	0,49	0,69	0,53	0,51	0,46	0,38	0,49	0,48	0,53	0,47
Na	0,34	0,43	0,26	0,38	0,44	0,44	0,32	0,45	0,41	0,38	0,48
K	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	4,97	4,96	4,97	4,95	4,97	4,95	4,82	4,97	4,95	4,95	4,99
An	62,82	51,95	71,40	56,54	52,35	49,03	51,38	50,16	51,65	56,30	47,89
Ab	35,67	46,04	27,05	40,50	44,85	47,43	43,61	46,64	44,77	40,79	48,86
Or	1,52	2,02	1,56	2,96	2,80	3,54	5,01	3,20	3,58	2,91	3,25

(cont.)

Unidad	Centro Volcánico Bayo										
Análisis	A066,1,11	A066,1,12	A066,1,13	A066,11	A066,12	A066,13	A066,14	A066,26	A066,56	A066,57	A066,61
Posición	11	12	13								
SiO <sub>2</sub>	53,39	56,12	57,26	51,56	47,32	46,27	46,85	58,61	55,24	60,47	55,02
TiO <sub>2</sub>									0,69	0,13	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,51	28,55	28,06	29,41	34,13	29,73	33,32	26,18	26,65	22,07	27,55
FeO	0,14	0,10	0,08	1,41	0,48	1,84	0,40	0,72	1,61	2,38	1,28
MnO									0,03	0,03	
MgO									1,71	0,37	
CaO	12,63	10,62	10,07	11,80	17,24	13,46	17,06	10,63	8,81	4,04	10,18
Na <sub>2</sub> O	3,81	4,17	4,29	4,27	1,46	1,57	1,52	4,41	5,25	6,03	5,04
K <sub>2</sub> O	0,28	0,48	0,55	0,39	0,09	0,25	0,13	0,39	0,86	1,23	0,62
SrO	0,00	0,10	0,00	0,08	0,00	0,07	0,06	0,00			0,09
BaO	0,07	0,01	0,07	0,05	0,00	0,00	0,01	0,11	0,00	0,26	0,00
ClO									0,01	0,03	
Total	100,83	100,15	100,38	98,97	100,71	93,20	99,35	101,05	100,86	97,03	99,78
Si	2,40	2,51	2,55	2,38	2,16	2,27	2,17	2,60	2,49	2,78	2,50
Ti									0,02		
Al	1,61	1,51	1,47	1,60	1,84	1,72	1,82	1,37	1,41	1,20	1,48
Fe	0,01	0,00	0,00	0,05	0,02	0,08	0,02	0,03	0,06	0,09	0,05
Mg									0,11	0,03	
Ca	0,61	0,51	0,48	0,58	0,84	0,71	0,85	0,51	0,42	0,20	0,50
Na	0,33	0,36	0,37	0,38	0,13	0,15	0,14	0,38	0,46	0,54	0,44
K	0,02	0,03	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,05	0,07	0,04
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			0,00
Suma	4,97	4,93	4,91	5,02	4,99	4,95	4,99	4,91	5,02	4,91	5,00
An	63,59	56,68	54,44	59,05	86,24	81,07	85,44	55,71	45,54	24,64	50,82
Ab	34,71	40,28	42,00	38,64	13,25	17,13	13,81	41,87	49,16	66,47	45,51
Or	1,70	3,05	3,56	2,31	0,51	1,80	0,75	2,42	5,30	8,89	3,68

(cont.)

Unidad	Centro Volcánico Bayo										
Análisis	A066,63,1	A066,63,2	A066,63,3	A066,63,4	A066,64,1	A066,64,2	A066,64,4	A066,64,5	A066,64,6	A066,64,7	A066,64,8
Posición	1	2	3	4	1	2	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	49,62	49,41	47,06	46,49	48,91	48,87	50,06	52,27	55,85	56,37	56,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,45	32,35	34,43	32,06	32,73	33,01	33,33	30,60	28,73	28,61	27,98
FeO	1,29	0,55	0,43	0,64	0,16	0,29	0,21	0,22	0,13	0,16	0,20
CaO	11,42	15,37	17,44	15,26	15,90	16,00	15,48	13,14	10,87	10,76	10,40
Na <sub>2</sub> O	1,77	2,56	1,79	0,99	2,40	2,13	2,61	3,05	4,31	4,19	4,91
K <sub>2</sub> O	0,31	0,21	0,08	0,17	0,19	0,18	0,22	0,36	0,47	0,47	0,48
SrO	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	0,04	0,00	0,08	0,00	0,09	0,00
BaO	0,00	0,00	0,00	0,10	0,01	0,28	0,00	0,00	0,12	0,04	0,00
Total	92,86	100,44	101,21	95,85	100,29	100,80	101,91	99,71	100,48	100,69	100,64
Si	2,41	2,25	2,14	2,22	2,23	2,22	2,24	2,37	2,50	2,51	2,53
Al	1,63	1,74	1,85	1,80	1,76	1,77	1,76	1,64	1,52	1,50	1,47
Fe	0,05	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,59	0,75	0,85	0,78	0,78	0,78	0,74	0,64	0,52	0,51	0,50
Na	0,17	0,23	0,16	0,09	0,21	0,19	0,23	0,27	0,37	0,36	0,43
K	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,03	0,03
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	4,87	5,00	5,01	4,93	5,00	4,99	5,00	4,95	4,94	4,93	4,96
An	76,18	75,93	84,01	88,47	77,72	79,73	75,62	68,86	56,53	56,92	52,37
Ab	21,34	22,84	15,56	10,37	21,19	19,19	23,08	28,92	40,56	40,11	44,76
Or	2,48	1,23	0,43	1,17	1,09	1,08	1,30	2,22	2,91	2,97	2,86

(cont.)

Unidad	Centro Volcánico Bayo			Dacita Vilama, <i>Lavas inferiores</i>							
Análisis	A066,64,9	A066,64,10	A066,66	E016,6	E016,9	E016,10	E016,19,1	E016,19,2	E016,19,3	E016,19,4	E016,19,5
Posición	9	10					1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	56,43	55,23	51,41	48,79	50,05	52,62	47,54	48,94	48,53	48,46	47,89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,25	28,79	30,95	32,83	31,86	29,68	33,45	32,34	32,74	32,80	33,70
FeO	0,12	0,16	0,64	0,55	0,61	0,31	0,48	0,56	0,29	0,36	0,35
CaO	10,34	11,06	14,44	16,00	15,04	12,73	16,77	15,64	15,98	15,79	16,51
Na <sub>2</sub> O	4,60	5,16	3,45	2,50	1,88	3,34	1,91	2,01	1,96	2,15	1,49
K <sub>2</sub> O	0,46	0,59	0,28	0,20	0,31	0,50	0,12	0,21	0,16	0,17	0,13
SrO	0,00	0,00	0,00	0,21	0,03	0,01	0,22	0,00	0,05	0,07	0,03
BaO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,10	0,00	0,05
Total	100,21	100,98	101,19	101,08	99,77	99,19	100,53	99,70	99,82	99,80	100,16
Si	2,53	2,47	2,32	2,22	2,29	2,40	2,18	2,25	2,23	2,22	2,19
Al	1,49	1,52	1,65	1,76	1,72	1,60	1,81	1,75	1,77	1,77	1,82
Fe	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
Ca	0,50	0,53	0,70	0,78	0,74	0,62	0,82	0,77	0,79	0,78	0,81
Na	0,40	0,45	0,30	0,22	0,17	0,30	0,17	0,18	0,17	0,19	0,13
K	0,03	0,03	0,02	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Sr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	4,94	5,01	5,01	5,02	4,95	4,96	5,01	4,98	4,98	4,99	4,97
An	53,83	52,43	68,70	77,09	79,96	65,75	82,34	80,09	81,04	79,40	85,28
Ab	43,30	44,24	29,70	21,79	18,09	31,20	16,94	18,62	17,98	19,57	13,89
Or	2,87	3,33	1,61	1,12	1,95	3,05	0,72	1,29	0,99	1,03	0,82

(cont.)

Unidad	Dacita Vilama, Lavas inferiores										
Análisis	E016,20	E016,22	E016,23	E016,27	E016,28	E016,31,1	E016,31,2	E016,31,3	E016,31,4	E016,31,5	E016,31,6
Posición						1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	48,48	49,98	49,35	47,59	48,84	47,29	48,90	48,47	48,37	48,01	48,83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32,42	32,27	32,71	33,34	33,33	33,78	32,94	33,31	33,45	33,83	32,85
FeO	0,60	0,36	0,53	0,66	0,63	0,53	0,43	0,29	0,36	0,31	0,42
CaO	15,88	14,75	15,67	16,43	16,14	16,60	15,57	15,67	15,73	16,36	15,50
Na <sub>2</sub> O	2,22	2,75	2,58	1,65	1,62	1,12	2,06	1,77	1,52	1,52	2,22
K <sub>2</sub> O	0,20	0,26	0,24	0,12	0,18	0,10	0,18	0,16	0,17	0,13	0,16
SrO	0,10	0,00	0,10	0,00	0,03	0,00	0,05	0,13	0,00	0,04	0,00
BaO	0,19	0,00	0,00	0,04	0,00	0,08	0,00	0,00	0,11	0,01	0,08
Total	100,10	100,37	101,18	99,84	100,77	99,51	100,12	99,80	99,70	100,22	100,07
Si	2,23	2,27	2,24	2,19	2,22	2,18	2,23	2,22	2,22	2,19	2,23
Al	1,76	1,73	1,75	1,81	1,78	1,83	1,77	1,80	1,81	1,82	1,77
Fe	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02
Ca	0,78	0,72	0,76	0,81	0,79	0,82	0,76	0,77	0,77	0,80	0,76
Na	0,20	0,24	0,23	0,15	0,14	0,10	0,18	0,16	0,14	0,13	0,20
K	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	5,00	4,99	5,01	4,99	4,97	4,96	4,98	4,96	4,96	4,97	4,99
An	78,84	73,64	75,95	83,98	83,69	88,53	79,76	82,19	84,21	84,94	78,63
Ab	19,96	24,84	22,65	15,28	15,21	10,81	19,13	16,83	14,68	14,25	20,42
Or	1,21	1,52	1,40	0,74	1,10	0,66	1,12	0,99	1,11	0,81	0,96

(cont.)

Unidad	Dacita Vilama		Corona de reacción en xenocrystal de granate					
	E016,31,7	E016,31,8	GRT23	GRT24	GRT26	GRT27	GRT28	GRT29
Análisis	7	8						
Posición								
SiO <sub>2</sub>	48,73	48,45	53,99	52,28	54,56	51,58	55,01	53,92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,34	33,31	29,52	30,42	28,78	31,24	28,08	29,63
FeO	0,52	0,52	0,83	0,47	0,92	0,41	0,67	0,49
CaO	16,01	15,83	12,10	13,45	11,09	13,63	10,71	12,37
Na <sub>2</sub> O	1,19	1,99	3,30	2,65	4,21	3,33	3,95	3,41
K <sub>2</sub> O	0,18	0,26	0,53	0,45	0,61	0,32	0,73	0,50
SrO	0,07	0,00	0,14	0,03	0,04	0,00	0,24	0,16
BaO	0,11	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,04	0,12
Total	100,15	100,36	100,45	99,75	100,21	100,51	99,43	100,58
Si	2,22	2,21	2,43	2,38	2,46	2,34	2,50	2,43
Al	1,79	1,79	1,57	1,63	1,53	1,67	1,50	1,57
Fe	0,02	0,02	0,03	0,02	0,04	0,02	0,03	0,02
Ca	0,78	0,77	0,58	0,66	0,54	0,66	0,52	0,60
Na	0,11	0,18	0,29	0,23	0,37	0,29	0,35	0,30
K	0,01	0,02	0,03	0,03	0,04	0,02	0,04	0,03
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	4,94	4,99	4,94	4,94	4,97	4,99	4,94	4,95
An	87,10	80,20	64,71	71,61	57,06	68,04	57,18	64,70
Ab	11,75	18,21	31,93	25,52	39,19	30,04	38,20	32,22
Or	1,16	1,59	3,37	2,87	3,75	1,92	4,63	3,08



**Ortopiroxeno** (Fórmula estructural normalizada a 6 átomos de oxígeno y 4 cationes)

Unidad	Dacita Khastor, <i>Lavas marrones</i>		Dacita Mesada Negra								
	G011B,6	G011B,7	A021,11	A021,12	A021,14	A021,15	A021,16	A021,17	A021b,opx1	A021b,17	A021b,18
Análisis											
SiO <sub>2</sub>	49,56	49,72	51,07	49,99	50,97	50,80	51,15	51,17	51,17	51,59	50,91
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,15	0,17	0,25	0,42	0,31	0,08	0,23	0,20	0,22	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,23	1,11	0,64	0,75	1,87	1,18	0,45	0,78	0,83	0,76	0,58
FeO	29,85	29,51	24,95	24,26	22,13	22,79	24,48	23,59	23,84	23,88	26,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10
MnO	0,77	0,84	0,42	0,46	0,37	0,41	0,42	0,38	0,49	0,48	0,58
MgO	14,91	15,16	17,27	17,04	18,83	18,15	17,90	18,45	18,82	19,37	17,90
CaO	0,69	0,62	1,06	2,67	1,60	1,75	1,13	1,52	1,34	1,26	1,15
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,14	0,14	0,17
K <sub>2</sub> O	0,03	0,00	0,02	0,03	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,06	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00
NiO	0,00	0,02	0,00	0,05	0,00	0,00	0,04	0,00	0,04	0,00	0,00
Total	97,19	97,22	95,63	95,51	96,20	95,43	95,66	96,22	96,93	97,72	97,77
Si	1,98	1,98	2,02	1,99	1,98	2,00	2,02	2,00	1,99	1,99	1,99
Ti	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Al	0,06	0,05	0,03	0,04	0,09	0,05	0,02	0,04	0,04	0,03	0,03
Fe <sup>+2</sup>	1,00	0,98	0,83	0,81	0,72	0,75	0,81	0,77	0,78	0,77	0,86
Fe <sup>+3</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,03	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02
Mg	0,89	0,90	1,02	1,01	1,09	1,06	1,05	1,08	1,09	1,11	1,04
Ca	0,03	0,03	0,05	0,11	0,07	0,07	0,05	0,06	0,06	0,05	0,05
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	3,99	3,99	3,96	3,99	3,97	3,97	3,97	3,98	3,99	3,99	4,00
Wo	1,52	1,37	2,36	5,84	3,53	3,88	2,49	3,31	2,87	2,67	2,45
En	45,74	46,45	53,52	51,91	57,75	55,98	54,76	55,92	56,29	57,06	53,00
Fs	52,74	52,18	44,12	42,24	38,73	40,14	42,75	40,77	40,84	40,27	44,55
#Mg	0,46	0,47	0,55	0,55	0,60	0,58	0,56	0,58	0,58	0,59	0,54

(cont.)

Unidad	Dacita Mesada Negra										
Análisis	A021b,30	A021b,31	A021b,37	A021b,38	A021b,39	A021b,45	A021b,49	A021b,55	A021b,56	A021b,61	A021b,63
SiO <sub>2</sub>	51,66	52,12	50,59	51,40	50,52	52,92	51,26	51,03	51,78	49,00	50,46
TiO <sub>2</sub>	0,20	0,30	0,20	0,16	0,21	0,27	0,14	0,22	0,24	0,38	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,67	0,80	1,23	0,77	2,05	1,89	0,46	0,80	0,72	1,72	0,51
FeO	25,16	25,55	25,86	26,53	25,13	18,65	24,71	24,44	23,57	24,43	25,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,39	0,49	0,56	0,51	0,45	0,37	0,37	0,46	0,41	0,41	0,62
MgO	18,50	19,12	17,64	18,18	17,68	17,73	18,69	18,29	19,51	17,41	17,07
CaO	1,25	1,28	1,12	1,14	1,56	2,65	0,98	1,32	1,30	1,45	1,21
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,28	0,00	0,07	0,66	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,03	0,01	0,03	0,03	0,00	1,35	0,02	0,03	0,00	0,03	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,01	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03
NiO	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,10
Total	97,84	99,67	98,03	98,77	97,72	96,49	96,63	96,58	97,55	94,88	96,01
Si	2,00	1,98	1,97	1,99	1,96	2,03	2,00	2,00	2,00	1,96	2,00
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Al	0,03	0,04	0,06	0,04	0,09	0,09	0,02	0,04	0,03	0,08	0,02
Fe <sup>+2</sup>	0,81	0,81	0,84	0,86	0,82	0,60	0,81	0,80	0,76	0,82	0,86
Fe <sup>+3</sup>	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02
Mg	1,07	1,08	1,02	1,05	1,02	1,02	1,09	1,07	1,12	1,04	1,01
Ca	0,05	0,05	0,05	0,05	0,07	0,11	0,04	0,06	0,05	0,06	0,05
Na	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	3,98	3,99	4,00	4,00	3,99	3,98	3,98	3,98	3,98	3,99	3,98
Wo	2,65	2,65	2,43	2,40	3,37	6,29	2,11	2,85	2,76	3,21	2,66
En	54,84	55,18	53,01	53,19	53,34	58,50	55,85	55,07	57,55	53,77	52,03
Fs	42,51	42,17	44,57	44,41	43,29	35,21	42,05	42,08	39,70	43,03	45,31
#Mg	0,56	0,57	0,54	0,54	0,55	0,62	0,57	0,57	0,59	0,56	0,53

(cont.)

Unidad	Dacita Mesada Negra <i>Microenclaves</i>					Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas inferiores</i>					
	A021b,2	A021b,3	A021b,4	A021b,11	A021b,12	A166,16	A166,17	A166,18	A168,5	A168,24,1	A168,43
Análisis											
SiO <sub>2</sub>	52,01	51,25	50,85	51,92	51,99	50,73	48,79	51,20	50,00	50,23	50,08
TiO <sub>2</sub>	0,33	0,37	0,30	0,42	0,37	0,31	0,53	0,24	0,21	0,26	0,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,34	3,07	2,23	2,02	1,96	1,46	5,08	2,18	5,40	1,50	2,68
FeO	18,49	17,04	19,23	19,47	21,25	22,16	20,00	20,12	14,18	25,63	23,92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,28	0,25	0,24	0,41	0,36	0,46	0,28	0,29	0,22	0,60	0,37
MgO	23,16	23,43	21,97	22,07	21,41	18,57	19,13	20,57	23,44	16,55	18,47
CaO	1,26	1,13	1,34	1,63	1,41	1,61	1,54	0,95	1,44	1,30	1,70
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,04	0,02	0,03	0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,07	0,05	0,02	0,00	0,05	0,00	0,03	0,05	0,11	0,00	0,03
NiO	0,00	0,00	0,08	0,02	0,01	0,01	0,09	0,04	0,03	0,10	0,06
Total	97,94	96,68	96,26	97,96	98,80	95,35	95,47	95,68	95,20	96,21	97,72
Si	1,95	1,93	1,95	1,96	1,96	1,99	1,89	1,98	1,89	1,99	1,94
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Al	0,10	0,14	0,10	0,09	0,09	0,07	0,23	0,10	0,24	0,07	0,12
Fe <sup>+2</sup>	0,58	0,54	0,62	0,61	0,67	0,73	0,65	0,65	0,45	0,85	0,77
Fe <sup>+3</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Mg	1,29	1,32	1,25	1,24	1,20	1,09	1,11	1,18	1,32	0,98	1,06
Ca	0,05	0,05	0,06	0,07	0,06	0,07	0,06	0,04	0,06	0,06	0,07
Na	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	3,99	3,99	3,99	3,99	3,99	3,97	3,97	3,97	3,99	3,97	3,99
Wo	2,61	2,38	2,85	3,40	2,94	3,57	3,50	2,08	3,17	2,90	3,66
En	66,95	69,03	64,88	64,17	61,97	57,27	60,51	62,90	72,00	51,39	55,43
Fs	30,44	28,59	32,26	32,42	35,09	39,16	35,99	35,02	24,83	45,70	40,91
#Mg	0,69	0,71	0,67	0,66	0,64	0,59	0,63	0,64	0,74	0,53	0,58

(cont.)

Unidad	Complejo Volcánico Salle, Lavas inferiores				Complejo Volcánico Salle, Lavas intermedias						Micro-enclaves	
	A168,65	A168,10	A168,11	A168,12	G002,13	G002,14	G002,18	G002,20	G002,36	G002,39		G002,3
Análisis												
SiO <sub>2</sub>	50,69	52,14	52,30	52,71	51,08	50,16	50,41	51,24	49,96	50,73	55,45	
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,33	0,27	0,18	0,14	0,08	0,12	0,14	0,11	0,35	0,21	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,83	2,58	3,27	3,08	0,43	0,50	0,50	0,51	0,43	3,07	1,86	
FeO	25,40	14,29	12,07	13,43	29,02	31,00	29,03	29,44	32,12	22,18	10,18	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
MnO	0,46	0,27	0,14	0,26	0,61	0,70	0,59	0,48	1,08	0,26	0,23	
MgO	16,31	25,17	26,86	26,28	15,55	14,73	15,66	16,06	13,76	19,76	29,31	
CaO	1,28	1,31	1,26	1,24	1,15	1,02	1,02	0,94	1,12	1,34	1,44	
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,19	0,00	0,00	0,06	0,00	
K <sub>2</sub> O	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,13	0,50	0,40	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,01	0,32	
NiO	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	
Total	96,32	96,23	96,83	97,60	97,99	98,21	97,55	98,83	98,57	97,77	99,02	
Si	2,00	1,95	1,92	1,93	2,03	1,99	2,00	2,01	1,99	1,94	1,97	
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	
Al	0,09	0,11	0,14	0,13	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,14	0,08	
Fe <sup>+2</sup>	0,84	0,45	0,37	0,41	0,96	1,03	0,96	0,97	1,07	0,71	0,30	
Fe <sup>+3</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mn	0,02	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,01	0,01	
Mg	0,96	1,40	1,47	1,44	0,92	0,87	0,93	0,94	0,82	1,12	1,55	
Ca	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,06	0,06	
Na	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Cr	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Suma	3,96	3,99	4,00	3,99	4,00	3,99	4,00	4,00	3,99	3,99	3,98	
Wo	2,90	2,75	2,62	2,56	2,51	2,20	2,22	2,02	2,42	2,89	2,85	
En	51,38	73,41	77,58	75,40	47,11	44,31	47,44	47,90	41,46	59,32	81,00	
Fs	45,72	23,84	19,80	22,04	50,39	53,49	50,34	50,08	56,13	37,79	16,15	
#Mg	0,53	0,75	0,80	0,77	0,48	0,45	0,49	0,49	0,42	0,61	0,83	

(cont.)

Unidad	Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas intermedias-Microenclaves</i>			Ignimbrita Salle, Miembro inferior							Miembro superior
	G002,4	G002,5	G002,12	A095,7	A095,8	A095,12	A095,28	A095,29	A095,38	A095,40	A104,39
Análisis											
SiO <sub>2</sub>	52,23	53,76	55,63	51,12	51,09	50,32	51,54	50,69	51,08	50,17	49,53
TiO <sub>2</sub>	0,21	0,22	0,25	0,19	0,10	0,25	0,26	0,13	0,07	0,10	0,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,84	2,84	1,21	0,83	0,76	0,79	3,19	0,98	0,83	0,78	0,98
FeO	14,21	9,65	12,98	28,93	27,05	30,23	21,70	29,40	29,08	29,60	31,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00		0,00		0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,22	0,21	0,36	0,49	0,54	0,70	0,35	0,61	0,67	0,61	0,99
MgO	25,79	28,49	26,51	15,84	16,96	14,73	20,75	15,34	15,48	15,06	13,21
CaO	1,32	1,43	1,62	0,50	0,50	0,52	0,62	0,39	0,47	0,45	0,58
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,08	0,42	0,00	0,00	0,00	0,15
K <sub>2</sub> O	0,02	0,03	0,02	0,01	0,03	0,00	0,03	0,00	0,04	0,00	0,04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,09	0,47	0,02	0,01		0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00
NiO	0,00	0,08		0,02		0,02	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00
Total	97,93	97,26	98,60	97,94	97,03	97,64	98,94	97,54	97,74	96,80	96,64
Si	1,92	1,95	2,03	2,01	2,02	2,00	1,94	2,01	2,01	2,01	2,00
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Al	0,17	0,12	0,05	0,04	0,04	0,04	0,14	0,05	0,04	0,04	0,05
Fe <sup>+2</sup>	0,44	0,29	0,40	0,95	0,90	1,01	0,68	0,97	0,96	0,99	1,05
Fe <sup>+3</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03
Mg	1,41	1,54	1,44	0,93	1,00	0,87	1,16	0,90	0,91	0,90	0,80
Ca	0,05	0,06	0,06	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03
Na	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00		0,00		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	4,00	3,98	4,00	3,97	4,00	3,98	4,00	3,97	3,97	3,97	3,98
Wo	2,73	2,93	3,31	1,10	1,10	1,15	1,32	0,86	1,05	1,01	1,31
En	74,02	81,28	75,39	48,43	51,71	45,37	61,83	47,25	47,61	46,57	41,81
Fs	23,25	15,78	21,30	50,47	47,20	53,48	36,86	51,89	51,35	52,42	56,88
#Mg	0,76	0,84	0,78	0,49	0,52	0,46	0,63	0,48	0,48	0,47	0,42

(cont.)

Unidad	Ignimbrita Salle, Miembro superior						Centro Volcánico Bayo				
Análisis	A104,40	A104,44	A104,45	A104,49	Microenclaves		A066,15,1	A066,15,2	A066,15,3	A066,15,4	A066,15,5
Posición					A104,8	A104,9	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	50,24	50,76	49,98	52,54	54,06	53,46	50,92	51,14	50,09	50,09	50,10
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,25	0,15	0,27	0,17	0,18	0,17	0,17	0,20	0,13	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,64	1,79	1,63	2,05	3,46	2,99	2,07	1,89	1,71	1,40	1,18
FeO	30,78	27,16	28,99	19,82	8,15	10,56	25,02	24,66	27,93	26,75	29,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	2,35	0,00
MnO	0,90	0,44	0,65	0,28	0,15	0,18	0,31	0,44	0,48	0,52	0,54
MgO	13,76	16,38	15,12	22,44	29,75	28,17	18,61	19,05	17,10	16,47	16,42
CaO	0,43	1,09	0,56	1,07	1,24	1,33	0,65	0,62	0,70	0,83	0,81
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,23	0,39	0,12	0,00	0,22	0,00	0,48	0,00
K <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,03	0,00	0,05	0,41	0,39	0,00	0,02	0,03	0,02	0,00
NiO	0,01	0,06	0,04	0,04	0,03	0,02	0,05	0,00	0,05	0,07	0,01
Total	96,92	97,97	97,12	98,77	98,81	97,40	97,81	98,20	98,31	99,11	98,21
Si	2,02	1,98	1,99	1,96	1,92	1,94	1,97	1,97	1,96	1,95	1,97
Ti	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Al	0,03	0,08	0,08	0,09	0,15	0,13	0,09	0,09	0,08	0,06	0,06
Fe <sup>+2</sup>	1,03	0,89	0,96	0,62	0,24	0,32	0,81	0,79	0,91	0,87	0,95
Fe <sup>+3</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00
Mn	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02
Mg	0,82	0,95	0,90	1,25	1,57	1,52	1,07	1,09	1,00	0,96	0,96
Ca	0,02	0,05	0,02	0,04	0,05	0,05	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03
Na	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,01	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	3,96	3,97	3,97	4,00	4,00	3,99	3,98	3,99	4,00	4,00	4,00
Wo	0,98	2,41	1,25	2,23	2,52	2,71	1,40	1,33	1,49	1,85	1,74
En	43,19	50,16	47,01	65,07	84,28	80,14	55,91	56,74	50,98	50,87	48,89
Fs	55,83	47,44	51,73	32,70	13,20	17,15	42,70	41,94	47,53	47,28	49,38
#Mg	0,44	0,51	0,48	0,67	0,86	0,82	0,57	0,58	0,52	0,52	0,50

(cont.)

Unidad	Centro Volcánico Bayo						Microenc.	Dacita Vilama, Lavas inferiores				
Análisis	A066,15,6	A066,28	A066,32	A066,35	A066,55	A066,6	E016,1,2	E016,1,3	E016,1,4	E016,1,5	E016,11	
Posición	6											
SiO <sub>2</sub>	50,60	50,27	53,14	51,51	51,41	50,63	52,72	53,15	50,82	51,00	53,17	
TiO <sub>2</sub>	0,11	0,11	0,29	0,11	0,13	0,25	0,23	0,22	0,18	0,15	0,31	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,18	0,53	1,22	0,45	0,22	1,26	1,70	1,81	3,71	2,67	2,46	
FeO	28,67	30,39	17,77	27,28	28,48	24,37	20,94	18,50	21,21	22,38	16,44	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,71	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
MnO	0,49	0,90	0,34	0,36	0,56	0,47	0,41	0,29	0,23	0,45	0,35	
MgO	16,34	14,24	23,49	17,18	16,04	18,58	21,87	23,05	20,47	20,42	23,85	
CaO	0,85	1,09	1,57	1,09	1,15	1,44	0,69	1,00	0,62	0,69	1,27	
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,07	0,00	0,00	0,10	0,19	0,06	0,00	0,09	0,00	0,00	
K <sub>2</sub> O	0,02	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,02	0,08	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	
NiO	0,00	0,08	0,00	0,02	0,00	0,04	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	
Total	98,26	97,69	97,90	98,03	98,13	98,98	98,66	98,02	97,34	97,81	97,85	
Si	1,98	2,01	1,98	2,01	2,02	1,95	1,98	1,98	1,93	1,95	1,97	
Ti	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	
Al	0,05	0,03	0,05	0,02	0,01	0,06	0,08	0,08	0,17	0,12	0,11	
Fe <sup>+2</sup>	0,94	1,01	0,56	0,89	0,93	0,78	0,66	0,58	0,68	0,71	0,51	
Fe <sup>+3</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mn	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
Mg	0,96	0,85	1,31	1,00	0,94	1,07	1,22	1,28	1,16	1,16	1,32	
Ca	0,04	0,05	0,06	0,05	0,05	0,06	0,03	0,04	0,03	0,03	0,05	
Na	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Suma	3,99	3,98	3,98	3,98	3,98	4,00	3,98	3,97	3,98	3,99	3,97	
Wo	1,84	2,40	3,25	2,35	2,50	3,09	1,44	2,09	1,36	1,48	2,68	
En	49,05	43,69	67,53	51,32	48,35	55,37	63,67	67,19	62,13	60,55	69,76	
Fs	49,11	53,90	29,22	46,34	49,15	41,54	34,89	30,73	36,51	37,98	27,56	
#Mg	0,50	0,45	0,70	0,53	0,50	0,57	0,65	0,69	0,63	0,61	0,72	

(cont.)

Unidad	Dacita Vilama, Lavas inferiores				Microenclaves		Corona de reacción en xenocrystal de granate				
Análisis	E016,12	E016,18	E016,32	E016,33	E016,25	E016,26	GRT16	GRT17	GRT18	GRT19	GRT20
Posición							1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	50,93	52,00	56,43	52,14	52,06	51,50	47,23	46,76	48,38	48,45	52,67
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,28	0,35	0,18	0,26	0,25	0,05	0,01	0,00	0,26	0,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,78	1,72	6,08	0,90	1,42	1,56	8,10	8,77	5,87	6,62	2,30
FeO	19,29	20,96	14,24	21,96	20,35	20,38	21,52	22,83	23,43	21,06	19,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,38	0,00	0,00	0,00	0,54	0,00	0,00	0,00
MnO	0,27	0,37	0,22	0,48	0,40	0,34	1,94	2,05	2,19	0,58	0,18
MgO	21,27	21,19	19,61	20,59	21,55	21,38	16,90	17,11	17,74	19,85	22,18
CaO	0,94	0,72	1,29	0,74	0,83	1,09	0,87	0,39	0,34	0,57	1,04
Na <sub>2</sub> O	0,09	0,00	0,20	0,49	0,21	0,15	0,21	0,00	0,00	0,00	0,12
K <sub>2</sub> O	0,02	0,03	1,11	0,02	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,00	0,04	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,06	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00
Total	96,05	97,27	99,55	98,02	97,10	96,67	96,84	98,48	97,96	97,51	98,13
Si	1,95	1,98	2,02	1,99	1,98	1,97	1,83	1,79	1,87	1,85	1,97
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Al	0,13	0,08	0,26	0,04	0,06	0,07	0,37	0,40	0,27	0,30	0,10
Fe <sup>+2</sup>	0,62	0,67	0,43	0,70	0,65	0,65	0,70	0,73	0,76	0,67	0,60
Fe <sup>+3</sup>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Mn	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,06	0,07	0,07	0,02	0,01
Mg	1,22	1,20	1,05	1,17	1,22	1,22	0,98	0,98	1,02	1,13	1,24
Ca	0,04	0,03	0,05	0,03	0,03	0,05	0,04	0,02	0,01	0,02	0,04
Na	0,01	0,00	0,01	0,04	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01
K	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	3,98	3,98	3,88	4,00	3,99	3,99	3,99	4,00	4,00	4,00	3,98
Wo	2,04	1,54	3,23	1,59	1,77	2,32	2,03	0,89	0,76	1,26	2,20
En	64,62	62,92	68,45	61,08	63,76	63,27	55,06	54,55	54,80	61,26	65,51
Fs	33,34	35,55	28,32	37,34	34,46	34,41	42,92	44,56	44,44	37,48	32,29
#Mg	0,66	0,64	0,71	0,62	0,65	0,65	0,56	0,55	0,55	0,62	0,67



(cont.)

Unidad	Dacita Vilama, <i>Lavas inferiores</i>		Ortopiroxeno en cribas de plagioclasa				
	Corona de reacción en xenocristal de granate		Dacita Mesada Negra	Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas inferiores</i>			
Análisis	GRT21	GRT22	A021B,33	A166,19,6	A166,19,7	A166,19,8	A166,19,9
Posición	6	7					
SiO <sub>2</sub>	52,36	52,63	51,32	49,70	50,97	49,04	50,57
TiO <sub>2</sub>	0,33	0,27	0,11		0,23	0,44	0,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,53	1,63	0,51	0,81	1,96	2,94	2,42
FeO	21,71	19,04	26,35	23,29	22,43	23,10	23,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00
MnO	0,34	0,27	0,57		0,45	0,43	0,42
MgO	21,71	21,81	17,53		16,86	18,20	18,21
CaO	0,73	1,04	1,27	1,50	1,45	1,03	1,27
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,38	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16
K <sub>2</sub> O	0,02	0,01	0,03	0,02	0,04	0,01	0,03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,01		0,00	0,00	0,01
NiO	0,01	0,00	0,00		0,00	0,00	0,01
Total	98,74	97,08	97,70	75,32	94,38	95,19	96,55
Si	1,97	1,99	2,00		2,02	1,94	1,97
Ti	0,01	0,01	0,00		0,01	0,01	0,01
Al	0,07	0,07	0,02		0,09	0,14	0,11
Fe <sup>+2</sup>	0,68	0,60	0,86		0,74	0,76	0,75
Fe <sup>+3</sup>	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00
Mn	0,01	0,01	0,02		0,02	0,01	0,01
Mg	1,22	1,23	1,02		0,99	1,07	1,06
Ca	0,03	0,04	0,05		0,06	0,04	0,05
Na	0,00	0,03	0,00		0,00	0,00	0,01
K	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00
Suma	3,99	3,98	3,98		3,93	3,98	3,97
Wo	1,52	2,24	2,73		3,39	2,30	2,83
En	62,73	65,33	52,25		54,84	56,62	56,32
Fs	35,75	32,44	45,03		41,78	41,08	40,86
#Mg	0,64	0,67	0,54		0,57	0,58	0,58

## Biotita

(Fórmula estructural normalizada a 22 átomos de oxígeno)

Unidad	Dacita Khastor <i>Lavas grises</i>							Dacita Khastor <i>Lavas marrones</i>			
	D005c,3	D005c,5	D005c,7	D005c,12	D005c,13	D005c,14	D005c,20	G011b,15	G011b,30	G011b,35	G011b,37
Análisis											
SiO <sub>2</sub>	35,42	35,69	35,75	34,79	35,88	35,79	34,90	35,75	35,27	35,93	36,10
TiO <sub>2</sub>	5,15	4,98	4,72	4,75	4,81	4,50	4,56	4,99	4,64	4,77	4,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,31	15,08	14,54	14,84	15,09	14,27	15,55	14,35	14,47	14,11	13,94
FeO	21,36	20,52	20,66	20,22	20,14	19,95	20,28	20,67	19,45	20,01	20,83
MnO	0,13	0,17	0,19	0,24	0,09	0,14	0,16	0,16	0,12	0,16	0,17
MgO	9,18	9,70	9,81	9,31	9,89	9,51	9,05	10,01	9,37	10,44	10,01
CaO	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01	0,08	0,07	0,00	0,04	0,01	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,10	0,48	0,55	0,52	0,14	0,28	0,56	0,27	0,48	0,00	0,34
K <sub>2</sub> O	9,27	9,45	9,13	9,27	9,29	8,58	8,72	9,02	8,53	9,09	8,91
BaO	0,00	0,00	0,30	0,18	0,18	0,10	0,21	0,28	0,26	0,04	0,28
Cl	0,13	0,13	0,15	0,14	0,13	0,13	0,10	0,16	0,14	0,14	0,15
Total	95,07	96,19	95,80	94,28	95,62	93,33	94,15	95,67	92,77	94,69	95,46
Si	5,51	5,47	5,51	5,45	5,51	5,61	5,45	5,51	5,57	5,56	5,58
Ti	0,60	0,57	0,55	0,56	0,56	0,53	0,54	0,58	0,55	0,56	0,55
Al	2,62	2,72	2,64	2,74	2,73	2,64	2,86	2,61	2,69	2,58	2,54
Fe <sub>t</sub>	2,78	2,63	2,66	2,65	2,59	2,62	2,65	2,67	2,57	2,59	2,69
Mn	0,02	0,02	0,03	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Mg	2,13	2,21	2,25	2,18	2,26	2,22	2,11	2,30	2,21	2,41	2,31
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Na	0,03	0,14	0,17	0,16	0,04	0,08	0,17	0,08	0,15	0,00	0,10
K	1,84	1,85	1,79	1,85	1,82	1,72	1,74	1,77	1,72	1,79	1,76
Ba	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,02
Cl	-0,03	-0,03	-0,03	-0,03	-0,03	-0,03	-0,02	-0,04	-0,03	-0,03	-0,03
Suma	15,50	15,58	15,59	15,61	15,49	15,43	15,53	15,52	15,45	15,48	15,52
#Mg	0,43	0,46	0,46	0,45	0,47	0,46	0,44	0,46	0,46	0,48	0,46
Al <sup>IV</sup>	2,49	2,54	2,49	2,55	2,49	2,39	2,55	2,49	2,43	2,44	2,42
Al <sup>VI</sup>	0,13	0,19	0,15	0,19	0,24	0,25	0,31	0,12	0,26	0,14	0,11

(cont.)

Unidad	Dacita Khastor		Microenclaves						Criba en	Simplectita
	Lavas marrones							plagioclasa		
Análisis	G011b,38	G011b,39	G011b,42	G011b,45	G011b,8	G011b,9	G011b,16	G011b,17	G011b,15,19	G011b,28
SiO <sub>2</sub>	35,73	36,01	35,09	35,66	35,74	37,59	36,79	35,55	35,70	35,98
TiO <sub>2</sub>	4,73	4,90	4,63	4,79	4,32	4,25	4,33	4,76	4,94	4,39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,10	14,23	14,63	14,30	15,09	14,78	14,65	15,02	14,26	14,68
FeO	20,93	21,07	20,39	20,15	19,44	19,68	19,34	20,78	20,24	19,51
MnO	0,17	0,16	0,12	0,14	0,13	0,14	0,16	0,22	0,13	0,08
MgO	9,89	9,88	9,65	9,98	9,23	9,84	9,60	9,92	9,65	8,94
CaO	0,01	0,03	0,02	0,00	0,06	0,03	0,12	0,00	0,07	0,03
Na <sub>2</sub> O	0,58	0,17	0,28	0,41	0,51	0,00	0,38	0,00	0,14	0,34
K <sub>2</sub> O	8,80	9,11	8,78	9,25	8,32	8,84	8,47	9,18	9,03	8,78
BaO	0,27	0,08	0,08	0,19	0,26	0,00	0,17	0,00	0,12	0,00
Cl	0,13	0,10	0,16	0,15	0,11	0,12	0,16	0,14	0,16	0,14
Total	95,34	95,74	93,82	95,03	93,21	95,26	94,14	95,56	94,43	92,87
Si	5,53	5,54	5,50	5,53	5,59	5,72	5,68	5,47	5,56	5,65
Ti	0,55	0,57	0,55	0,56	0,51	0,49	0,50	0,55	0,58	0,52
Al	2,57	2,58	2,70	2,61	2,78	2,65	2,67	2,73	2,62	2,72
Fe <sub>t</sub>	2,71	2,71	2,67	2,61	2,54	2,51	2,50	2,68	2,63	2,56
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01
Mg	2,28	2,27	2,26	2,31	2,15	2,23	2,21	2,28	2,24	2,09
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01
Na	0,18	0,05	0,08	0,12	0,15	0,00	0,11	0,00	0,04	0,11
K	1,74	1,79	1,76	1,83	1,66	1,72	1,67	1,80	1,79	1,76
Ba	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Cl	-0,03	-0,02	-0,04	-0,03	-0,02	-0,03	-0,04	-0,03	-0,04	-0,03
Suma	15,57	15,51	15,51	15,57	15,41	15,31	15,36	15,50	15,46	15,39
#Mg	0,46	0,46	0,46	0,47	0,46	0,47	0,47	0,46	0,46	0,45
Al <sup>IV</sup>	2,47	2,46	2,50	2,47	2,41	2,28	2,32	2,53	2,44	2,35
Al <sup>VI</sup>	0,11	0,12	0,21	0,14	0,37	0,37	0,35	0,20	0,17	0,37

(cont.)

Unidad	Dacita Mesada Negra				Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas inferiores</i>				Ignimbrita Salle, Miembro inferior		
Análisis	A021b,1	A021b,19	A021b,40	A021b,73	A168,36	A168,40	A168,49	A168,69	A095,6	A095,10	A095,20
SiO <sub>2</sub>	36,05	37,00	36,98	35,60	37,41	36,60	36,43	35,24	36,24	36,12	36,77
TiO <sub>2</sub>	5,40	5,35	5,21	5,29	4,91	4,94	4,89	4,88	5,06	5,68	4,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,57	13,78	13,35	13,59	13,33	12,80	14,13	13,65	14,31	14,65	15,11
FeO	17,40	15,83	17,69	17,30	21,95	18,59	20,19	22,33	19,22	19,44	19,06
MnO	0,08	0,08	0,02	0,08	0,19	0,09	0,12	0,15	0,07	0,07	0,07
MgO	11,57	13,43	12,12	12,04	9,54	11,86	10,65	9,44	10,75	10,54	10,65
CaO	0,00	0,03	0,01	0,07	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,72	0,69	0,30	0,20	0,41	0,00	0,49	0,25	0,00	0,32	0,74
K <sub>2</sub> O	9,20	9,16	8,99	8,99	8,37	8,75	8,85	9,11	8,92	8,72	8,65
BaO	0,19	0,00	0,00	0,00	0,58	0,22	0,20	0,05	0,15	0,31	0,00
Cl	0,13	0,08	0,15	0,14	0,20	0,13	0,20	0,22	0,20	0,18	0,17
Total	94,32	95,42	94,82	93,30	96,95	93,97	96,16	95,32	94,92	96,09	96,09
Si	5,56	5,57	5,64	5,53	5,70	5,67	5,56	5,51	5,57	5,50	5,56
Ti	0,63	0,61	0,60	0,62	0,56	0,58	0,56	0,57	0,59	0,65	0,55
Al	2,47	2,44	2,40	2,49	2,39	2,34	2,54	2,52	2,59	2,63	2,69
Fe <sub>t</sub>	2,25	1,99	2,26	2,25	2,80	2,41	2,58	2,92	2,47	2,47	2,41
Mn	0,01	0,01	0,00	0,01	0,03	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
Mg	2,66	3,01	2,76	2,79	2,17	2,74	2,42	2,20	2,46	2,39	2,40
Ca	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Na	0,22	0,20	0,09	0,06	0,12	0,00	0,15	0,08	0,00	0,09	0,22
K	1,81	1,76	1,75	1,78	1,63	1,73	1,72	1,82	1,75	1,69	1,67
Ba	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00
Cl	-0,03	-0,02	-0,03	-0,03	-0,05	-0,03	-0,05	-0,05	-0,05	-0,04	-0,04
Suma	15,58	15,58	15,46	15,51	15,39	15,44	15,52	15,59	15,41	15,42	15,47
#Mg	0,54	0,60	0,55	0,55	0,44	0,53	0,48	0,43	0,50	0,49	0,50
Al <sup>IV</sup>	2,44	2,43	2,36	2,47	2,30	2,33	2,44	2,49	2,43	2,51	2,44
Al <sup>VI</sup>	0,03	0,01	0,04	0,02	0,09	0,00	0,11	0,03	0,16	0,12	0,25

(cont.)

Unidad	Ignimbrita Salle, Miembro inferior			Ignimbrita Salle, Miembro superior				<i>Microenclaves</i>			
Análisis	A095,27	A095,46	A095,52	A104,21	A104,28	A104,31	A104,38	A104,1	A104,2	A104,3	A104,7
SiO <sub>2</sub>	37,81	36,48	36,55	35,75	35,48	36,65	34,84	36,07	37,53	37,07	36,08
TiO <sub>2</sub>	4,66	4,72	4,76	4,86	4,98	4,56	4,72	5,01	4,54	4,57	5,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,85	14,60	15,04	14,27	14,34	16,38	15,67	14,78	17,11	16,66	14,20
FeO	18,20	19,09	18,17	20,13	19,72	18,43	18,96	20,54	17,84	18,54	20,51
MnO	0,08	0,09	0,00	0,13	0,10	0,17	0,10	0,13	0,04	0,15	0,11
MgO	10,09	10,41	10,32	9,34	9,76	8,90	8,52	10,04	8,95	9,10	9,67
CaO	0,12	0,01	0,03	0,01	0,01	0,03	0,01	0,03	0,10	0,09	0,01
Na <sub>2</sub> O	0,04	0,18	0,77	0,24	0,38	0,07	0,41	0,07	0,00	0,47	0,24
K <sub>2</sub> O	7,99	8,48	8,74	8,68	8,80	8,22	8,48	9,09	8,19	8,29	8,90
BaO	0,33	0,09	0,27	0,33	0,00	0,17	0,00	0,00	0,09	0,00	0,15
Cl	0,13	0,18	0,17	0,18	0,15	0,18	0,16	0,17	0,15	0,15	0,18
Total	95,30	94,32	94,81	93,92	93,71	93,74	91,86	95,92	94,55	95,09	95,07
Si	5,69	5,62	5,59	5,59	5,55	5,63	5,52	5,52	5,67	5,61	5,58
Ti	0,53	0,55	0,55	0,57	0,59	0,53	0,56	0,58	0,52	0,52	0,58
Al	2,81	2,65	2,71	2,63	2,64	2,97	2,93	2,67	3,05	2,97	2,59
Fe <sub>t</sub>	2,29	2,46	2,33	2,63	2,58	2,37	2,51	2,63	2,25	2,35	2,65
Mn	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01
Mg	2,26	2,39	2,35	2,18	2,27	2,04	2,01	2,29	2,02	2,05	2,23
Ca	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00
Na	0,01	0,05	0,23	0,07	0,11	0,02	0,13	0,02	0,00	0,14	0,07
K	1,53	1,67	1,71	1,73	1,75	1,61	1,71	1,77	1,58	1,60	1,76
Ba	0,02	0,01	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Cl	-0,03	-0,04	-0,04	-0,04	-0,03	-0,04	-0,04	-0,04	-0,03	-0,03	-0,04
Suma	15,14	15,36	15,45	15,41	15,47	15,16	15,36	15,45	15,07	15,24	15,44
#Mg	0,50	0,49	0,50	0,45	0,47	0,46	0,44	0,47	0,47	0,47	0,46
Al <sup>IV</sup>	2,31	2,38	2,41	2,41	2,46	2,37	2,48	2,48	2,33	2,39	2,42
Al <sup>VI</sup>	0,50	0,27	0,31	0,22	0,19	0,60	0,45	0,18	0,71	0,58	0,17

(cont.)

Unidad	Xenolito en Dacita Río Blanco								<i>Domo riolítico</i>		
Análisis	Xen,3	Xen,5	Xen,6	Xen,8	Xen,9	Xen,10	Xen,9*	Xen,10*	F010,11	F010,13	F010,19
SiO <sub>2</sub>	37,12	36,32	36,61	36,07	36,22	36,36	35,84	36,52	36,03	36,49	35,31
TiO <sub>2</sub>	3,60	3,66	3,94	4,99	4,02	3,92	4,02	3,93	4,54	4,25	4,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,53	14,24	14,34	14,26	14,31	14,88	14,64	14,54	17,08	16,32	16,79
FeO	20,95	21,13	22,06	21,56	22,24	21,64	22,24	22,02	19,25	18,41	19,52
MnO	0,20	0,17	0,24	0,19	0,26	0,19	0,16	0,26	0,14	0,02	0,04
MgO	10,35	10,16	9,37	9,47	9,62	9,43	9,51	9,74	9,13	8,57	8,58
CaO	0,07	0,04	0,04	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,07	0,07	0,03
Na <sub>2</sub> O	0,12	0,46	0,68	0,25	0,46	0,34	0,37	0,19	0,06	0,18	0,15
K <sub>2</sub> O	9,32	9,27	9,35	9,32	9,45	9,34	9,31	9,34	8,77	8,65	8,81
BaO	0,00	0,06	0,10	0,00	0,00	0,00	0,20	0,09	0,00	0,14	0,00
Cl	0,19	0,18	0,17	0,13	0,16	0,15	0,19	0,16	0,19	0,19	0,20
Total	96,44	95,69	96,88	96,23	96,76	96,26	96,47	96,80	95,24	93,28	93,92
Si	5,65	5,60	5,61	5,54	5,56	5,58	5,53	5,59	5,49	5,65	5,48
Ti	0,41	0,43	0,45	0,58	0,46	0,45	0,47	0,45	0,52	0,50	0,52
Al	2,61	2,59	2,59	2,58	2,59	2,69	2,66	2,62	3,07	2,98	3,07
Fe <sub>t</sub>	2,67	2,73	2,83	2,77	2,86	2,78	2,87	2,82	2,45	2,38	2,53
Mn	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,00	0,01
Mg	2,35	2,34	2,14	2,17	2,20	2,16	2,19	2,22	2,07	1,98	1,98
Ca	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Na	0,04	0,14	0,20	0,07	0,14	0,10	0,11	0,06	0,02	0,06	0,05
K	1,81	1,83	1,83	1,83	1,85	1,83	1,83	1,82	1,70	1,71	1,74
Ba	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
Cl	-0,04	-0,04	-0,04	-0,03	-0,04	-0,03	-0,04	-0,04	-0,04	-0,04	-0,05
Suma	15,53	15,64	15,64	15,53	15,66	15,58	15,63	15,57	15,30	15,23	15,34
#Mg	0,47	0,46	0,43	0,44	0,44	0,44	0,43	0,44	0,46	0,45	0,44
Al <sup>IV</sup>	2,35	2,40	2,39	2,46	2,44	2,42	2,48	2,42	2,51	2,35	2,52
Al <sup>VI</sup>	0,26	0,19	0,19	0,12	0,15	0,27	0,18	0,21	0,55	0,63	0,55

(cont.)

Unidad	<i>Domo riolítico</i>			
Análisis	F010,21	F010,25	F010,28	F010,30
SiO <sub>2</sub>	35,94	35,26	35,05	36,23
TiO <sub>2</sub>	4,68	4,70	4,61	4,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,43	15,68	16,31	15,99
FeO	19,80	20,41	19,44	19,25
MnO	0,12	0,15	0,07	0,12
MgO	9,48	9,35	9,14	8,91
CaO	0,00	0,00	0,01	0,03
Na <sub>2</sub> O	0,15	0,55	0,12	0,00
K <sub>2</sub> O	8,95	9,36	9,15	8,73
BaO	0,18	0,22	0,00	0,00
Cl	0,19	0,21	0,20	0,18
Total	94,92	95,89	94,10	94,07
Si	5,54	5,43	5,45	5,59
Ti	0,54	0,55	0,54	0,54
Al	2,80	2,85	2,99	2,91
Fe <sub>t</sub>	2,55	2,63	2,53	2,48
Mn	0,02	0,02	0,01	0,02
Mg	2,18	2,15	2,12	2,05
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,05	0,16	0,04	0,00
K	1,76	1,84	1,81	1,72
Ba	0,01	0,01	0,00	0,00
Cl	-0,04	-0,05	-0,05	-0,04
Suma	15,41	15,59	15,43	15,26
#Mg	0,46	0,45	0,46	0,45
Al <sup>IV</sup>	2,46	2,57	2,56	2,41
Al <sup>VI</sup>	0,34	0,28	0,43	0,50

## Clinopiroxeno

(Fórmula estructural normalizada a 6 átomos de oxígeno y 4 cationes)

Unidad	Complejo Volcánico Salle					<i>Lavas intermedias</i>
	<i>Lavas inferiores</i>					
Análisis	A168,24,2	A168,24,3	A168,24,4	A168,24,5	A168,24,6	G002,17
Posición	2	3	4	5	6	
SiO <sub>2</sub>	50,96	51,15	51,23	50,91	50,97	50,24
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,10	0,12	0,12	0,15	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,81	0,95	0,89	1,00	0,87	0,69
FeO	15,11	13,70	14,03	14,21	13,95	12,71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,68
MnO	0,67	0,61	0,64	0,56	0,55	0,36
MgO	10,22	10,36	9,78	10,17	10,26	10,69
CaO	19,48	20,78	20,26	20,25	20,39	20,68
Na <sub>2</sub> O	0,12	0,09	0,30	0,33	0,00	0,34
K <sub>2</sub> O	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04
Total	97,49	97,76	97,25	97,58	97,18	97,58
<i>Si</i>	2,00	1,99	2,01	1,99	2,00	1,97
<i>Ti</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
<i>Al</i>	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,03
<i>Fe<sup>+2</sup></i>	0,50	0,45	0,46	0,47	0,46	0,42
<i>Fe<sup>+3</sup></i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05
<i>Mn</i>	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01
<i>Mg</i>	0,60	0,60	0,57	0,59	0,60	0,62
<i>Ca</i>	0,82	0,87	0,85	0,85	0,86	0,87
<i>Na</i>	0,01	0,01	0,02	0,03	0,00	0,03
<i>Suma</i>	3,98	3,99	3,98	3,99	3,98	4,00
<i>Wo</i>	42,33	44,82	44,70	44,09	44,34	45,21
<i>En</i>	30,89	31,08	30,03	30,80	31,03	32,50
<i>Fs</i>	26,78	24,10	25,27	25,11	24,63	22,30
<i>#Mg</i>	0,54	0,56	0,54	0,55	0,56	0,59



(cont.)

Unidad	Centro Volcánico Bayo					
Análisis	A066,2	A066,3	A066,4	A066,5	A066,7	A066,9
SiO <sub>2</sub>	50,95	50,97	49,82	49,92	50,44	50,52
TiO <sub>2</sub>	0,15	0,31	0,64	0,56	0,40	0,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,89	1,26	2,70	2,45	2,35	1,63
FeO	13,83	13,56	11,39	11,47	11,90	12,65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,16	0,00	0,01	0,15	0,00	0,00
MnO	0,37	0,28	0,24	0,25	0,21	0,31
MgO	10,64	11,75	12,89	13,03	12,04	11,94
CaO	20,33	19,86	19,19	19,47	20,10	19,86
Na <sub>2</sub> O	0,40	0,00	0,21	0,06	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,03	0,00	0,08	0,00	0,03
NiO	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00
Total	97,71	98,04	97,07	97,46	97,43	97,29
<i>Si</i>	<i>1,99</i>	<i>1,97</i>	<i>1,93</i>	<i>1,93</i>	<i>1,95</i>	<i>1,96</i>
<i>Ti</i>	<i>0,00</i>	<i>0,01</i>	<i>0,02</i>	<i>0,02</i>	<i>0,01</i>	<i>0,01</i>
<i>Al</i>	<i>0,04</i>	<i>0,06</i>	<i>0,12</i>	<i>0,11</i>	<i>0,11</i>	<i>0,08</i>
<i>Fe<sup>+2</sup></i>	<i>0,45</i>	<i>0,44</i>	<i>0,37</i>	<i>0,37</i>	<i>0,38</i>	<i>0,41</i>
<i>Fe<sup>+3</sup></i>	<i>0,01</i>	<i>0,00</i>	<i>0,00</i>	<i>0,00</i>	<i>0,00</i>	<i>0,00</i>
<i>Mn</i>	<i>0,01</i>	<i>0,01</i>	<i>0,01</i>	<i>0,01</i>	<i>0,01</i>	<i>0,01</i>
<i>Mg</i>	<i>0,62</i>	<i>0,68</i>	<i>0,74</i>	<i>0,75</i>	<i>0,69</i>	<i>0,69</i>
<i>Ca</i>	<i>0,85</i>	<i>0,82</i>	<i>0,80</i>	<i>0,81</i>	<i>0,83</i>	<i>0,83</i>
<i>Na</i>	<i>0,03</i>	<i>0,00</i>	<i>0,02</i>	<i>0,00</i>	<i>0,00</i>	<i>0,00</i>
<i>Suma</i>	<i>4,00</i>	<i>3,99</i>	<i>4,00</i>	<i>4,00</i>	<i>3,99</i>	<i>3,99</i>
<i>Wo</i>	<i>43,98</i>	<i>42,25</i>	<i>41,53</i>	<i>41,65</i>	<i>43,41</i>	<i>42,64</i>
<i>En</i>	<i>32,04</i>	<i>34,77</i>	<i>38,82</i>	<i>38,78</i>	<i>36,18</i>	<i>35,65</i>
<i>Fs</i>	<i>23,98</i>	<i>22,98</i>	<i>19,65</i>	<i>19,57</i>	<i>20,41</i>	<i>21,72</i>
<i>#Mg</i>	<i>0,57</i>	<i>0,60</i>	<i>0,66</i>	<i>0,66</i>	<i>0,64</i>	<i>0,62</i>

## Sanidina

(Fórmula estructural normalizada a 8 átomos de oxígeno y 5 cationes)

Unidad	<i>Domo riolítico</i>										Dacita Vilama*
Análisis	FO10,4	F010,5	F010,6,1	F010,6,2	F010,6,3	F010,6,4	F010,6,5	F010,6,6	F010,6,7	F010,6,8	GRT25
Posición			1	2	3	4	5	6	7	8	
SiO <sub>2</sub>	65,02	65,39	65,82	64,78	65,06	66,09	65,04	64,85	65,68	64,91	64,84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,86	18,96	18,86	19,00	18,53	18,98	18,65	18,77	18,84	18,81	18,83
FeO	0,03	0,00	0,01	0,06	0,06	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,46
CaO	0,16	0,12	0,12	0,12	0,17	0,14	0,12	0,14	0,14	0,17	0,68
Na <sub>2</sub> O	2,09	2,35	1,58	1,74	2,15	2,09	2,22	1,81	2,16	1,85	2,78
K <sub>2</sub> O	13,17	12,82	12,52	13,32	13,36	13,21	13,29	13,43	12,95	12,83	12,08
SrO	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,47	0,08	0,24	0,24	0,57	0,19	0,49	0,50	0,25	0,49	0,05
Total	99,79	99,75	99,14	99,26	99,89	100,70	99,87	99,51	100,03	99,05	99,73
<i>Si</i>	2,99	2,99	3,01	2,99	2,99	3,00	2,99	2,99	3,00	2,99	2,97
<i>Al</i>	1,02	1,02	1,02	1,03	1,01	1,02	1,01	1,02	1,01	1,02	1,02
<i>Fe</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
<i>Ca</i>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03
<i>Na</i>	0,19	0,21	0,14	0,16	0,19	0,18	0,20	0,16	0,19	0,17	0,25
<i>K</i>	0,77	0,75	0,73	0,78	0,78	0,76	0,78	0,79	0,75	0,76	0,71
<i>Sr</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Ba</i>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
<i>Suma</i>	4,98	4,98	4,91	4,97	4,99	4,97	4,99	4,98	4,97	4,95	5,00
<i>Or</i>	79,93	77,76	83,30	82,93	79,69	80,02	79,28	82,36	79,16	81,29	71,56
<i>Ab</i>	19,28	21,65	16,02	16,44	19,46	19,28	20,13	16,90	20,10	17,81	25,04
<i>An</i>	0,80	0,60	0,67	0,63	0,85	0,70	0,59	0,74	0,74	0,90	3,40

\*Corona de reacción en xenocrystal de granate.

**Anfibol**

(Fórmula estructural calculada en base a 13 cationes (13eCNK))

Unidad	Cerro Salle, <i>Lavas intermedias</i>		
Análisis	G002,1	G002,2	G002,34
Posición	Centro	Borde	Centro
SiO <sub>2</sub>	42,02	41,68	42,34
TiO <sub>2</sub>	3,79	3,94	3,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,79	12,91	11,56
FeO	11,60	11,49	12,07
MnO	0,13	0,08	0,12
MgO	13,29	13,28	13,30
CaO	11,19	11,24	11,29
Na <sub>2</sub> O	1,26	1,95	1,90
K <sub>2</sub> O	0,91	1,11	0,92
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,00	0,06
Total	96,99	97,68	96,64
<i>Si</i>	6,10	6,07	6,23
<i>Al<sup>IV</sup></i>	1,90	1,94	1,77
<i>Al<sup>VI</sup></i>	0,29	0,28	0,23
<i>Ti</i>	0,41	0,43	0,34
<i>Fe<sup>+3</sup></i>	0,79	0,53	0,57
<i>Cr</i>	0,00	0,00	0,01
<i>Mg</i>	2,88	2,88	2,92
<i>Fe<sup>+2</sup></i>	0,62	0,87	0,91
<i>Mn<sup>+2</sup></i>	0,02	0,01	0,02
<i>Ca<sub>(B)</sub></i>	1,74	1,75	1,78
<i>Na<sub>(B)</sub></i>	0,26	0,25	0,22
<i>Na<sub>(A)</sub></i>	0,09	0,30	0,32
<i>K<sub>(A)</sub></i>	0,17	0,21	0,17

## Matrices vítreas

Unidad	Cerro Khastor, <i>Lavas grises</i>				Cerro Khastor, <i>Lavas marrones</i>		
Análisis	D005c,4	D005c,6	D005c,9	D005c,11	G011B,1	G011B,2	G011B,3
SiO <sub>2</sub>	77,27	77,80	77,08	78,10	76,49	76,92	76,19
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,09	0,11	0,07	0,12	0,07	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,47	12,85	12,69	12,59	12,52	12,39	12,42
FeO	0,76	0,53	0,66	0,61	1,49	0,56	0,69
MgO	0,01	0,04	0,01	0,00	0,16	0,07	0,05
CaO	0,60	0,72	0,67	0,64	0,84	0,85	0,89
Na <sub>2</sub> O	2,20	2,27	1,40	1,79	1,62	1,85	1,50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,04	0,03	0,02	0,00	0,02	0,09
Total	93,39	94,34	92,64	93,81	93,24	92,73	91,95

Unidad	Cerro Khastor, <i>Lavas marrones</i>				
Análisis	G011B,4	G011B,21	G011B,31	G011B,34	G011B,41
SiO <sub>2</sub>	76,77	77,63	74,06	77,29	76,68
TiO <sub>2</sub>	0,11	0,08		0,10	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,53	12,38	12,08	12,50	12,40
FeO	0,76	0,54	2,80	0,89	0,88
MnO	0,04	0,05		0,10	0,05
MgO	0,00	0,00		0,03	0,09
CaO	0,88	0,81	0,78	0,83	0,78
Na <sub>2</sub> O	1,60	1,91	1,99	1,51	2,01
K <sub>2</sub> O	4,99	5,22	4,65	4,95	5,13
SrO			0,00		
BaO	0,13	0,00	0,03	0,03	0,01
ClO	0,05	0,04		0,06	0,04
Total	97,82	98,63	96,39	98,22	98,14
A/CNK	1,30	1,21	1,24	1,34	1,21

Unidad	Dacita Mesada Negra						
Análisis	A021,26	A021,27	A021,28	A021B,8,1	A021B,35	A021B,36	A021B,41
SiO <sub>2</sub>	79,80	79,44	74,04	72,42	74,01	75,01	74,15
TiO <sub>2</sub>					0,34	0,40	0,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,51	12,03	15,24	13,25	14,06	13,14	14,00
FeO	0,62	0,26	0,39	2,13	1,44	1,86	1,58
MgO					0,10	0,07	0,00
CaO	1,63	2,22	2,76	1,53	1,56	1,35	1,89
Na <sub>2</sub> O	2,84	2,88	3,38	2,14	2,70	2,62	2,88
K <sub>2</sub> O	3,74	3,09	3,18	5,59			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>					0,07	0,05	0,08
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00			
BaO	0,04	0,05	0,00	0,00			
Total	100,18	99,98	98,99	97,06	94,29	94,49	94,93
A/CNK	0,99	0,99	1,09	1,07			

(cont.)

Unidad	Dacita Mesada Negra						
Análisis	A021B,44	A021B,46	A021B,47	A021B,50	A021B,58	A021B,V,1	A021B,V,2
SiO <sub>2</sub>	73,86	74,39	70,76	70,09	74,64	75,36	70,10
TiO <sub>2</sub>		0,35	0,36	0,53	0,42	0,43	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,75	13,71	13,30	13,67	13,75	12,39	13,83
FeO	0,59	1,28	1,15	3,12	1,99	1,90	4,78
MnO			0,03	0,00			
MgO		0,08	0,94	0,76	0,24	0,10	
CaO	2,28	1,92	1,22	2,16	2,03	1,15	2,45
Na <sub>2</sub> O	3,06	2,94	2,91		3,95	2,66	2,72
K <sub>2</sub> O	4,55		5,60				4,23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0,06			0,12	0,06	
SrO	0,00						0,00
BaO	0,00						0,05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			0,02	0,00			
NiO			0,00	0,00			
Zn				0,00			
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>				0,03			
Total	99,10	94,74	96,28	90,35	97,14	94,06	98,14
A/CNK	1,05		1,02				1,02

Unidad	Xenolito en Dacita Río Blanco					
Análisis	Xen,1	Xen,4	Xen,11	Xen,12	Xen,15	Xen,17
SiO <sub>2</sub>	63,89	75,15	70,11	62,12	67,41	84,83
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,01	0,00	0,04	0,00	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,54	10,46	17,34	23,42	19,42	9,39
FeO	0,85	0,09	0,02	0,33	0,10	1,85
MnO	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
MgO	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,64
CaO	5,16	1,38	0,28	6,05	2,66	0,33
Na <sub>2</sub> O	2,91	1,16	0,21	2,86	2,02	0,29
K <sub>2</sub> O	2,50	5,45	14,78	6,16	10,06	3,37
BaO	0,00	0,00	0,15	0,00	0,05	0,07
ClO	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
Total	94,97	93,70	102,89	100,98	101,72	100,79
A/CNK	1,16	1,01	1,03	1,05	1,02	1,99

(cont.)

Unidad	Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas inferiores</i>						
Análisis	A166,20	A168,3	A168,6	A168,9	A168,20	A168,22	A168,23
SiO <sub>2</sub>	72,38	75,54	75,27	73,24	74,06	72,47	73,70
TiO <sub>2</sub>		0,35	0,30	0,29		0,49	0,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,47	11,94	12,14	12,12	11,79	12,04	13,40
FeO	1,12	0,95	1,18	2,63	1,43	1,62	1,04
MnO		0,05	0,03	0,02		0,00	0,02
MgO		0,01	0,00	0,17		0,04	0,03
CaO	1,58	0,67	0,75	0,71	0,67	0,65	1,23
Na <sub>2</sub> O	1,92	1,08	1,33	0,98	1,03		
K <sub>2</sub> O	6,30	6,55	6,36	5,99	6,27		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00						
SrO	0,10				0,00		
BaO		0,00	0,00		0,19		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>				0,00		0,01	0,03
NiO				0,00		0,00	0,00
Zn						0,09	0,02
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>						0,02	0,00
ClO		0,09	0,12				
Total	97,86	97,14	97,35	96,16	95,42	87,44	89,90
A/CNK	1,13	1,18	1,17	1,29	1,22		

Unidad	Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas inferiores</i>						
Análisis	A168,26	A168,35	A168,37	A168,42	A168,44	A168,46	A168,47
SiO <sub>2</sub>	72,44	73,06	73,34	74,66	73,24	72,62	74,65
TiO <sub>2</sub>	0,25	0,34	0,30		0,27	0,38	0,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,57	13,10	12,54	12,38	12,80	12,30	12,27
FeO	1,00	0,94	2,43	1,35	0,82	1,46	1,54
MnO	0,00	0,02	0,02		0,04	0,05	0,03
MgO	0,04	0,01	0,09		0,00	0,01	0,08
CaO	2,83	1,37	0,95	0,82	1,15	0,70	0,66
Na <sub>2</sub> O	2,04		1,20	1,38	1,72	1,24	1,22
K <sub>2</sub> O	4,46		6,09	6,07	5,82	6,01	6,39
SrO				0,00			
BaO	0,11			0,03			
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0,00	0,03		0,01	0,04	0,00
NiO		0,00	0,03		0,00	0,00	0,02
Zn		0,00					
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0,00					
ClO	0,07						
Total	98,73	88,83	97,00	96,69	95,88	94,79	97,18
A/CNK	1,17		1,22	1,20	1,14	1,25	1,21

(cont.)

Unidad	Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas inferiores</i>						
Análisis	A168,48	A168,58	A168,59	A168,61	A168,62	A168,64	A168,66
SiO <sub>2</sub>	75,23	71,51	74,97	73,82	74,10	75,81	75,81
TiO <sub>2</sub>		0,28		0,34			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,19	14,98	12,31	12,23	13,19	12,00	12,38
FeO	1,13	0,82	0,98	1,22	1,00	1,20	1,05
MnO		0,00		0,02			
MgO		0,02		0,04			
CaO	0,82	2,23	0,71	0,71	1,38	0,72	0,69
Na <sub>2</sub> O	1,53	2,37	1,16	0,77	1,32	0,77	1,19
K <sub>2</sub> O	6,10	5,15	6,69	6,51	5,94	6,47	6,34
SrO	0,00		0,00		0,00	0,00	0,00
BaO	0,08		0,17		0,07	0,11	0,03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0,04		0,00			
NiO		0,00		0,00			
Total	97,08	97,39	97,00	95,66	97,01	97,07	97,49
A/CNK	1,15	1,11	1,18	1,27	1,19	1,25	1,23

Unidad	Complejo Volcánico Salle						
	<i>Lavas inf.</i>		<i>Lavas intermedias</i>				
Análisis	A168,68	G002,23	G002,24	G002,25	G002,26	G002,28	G002,29
SiO <sub>2</sub>	71,12	77,27	78,97	78,26	80,59	78,99	76,39
TiO <sub>2</sub>		0,21	0,17		0,19	0,32	0,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,06	12,08	11,57	12,36	10,31	11,29	13,22
FeO	2,09	1,25	0,31	0,46	0,89	1,29	1,25
MnO		0,00	0,00		0,02	0,00	0,02
MgO		0,13	0,00		0,09	0,00	0,03
CaO	2,62	0,57	0,49	0,41	0,76	0,43	0,74
Na <sub>2</sub> O	1,82	1,58	1,31	1,68	1,63		2,38
K <sub>2</sub> O	4,91	7,03	6,50	7,14	4,80		6,66
SrO	0,00			0,04			
BaO	0,09	0,05		0,11			
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			0,00		0,00	0,02	0,00
NiO			0,00		0,03	0,04	0,00
Zn						0,06	
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>						0,00	
ClO		0,02					
Total	97,70	100,16	99,32	100,45	99,32	92,44	100,94
A/CNK	1,15	1,08	1,15	1,10	1,11		1,06

(cont.)

Unidad	Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas intermedias</i>						
Análisis	G002,35	G002,38	G002,45	G002,46	G002,47	G002,49	G002,50
SiO <sub>2</sub>	78,02	75,74	78,19	75,86	76,42	83,75	78,25
TiO <sub>2</sub>	1,01		0,37	1,16	0,18	0,14	0,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,46	10,70	12,22	11,51	13,25	9,70	13,60
FeO	1,22	0,61	0,55	4,53	0,98	0,57	0,47
MnO	0,00		0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
MgO	0,00		0,00	0,00	0,03	0,03	0,00
CaO	2,31	0,21	0,39	0,46	0,62	0,35	1,39
Na <sub>2</sub> O		1,25					
K <sub>2</sub> O		6,73					
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>							
SrO		0,00					
BaO		0,03					
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02		0,02	0,01	0,03	0,02	0,02
NiO	0,10		0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Zn	0,00		0,04	0,14	0,00	0,00	0,02
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07		0,01	0,00	0,03	0,00	0,00
ClO							
Total	95,19	95,27	91,78	93,69	91,55	94,56	93,98
A/CNK		1,10					

Unidad	Ignimbrita Salle, Miembro inferior						
Análisis	A095,9	A095,19	A095,26	A095,32	A095,41	A095,42	A095,45
SiO <sub>2</sub>	77,42	77,71	76,53	74,97	75,19	74,68	77,71
TiO <sub>2</sub>	0,15	0,15	0,10	0,23			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,58	12,36	12,00	12,48	13,29	13,49	12,51
FeO	0,62	0,68	0,27	1,38	1,05	0,50	0,56
MnO	0,03	0,01	0,00	0,00			
MgO	0,07	0,07	0,06	0,02			
CaO	0,82	0,71	0,60	0,76	0,77	1,66	0,77
Na <sub>2</sub> O	1,48	1,45	0,82		1,28	2,06	1,66
K <sub>2</sub> O	5,82	6,25	6,07		6,01	5,11	5,45
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>							
SrO					0,00	0,00	0,01
BaO	0,00	0,11	0,15		0,13	0,21	0,11
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>				0,00			
NiO				0,01			
Zn				0,00			
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>				0,02			
ClO	0,05	0,04	0,06				
Total	98,99	99,48	96,60	89,87	97,72	97,71	98,79
A/CNK	1,23	1,18	1,33		1,33	1,13	1,25



(cont.)

Unidad	Ignimbrita Salle, Miembro superior						
Análisis	A104,18	A104,22	A104,26	A104,29	A104,32	A104,46	A104,47
SiO <sub>2</sub>	77,10	77,09	76,24	78,07	76,96	77,57	75,67
TiO <sub>2</sub>	0,14			0,11		0,09	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,35	12,58	12,36	12,33	12,28	12,51	11,91
FeO	0,54	0,62	0,71	0,69	0,49	0,50	0,60
MnO	0,05			0,00		0,03	
MgO	0,03			0,06		0,05	
CaO	0,57	0,52	0,65	0,68	0,65	0,65	0,69
Na <sub>2</sub> O	1,46	1,83	1,72	1,77	1,69	2,18	1,53
K <sub>2</sub> O	5,77	5,83	5,86	5,62	5,68	5,79	5,37
SrO		0,00	0,00		0,00		0,00
BaO	0,04	0,04	0,05	0,13	0,16	0,03	0,00
ClO	0,05			0,06		0,07	
Total	98,05	98,50	97,59	99,47	97,91	99,38	95,77
A/CNK	1,28	1,23	1,19	1,21	1,22	1,13	1,24

Unidad	Domo riolítico			Centro Volcánico Bayo			
Análisis	F010,27	F010,33	F010,8	A066,1,1	A066,17	A066,19	A066,20
SiO <sub>2</sub>	76,95	76,44	76,41	73,19	74,22	69,99	81,35
TiO <sub>2</sub>	0,05				0,15	0,09	0,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,07	13,11	13,26	13,58	14,88	18,20	8,24
FeO	0,66	0,66	0,58	0,78	0,88	0,57	2,14
MnO	0,02				0,00	0,00	0,01
MgO	0,03				0,02	0,00	1,00
CaO	0,61	0,58	0,55	1,91	1,18	0,58	0,57
Na <sub>2</sub> O	1,60	1,56	1,68	2,15			
K <sub>2</sub> O	5,27	5,04	5,30	5,21			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0,00	0,00	0,00			
SrO		0,03	0,00	0,03			
BaO	0,03						
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>					0,00	0,00	0,02
NiO					0,00	0,03	0,00
Zn					0,01	0,00	0,00
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>					0,00	0,00	0,00
ClO	0,05						
Total	98,30	97,41	97,78	96,85	91,34	89,45	93,53
A/CNK	1,38	1,45	1,39	1,07			

(cont.)

Unidad	Centro Volcánico Bayo						
Análisis	A066,21	A066,30	A066,34	A066,36	A066,39	A066,40	A066,43
SiO <sub>2</sub>	72,79	70,06	75,22	64,91	65,41	69,43	71,24
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,08	0,12	0,74	0,12	0,07	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,77	15,66	12,55	19,06	18,64	19,00	17,94
FeO	0,56	0,93	1,59	1,15	2,24	0,81	0,79
MnO	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00
MgO	0,01	0,12	0,52	0,00	0,25	0,07	0,00
CaO	3,08	0,46	1,91	0,89	3,59	7,31	0,63
Na <sub>2</sub> O		2,00					
K <sub>2</sub> O		10,12					
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,03	0,01	0,02	0,03	0,04	0,07
NiO	0,00	0,00	0,06	0,00	0,02	0,02	0,00
Zn	0,00		0,00	0,00	0,00	0,09	0,00
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01		0,03	0,00	0,00	0,00	0,02
Total	92,32	99,44	92,01	86,78	90,29	96,83	90,78
A/CNK		1,04					

Unidad	Centro Volcánico Bayo					Dacita Vilama, <i>Lavas inferiores</i>	
Análisis	A066,44	A066,45	A066,46	A066,47	A066,50	E016,16	GRT30
SiO <sub>2</sub>	75,64	70,75	75,11	72,55	76,29	71,89	72,42
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,08			0,18		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,19	16,93	14,29	15,96	11,23	14,80	15,45
FeO	0,63	0,88	1,28	0,54	1,13	1,16	0,70
MnO	0,02	0,01			0,02		
MgO	0,02	0,06			0,05		
CaO	1,52	1,20	3,37	4,75	0,44	2,04	2,66
Na <sub>2</sub> O			3,94	4,12		1,94	2,04
K <sub>2</sub> O			1,81	0,96		5,80	4,71
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>			0,00	0,00			
SrO			0,00	0,07		0,05	0,00
BaO						0,08	0,03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00			0,01		
NiO	0,00	0,00			0,01		
Zn	0,08	0,00			0,00		
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00			0,01		
ClO							
Total	92,21	89,92	99,79	98,94	89,36	97,76	98,01
A/CNK			0,98	0,97		1,12	1,16

### Vidrio en microenclaves

Unidad	Dacita Khastor, <i>Lavas marrones</i>			Ignimbrita Salle, Miembro inferior		
Análisis	G011B,10	G011B,18	G011B,20	A095,21	A095,22	A095,25
SiO <sub>2</sub>	77,91	77,62	77,82	74,70	77,11	78,21
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,11	0,08	0,17	0,18	0,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,61	12,36	12,54	11,95	12,32	12,46
FeO	0,51	0,76	0,55	1,84	1,11	0,85
MnO			0,04	0,05	0,00	
MgO	0,03	0,03	0,06	0,10	0,14	0,00
CaO	0,62	0,83	0,69	0,86	0,83	0,84
Na <sub>2</sub> O	2,50	1,48	2,32	0,43	0,85	0,86
K <sub>2</sub> O			5,60	5,78	6,05	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,01				0,09
SrO						
BaO			0,15	0,00	0,18	
ClO			0,04	0,03	0,03	
Total	94,24	93,20	99,84	95,87	98,78	93,58
A/CNK	-	-	1,13	1,40	1,30	

Unidad	Ignimbrita Salle, Miembro inferior	
Análisis	A104,11	A104,12
SiO <sub>2</sub>	77,42	77,45
TiO <sub>2</sub>	0,12	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,11	12,61
FeO	0,29	0,45
MnO	0,07	
MgO	0,00	
CaO	0,17	0,20
Na <sub>2</sub> O	1,28	2,08
K <sub>2</sub> O	6,89	6,41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		
SrO		0,00
BaO	0,05	0,19
ClO	0,01	
Total	98,40	99,39
A/CNK	1,23	1,18

### Vidrio en cribas de plagioclasa

Unidad	Dacita Khastor, <i>Lavas marrones</i>			Dacita Mesada Negra			
Análisis	G011b,5,14	G011b,5,16	G011b,14,13	A021b,34,10	A021b,34,11	A021b,8,15	A021b,8,16
SiO <sub>2</sub>	78,09	78,01	79,99	70,92	75,85	71,78	73,36
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,06	0,11	0,24	0,35	0,39	0,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,73	12,89	12,28	15,90	13,20	13,48	13,48
FeO	0,62	0,94	0,37	1,34	1,61	1,62	2,44
MgO	0,01	0,08	0,00	0,24	0,27	0,08	0,26
CaO	0,72	0,72	0,75	3,65	0,84	1,79	1,71
Na <sub>2</sub> O	1,47	1,47	1,54	2,25	2,22	3,75	3,56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,02	0,03	0,03	0,07	0,06	0,07
Total	93,82	94,19	95,06	94,58	94,40	92,95	95,31

Unidad	Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas inferiores</i>			Ignimbrita Salle	Domo riolítico		Dacita Vilama
Análisis	A168,29,7	A168,30,8	A168,30,15	A104,15,6	F010,17	F010,18	E016,31,10
SiO <sub>2</sub>	75,58	78,48	69,69	74,39	75,79	75,83	70,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,77	8,90	15,43	12,63	12,94	13,06	16,70
FeO	1,53	2,85	1,41	0,27	0,69	0,69	1,32
CaO	0,74	0,90	3,47	0,47	0,44	0,43	0,45
Na <sub>2</sub> O	1,26	2,24	2,31	1,38	1,04	1,12	2,16
K <sub>2</sub> O	6,30	4,47	3,84	6,98	5,70	5,60	9,89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>					0,00	0,00	
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,04	
BaO	0,00	0,00	0,07	0,07			
Total	97,19	97,85	96,21	96,19	96,71	96,77	100,65
A/CNK	1,15	0,87	1,08	1,18	1,49	1,51	1,11

### Vidrio en cribas de piroxeno

Unidad	Dacita Mesada Negra		Dacita Vilama
Análisis	A021b,17,2	A021b,17,3	E016,1,6
SiO <sub>2</sub>	75,55	78,74	74,35
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,03	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,56	13,33	15,20
FeO	1,14	0,75	1,04
MgO	0,00	0,11	
CaO	1,18	2,38	1,26
Na <sub>2</sub> O	2,76	3,65	1,36
K <sub>2</sub> O			7,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,06	
Total	95,69	99,04	100,44
A/CNK			1,23

### Vidrio en biotitas resorbidas

Unidad	Dacita Mesada Negra		Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas inferiores</i>	
	A021B,20	A021B,21	A168,54	A168,55
Análisis				
SiO <sub>2</sub>	72,99	71,40	71,86	74,58
TiO <sub>2</sub>	0,32	0,41	0,22	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,31	13,59	14,54	12,89
FeO	1,92	1,98	1,97	1,36
MnO			0,00	
MgO	0,12	0,16	0,12	
CaO	1,19	1,42	0,95	0,78
Na <sub>2</sub> O	1,56	2,37		1,46
K <sub>2</sub> O				6,43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,07		
SrO				0,00
BaO				0,04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			0,04	
NiO			0,00	
Zn			0,02	
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>			0,07	
Total	92,41	91,41	89,80	97,54
A/CNK				1,20

### Vidrio en xenocristal de granate

Unidad	Dacita Vilama <i>Lavas inferiores</i>			
	GRT,1	GRT,2	GRT,3	GRT,4
Análisis				
SiO <sub>2</sub>	70,88	70,45	63,89	65,56
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,04	0,02	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,52	17,61	20,05	19,58
FeO	0,72	0,85	1,47	1,21
MnO	0,07	0,04	0,00	0,06
MgO	0,01	0,03	0,08	0,01
CaO	2,29	3,27	2,12	2,17
Na <sub>2</sub> O	3,34	3,61	3,14	2,88
K <sub>2</sub> O	5,98	4,00	7,70	8,66
BaO	0,00	0,01	0,00	0,05
ClO	0,04	0,04	0,00	0,15
Total	99,84	99,91	98,47	100,17
A/CNK	1,03	1,09	1,16	1,09

## Ilmenita

(Fórmula estructural normalizada a 12 átomos de oxígeno y 8 cationes)

Unidad	Dacita Khastor, <i>Lavas marrones</i>	Dacita Mesada Negra								
Análisis	G011b,15,2	A021,2	A021,3	A021,4	A021,9	A021b,43	A021b,50	A021b,53	A021b,57	A021b,60
SiO <sub>2</sub>	0,06	0,02	0,03	0,03	0,00	0,03	1,25	0,12	0,11	0,03
TiO <sub>2</sub>	49,01	47,43	47,58	48,12	48,31	47,37	45,48	46,97	46,79	47,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,06	0,00	0,13	0,02	0,19	1,32	0,19	0,17	0,23
FeO	40,67	40,46	40,62	41,87	41,42	38,41	38,26	37,64	38,80	38,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,76	5,44	5,01	3,69	4,39	8,49	7,36	9,16	8,50	8,31
MnO	1,59	0,36	0,46	0,29	0,47	0,37	0,30	0,28	0,36	0,32
MgO	1,05	1,03	0,83	0,60	0,83	2,12	2,12	2,38	1,70	2,18
CaO	0,00	0,01	0,04	0,04	0,04	0,01	0,10	0,13	0,01	0,05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,03	0,00	0,04	0,01	0,06	0,03	0,06	0,00	0,00
NiO	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,02
ZnO	0,10	0,00	0,23	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,03	0,05	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	96,31	94,87	94,84	94,89	95,48	97,04	96,27	96,92	96,43	97,33
Si	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,01	0,01	0,00
Ti	3,84	3,78	3,80	3,84	3,83	3,66	3,50	3,62	3,65	3,66
Al	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,16	0,02	0,02	0,03
Fe <sup>+2</sup>	3,54	3,58	3,60	3,72	3,65	3,30	3,28	3,23	3,36	3,30
Fe <sup>+3</sup>	0,29	0,43	0,40	0,29	0,35	0,66	0,57	0,71	0,66	0,64
Mn	0,14	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03
Mg	0,16	0,16	0,13	0,09	0,13	0,32	0,32	0,36	0,26	0,33
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zn	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00

(cont.)

Unidad	Dacita Mesada Negra						Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas inferiores</i>				
	<i>Microenclaves</i>						<i>Biotita</i>				
Análisis	A021b,62	A021b,67	A021b,68	A021b,13	A021b,15	A021b,24	A166,2	A166,3	A166,4	A166,5	A166,6
SiO <sub>2</sub>	0,11	0,20	0,10	0,02	0,04	0,10	0,08	0,09	0,11	0,10	0,11
TiO <sub>2</sub>	45,90	45,30	47,09	48,32	48,62	47,00	48,56	47,14	45,53	48,11	47,93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,18	0,30	0,23	0,15	0,18	0,41	0,15	0,17	0,53	0,10	0,08
FeO	36,99	36,35	38,07	38,87	39,55	37,80	40,64	39,31	37,97	40,91	40,79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,18	10,85	8,75	8,12	8,42	9,21	3,29	5,11	8,73	3,23	3,07
MnO	0,32	0,30	0,37	0,34	0,28	0,33	0,40	0,32	0,38	0,37	0,37
MgO	2,00	2,25	2,22	2,38	2,23	2,28	1,39	1,58	1,42	1,06	1,07
CaO	0,29	0,04	0,01	0,00	0,00	0,12	0,04	0,04	0,06	0,05	0,04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,11	0,06	0,02	0,00	0,02	0,05	0,06	0,00	0,09	0,05
NiO	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00
ZnO	0,12	0,19	0,08	0,00	0,00	0,00	0,17	0,11	0,13	0,07	0,08
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,23	0,10	0,13	0,02
Total	96,13	95,88	97,00	98,21	99,34	97,28	94,87	94,22	94,95	94,20	93,61
Si	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ti	3,58	3,54	3,64	3,68	3,67	3,61	3,85	3,77	3,61	3,85	3,86
Al	0,02	0,04	0,03	0,02	0,02	0,05	0,02	0,02	0,07	0,01	0,01
Fe <sup>+2</sup>	3,21	3,16	3,27	3,29	3,32	3,23	3,58	3,49	3,35	3,64	3,65
Fe <sup>+3</sup>	0,79	0,85	0,68	0,62	0,63	0,71	0,26	0,41	0,69	0,26	0,25
Mn	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03
Mg	0,31	0,35	0,34	0,36	0,33	0,35	0,22	0,25	0,22	0,17	0,17
Ca	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Zn	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Suma	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,01	8,00	8,00	8,00

(cont.)

Unidad	Complejo Volcánico Salle, Lavas inferiores										Microenclaves	
Análisis	A166,7	A166,8	A166,9	A166,10	A166,11	A166,12	A166,13	A168,7	A168,38	A168,16	A168,17	
SiO <sub>2</sub>	0,11	0,09	0,08	0,09	0,04	0,15	0,44	0,29	0,09	0,07	0,00	
TiO <sub>2</sub>	46,94	48,55	45,48	49,22	48,88	48,34	48,22	48,98	45,45	45,65	45,77	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,21	0,14	0,27	0,12	0,14	0,18	0,14	0,23	0,27	0,27	0,18	
FeO	39,16	41,44	37,86	42,11	41,24	41,07	41,33	41,72	38,11	37,36	36,71	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,93	3,05	7,77	2,10	2,67	2,68	2,40	2,53	11,18	10,25	10,50	
MnO	0,31	0,43	0,33	0,29	0,35	0,31	0,34	0,41	0,40	0,32	0,42	
MgO	1,61	1,00	1,51	1,03	1,33	1,16	1,17	1,29	1,38	1,83	2,21	
CaO	0,04	0,01	0,05	0,05	0,02	0,15	0,06	0,04	0,02	0,08	0,10	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,06	0,07	0,03	0,01	0,05	0,06	0,00	0,08	0,08	0,02	
NiO	0,05	0,04	0,09	0,00	0,00	0,07	0,00	0,05	0,05	0,00	0,06	
ZnO	0,00	0,13	0,19	0,04	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	0,07	0,27	0,34	0,07	0,16	0,22	0,00	0,08	0,00	0,00	
Total	92,64	95,02	93,96	95,40	94,74	94,40	94,38	95,54	97,10	95,90	96,01	
Si	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,05	0,03	0,01	0,01	0,00	
Ti	3,81	3,86	3,66	3,90	3,88	3,86	3,85	3,85	3,54	3,58	3,57	
Al	0,03	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	
Fe <sup>+2</sup>	3,53	3,66	3,38	3,71	3,64	3,65	3,67	3,65	3,30	3,25	3,19	
Fe <sup>+3</sup>	0,32	0,24	0,62	0,17	0,21	0,21	0,19	0,20	0,87	0,80	0,82	
Mn	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	
Mg	0,26	0,16	0,24	0,16	0,21	0,18	0,19	0,20	0,21	0,28	0,34	
Ca	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	
Ni	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Zn	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Suma	8,00	8,00	8,01	8,00	8,00	8,01	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	



(cont.)

Unidad	Complejo Volcánico Salle, Ignimbrita Salle, Miembro inferior									
	Complejo Volcánico Salle, <i>Lavas intermedias</i>	Ignimbrita Salle, Miembro inferior								Miembro superior
Análisis	G002,48	A095,13	A095,31	A095,33	A095,36	A095,44	A095,50	A095,53	A095,1 (*)	A104,33
SiO <sub>2</sub>	0,59	0,16	0,05	1,27	0,06	0,01	0,12	0,31	0,04	0,05
TiO <sub>2</sub>	44,95	48,03	48,55	47,80	48,89	50,76	48,16	48,64	48,73	53,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,18	0,02	0,10	0,38	0,13	0,15	0,10	0,15	0,05	0,05
FeO	38,56	40,39	40,56	41,51	40,87	41,00	40,96	40,51	40,70	34,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,76	3,18	4,64	1,34	1,89	0,00	2,47	1,87	2,58	0,00
MnO	0,31	0,48	0,64	0,32	0,72	0,70	0,63	0,63	0,49	0,51
MgO	1,21	1,33	1,40	1,37	1,33	1,44	0,95	1,59	1,44	1,23
CaO	0,08	0,06	0,00	0,04	0,04	0,02	0,04	0,05	0,03	0,03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,00	0,05	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02
NiO	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
ZnO	0,00	0,06	0,00	0,21	0,00	0,15	0,13	0,07	0,10	0,02
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	95,78	93,71	96,01	94,24	93,94	94,23	93,55	93,82	94,19	89,92
Si	0,06	0,02	0,01	0,13	0,01	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01
Ti	3,54	3,85	3,81	3,79	3,91	4,04	3,88	3,88	3,89	4,47
Al	0,02	0,00	0,01	0,05	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01
Fe <sup>+2</sup>	3,38	3,60	3,53	3,66	3,63	3,63	3,67	3,60	3,61	3,26
Fe <sup>+3</sup>	0,77	0,25	0,36	0,11	0,15	0,00	0,20	0,15	0,21	0,00
Mn	0,03	0,04	0,06	0,03	0,06	0,06	0,06	0,06	0,04	0,05
Mg	0,19	0,21	0,22	0,21	0,21	0,23	0,15	0,25	0,23	0,20
Ca	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zn	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Suma	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00

(\*) Dentro de un xenolito

(cont.)

Unidad	Ignimbrita Salle, Miembro superior				<i>Domo riolítico</i>						C.V. Bayo
Análisis	A104,41	A104,43	A104,52	A104,53	F010,31	F010,35	F010,36	F010,37	F010,38	F010,41	A066,42
SiO <sub>2</sub>	0,11	0,06	0,19	0,07	0,07	0,11	0,08	0,09	0,07	0,51	0,01
TiO <sub>2</sub>	52,80	48,81	55,62	51,94	51,24	51,45	50,80	51,31	51,38	49,32	47,94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,08	0,09	0,08	0,00	0,09	0,07	0,07	0,08	0,15	0,09
FeO	35,51	39,09	30,63	36,70	43,16	42,94	42,79	43,06	43,44	42,26	41,18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,41	1,65	6,20
MnO	0,81	0,94	0,76	0,75	0,68	0,83	0,85	0,73	0,80	0,82	0,47
MgO	0,52	1,56	0,70	0,84	1,04	1,20	1,18	1,22	1,08	1,10	0,78
CaO	0,15	0,05	0,04	0,03	0,04	0,02	0,05	0,01	0,00	0,08	0,05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,00	0,03	0,05	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02
NiO	0,03	0,05	0,06	0,00	0,03	0,00	0,08	0,00	0,00	0,12	0,02
ZnO	0,08	0,12	0,19	0,01	0,25	0,02	0,06	0,05	0,12	0,00	0,03
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Total	90,09	90,75	88,31	90,47	96,51	96,69	95,97	96,54	97,39	96,06	96,77
Si	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,05	0,00
Ti	4,46	4,03	4,81	4,35	4,00	4,00	3,98	4,00	3,97	3,86	3,75
Al	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Fe <sup>+2</sup>	3,33	3,59	2,94	3,42	3,75	3,71	3,73	3,73	3,73	3,68	3,58
Fe <sup>+3</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,13	0,48
Mn	0,08	0,09	0,07	0,07	0,06	0,07	0,08	0,06	0,07	0,07	0,04
Mg	0,09	0,26	0,12	0,14	0,16	0,18	0,18	0,19	0,17	0,17	0,12
Ca	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Zn	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Suma	8,00	8,00	8,02	8,00	8,00	8,00	8,01	8,00	8,00	8,01	8,00

(cont.)

Unidad	C.V. Bayo	Dacita Vilama, Lavas inferiores									
Análisis	A066,49	E016,2	E016,3	E016,4	E016,5	E016,8	E016,13	E016,15	E016,17	E016,21	E016,24
SiO <sub>2</sub>	0,03	0,11	0,05	0,07	2,81	0,44	0,14	0,05	0,09	0,82	0,06
TiO <sub>2</sub>	46,20	49,38	49,13	49,22	47,32	42,29	49,98	48,86	48,75	47,59	48,49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,39	0,14	0,14	0,93	1,00	0,21	0,20	0,15	0,41	0,21
FeO	39,74	40,30	41,02	39,60	41,32	34,29	41,46	40,71	40,86	41,00	39,95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,71	4,69	5,80	5,41	0,00	16,65	3,41	4,66	5,55	3,56	6,30
MnO	0,49	0,35	0,36	0,33	0,30	0,35	0,42	0,33	0,39	0,36	0,40
MgO	0,66	2,20	1,66	2,41	1,85	2,16	1,68	1,61	1,42	1,35	1,81
CaO	0,02	0,03	0,00	0,03	0,17	0,02	0,11	0,03	0,05	0,03	0,04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,07	0,06	0,00	0,00	0,00	0,11	0,03	0,00	0,01	0,08	0,00
NiO	0,00	0,06	0,05	0,00	0,03	0,07	0,00	0,00	0,00	0,08	0,04
ZnO	0,09	0,00	0,00	0,09	0,09	0,08	0,08	0,05	0,10	0,05	0,12
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,22	0,03	0,00
Total	96,03	97,57	98,22	97,30	94,81	97,46	97,50	96,63	97,57	95,36	97,44
Si	0,00	0,01	0,01	0,01	0,29	0,05	0,01	0,01	0,01	0,09	0,01
Ti	3,65	3,78	3,76	3,78	3,68	3,25	3,84	3,80	3,77	3,74	3,74
Al	0,00	0,05	0,02	0,02	0,11	0,12	0,02	0,02	0,02	0,05	0,02
Fe <sup>+2</sup>	3,49	3,43	3,49	3,38	3,58	2,93	3,54	3,52	3,51	3,58	3,42
Fe <sup>+3</sup>	0,69	0,36	0,44	0,42	0,00	1,28	0,26	0,36	0,43	0,28	0,49
Mn	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03
Mg	0,10	0,33	0,25	0,37	0,28	0,33	0,26	0,25	0,22	0,21	0,28
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Cr	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ni	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Zn	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
Suma	8,00	8,01	8,00	8,00	8,00	8,01	8,00	8,00	8,00	8,01	8,00

(cont.)

Unidad	Dacita Vilama <i>Lavas inferiores</i>			Xenocrystal de granate flotando en fundido	Corona de reacción	
	E016,29	E016,30	E016,34		GRT,13	GRT,15
<b>Análisis</b>				GRT,8		
SiO <sub>2</sub>	0,03	0,07	0,14	0,09	0,09	0,07
TiO <sub>2</sub>	47,86	47,77	48,31	48,24	47,61	48,39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,15	0,19	0,18	0,41	0,28	0,25
FeO	38,70	38,89	40,38	40,08	38,82	39,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,77	7,56	6,77	6,19	6,72	6,33
MnO	0,34	0,28	0,35	0,37	0,41	0,45
MgO	2,20	2,25	1,60	1,64	2,02	1,88
CaO	0,06	0,04	0,03	0,01	0,06	0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,07
NiO	0,00	0,14	0,00	0,01	0,01	0,00
ZnO	0,00	0,10	0,00	0,11	0,03	0,05
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,00	0,02	0,00	0,00	0,11
Total	96,26	97,28	97,77	97,17	96,06	97,27
<i>Si</i>	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<i>Ti</i>	3,73	3,68	3,71	3,73	3,71	3,73
<i>Al</i>	0,02	0,02	0,02	0,05	0,03	0,03
<i>Fe<sup>+2</sup></i>	3,35	3,33	3,45	3,44	3,36	3,40
<i>Fe<sup>+3</sup></i>	0,53	0,58	0,52	0,48	0,52	0,49
<i>Mn</i>	0,03	0,02	0,03	0,03	0,04	0,04
<i>Mg</i>	0,34	0,34	0,24	0,25	0,31	0,29
<i>Ca</i>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
<i>Cr</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
<i>Ni</i>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Zn</i>	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
<i>Suma</i>	8,00	8,01	8,00	8,00	8,00	8,00

## Titanomagnetita

(Fórmula estructural normalizada a 32 átomos de oxígeno y 24 cationes)

Unidad	Dacita Mesada Negra										Microenclaves
Análisis	A021,5	A021,6	A021,7	A021,8	A021,10	A021b,42	A021b,51	A021b,52	A021b,72	A021b,14	
SiO <sub>2</sub>	0,14	0,18	0,16	0,10	0,16	0,21	0,43	0,41	0,15	0,16	
TiO <sub>2</sub>	15,03	15,02	14,79	16,21	12,39	12,19	12,64	13,90	14,94	13,54	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,33	1,40	1,51	1,26	2,03	2,34	2,58	2,37	2,24	2,42	
FeO	42,10	42,55	41,61	43,53	40,20	38,81	39,71	40,88	41,58	40,54	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,29	34,80	34,02	32,66	37,29	38,07	37,84	35,27	35,68	37,19	
MnO	0,27	0,38	0,23	0,32	0,24	0,26	0,26	0,20	0,33	0,16	
MgO	0,35	0,45	0,69	0,51	0,07	0,95	0,96	0,84	1,49	1,19	
CaO	0,01	0,03	0,29	0,03	0,03	0,94	0,05	0,07	0,01	0,08	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,11	0,17	0,19	0,06	0,16	0,13	0,24	0,09	0,16	0,11	
NiO	0,00	0,01	0,03	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04	0,06	
ZnO	0,24	0,18	0,05	0,17	0,18	0,20	0,36	0,26	0,10	0,19	
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,80	0,81	1,22	0,72	1,14	0,74	1,19	0,98	1,01	1,18	
Total	93,66	95,96	94,78	95,61	93,87	94,86	96,25	95,26	97,72	96,81	
Si	0,05	0,06	0,05	0,03	0,05	0,07	0,13	0,13	0,05	0,05	
Ti	3,60	3,51	3,48	3,80	2,96	2,86	2,91	3,24	3,38	3,10	
Al	0,50	0,51	0,56	0,46	0,76	0,86	0,93	0,87	0,80	0,87	
Fe <sup>+2</sup>	11,22	11,06	10,89	11,36	10,68	10,13	10,16	10,59	10,47	10,32	
Fe <sup>+3</sup>	7,98	8,14	8,01	7,67	8,91	8,94	8,71	8,22	8,09	8,52	
Mn	0,07	0,10	0,06	0,08	0,06	0,07	0,07	0,05	0,09	0,04	
Mg	0,17	0,21	0,32	0,24	0,03	0,44	0,44	0,39	0,67	0,54	
Ca	0,00	0,01	0,10	0,01	0,01	0,31	0,02	0,02	0,00	0,02	
Cr	0,03	0,04	0,05	0,01	0,04	0,03	0,06	0,02	0,04	0,03	
Ni	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	
Zn	0,06	0,04	0,01	0,04	0,04	0,05	0,08	0,06	0,02	0,04	
V	0,17	0,17	0,25	0,15	0,24	0,15	0,24	0,20	0,20	0,24	
Suma	23,85	23,84	23,78	23,87	23,78	23,92	23,75	23,78	23,81	23,79	

(cont.)

Unidad	Dacita Mesada Negra- Reemplazo de biotita				Complejo Volcánico Salle			Centro Volcánico Bayo		Dacita Vilama	
					Lavas inferiores		Lavas intermedias				
Análisis	A021b,22	A021b,23	A021b,25	A021b,26	A166,1	A168,21	G002,52	A066,29	A066,59	E016,14	GRT,14
SiO <sub>2</sub>	0,38	0,06	0,19	0,11	0,20	0,73	0,24	0,12	0,27	0,13	0,23
TiO <sub>2</sub>	22,28	12,38	15,57	14,28	14,71	16,76	11,45	10,95	13,09	12,83	15,84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,46	2,79	2,19	2,47	3,48	2,54	1,67	1,30	3,85	4,43	4,23
FeO	47,41	40,58	42,44	41,71	42,13	42,94	38,31	38,89	40,87	40,64	42,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,25	39,90	34,28	36,68	31,37	28,94	40,58	41,99	35,57	36,15	30,03
MnO	0,36	0,22	0,28	0,27	0,23	0,32	0,21	0,28	0,20	0,25	0,26
MgO	1,53	0,80	1,28	1,12	0,40	1,01	0,93	0,21	0,68	0,90	1,19
CaO	0,18	0,05	0,18	0,11	0,13	0,06	0,05	0,03	0,00	0,01	0,69
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,09	0,13	0,08	0,11	0,12	0,26	0,32	0,14	0,07	0,08	0,02
NiO	0,04	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,01	0,03	0,06
ZnO	0,19	0,24	0,10	0,08	0,20	0,15	0,12	0,22	0,33	0,12	0,13
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,55	0,49	0,43	0,59	0,70	0,90	0,95	0,23	0,54	0,39
Total	94,38	97,76	97,08	97,36	93,55	94,42	94,84	95,07	95,17	96,09	95,68
Si	0,12	0,02	0,06	0,03	0,06	0,23	0,08	0,04	0,08	0,04	0,07
Ti	5,19	2,83	3,56	3,27	3,49	3,91	2,70	2,60	3,05	2,94	3,64
Al	0,90	1,00	0,79	0,88	1,29	0,93	0,62	0,48	1,41	1,59	1,52
Fe <sup>+2</sup>	12,27	10,31	10,80	10,61	11,11	11,14	10,04	10,27	10,59	10,38	10,87
Fe <sup>+3</sup>	4,48	9,12	7,85	8,39	7,44	6,76	9,57	9,97	8,30	8,30	6,90
Mn	0,10	0,06	0,07	0,07	0,06	0,09	0,06	0,07	0,05	0,06	0,07
Mg	0,71	0,36	0,58	0,51	0,19	0,47	0,43	0,10	0,31	0,41	0,54
Ca	0,06	0,02	0,06	0,04	0,04	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,23
Cr	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,07	0,08	0,04	0,02	0,02	0,01
Ni	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02
Zn	0,04	0,05	0,02	0,02	0,05	0,04	0,03	0,05	0,07	0,03	0,03
V	0,04	0,11	0,10	0,09	0,12	0,14	0,19	0,20	0,05	0,11	0,08
Suma	23,93	23,92	23,91	23,92	23,89	23,78	23,81	23,82	23,94	23,89	23,96

## Espino

(Fórmula estructural normalizada a 32 átomos de oxígeno y 24 cationes)

Unidad	Ignimbrita Salle			Dacita Vilama			
	A095,3	A095,4	A095,5	Corona de reacción en xenocrystal de granate			
Análisis	A095,3	A095,4	A095,5	GRT,9	GRT,10	GRT,11	GRT,12
SiO <sub>2</sub>	0,18	0,65	6,78	0,09	0,13	0,10	0,14
TiO <sub>2</sub>	0,41	0,41	0,28	0,15	0,16	0,24	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	57,79	55,86	52,50	35,39	34,27	33,03	30,18
FeO	30,40	29,82	28,51	30,09	30,69	30,88	30,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	1,45	1,32	27,34	29,08	29,39	32,36
MnO	0,14	0,22	0,22	1,07	1,17	1,08	1,13
MgO	5,90	6,04	5,28	3,58	3,18	2,79	2,66
CaO	0,09	0,06	0,05	0,00	0,01	0,01	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,12	0,12	0,09	0,09	0,01	0,03	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
ZnO	2,55	3,18	2,90	0,07	0,13	0,05	0,13
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,33	0,38	0,41	0,00	0,01	0,02	0,01
Total	97,91	98,17	98,33	97,86	98,83	97,63	97,19
<i>Si</i>	0,04	0,15	1,52	0,02	0,03	0,03	0,04
<i>Ti</i>	0,07	0,07	0,05	0,03	0,03	0,05	0,05
<i>Al</i>	15,55	15,09	13,83	10,65	10,31	10,11	9,41
<i>Fe<sup>+2</sup></i>	5,80	5,72	5,33	6,42	6,55	6,71	6,72
<i>Fe<sup>+3</sup></i>	0,00	0,25	0,22	5,25	5,58	5,75	6,44
<i>Mn</i>	0,03	0,04	0,04	0,23	0,25	0,24	0,25
<i>Mg</i>	2,01	2,06	1,76	1,36	1,21	1,08	1,05
<i>Ca</i>	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Cr</i>	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00
<i>Ni</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Zn</i>	0,43	0,54	0,48	0,01	0,03	0,01	0,03
<i>V</i>	0,05	0,06	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Suma</i>	24,03	24,01	23,31	23,99	23,99	23,99	23,99

## Granate

(Fórmula estructural calculada en base a 24 átomos de oxígeno y 16 cationes)

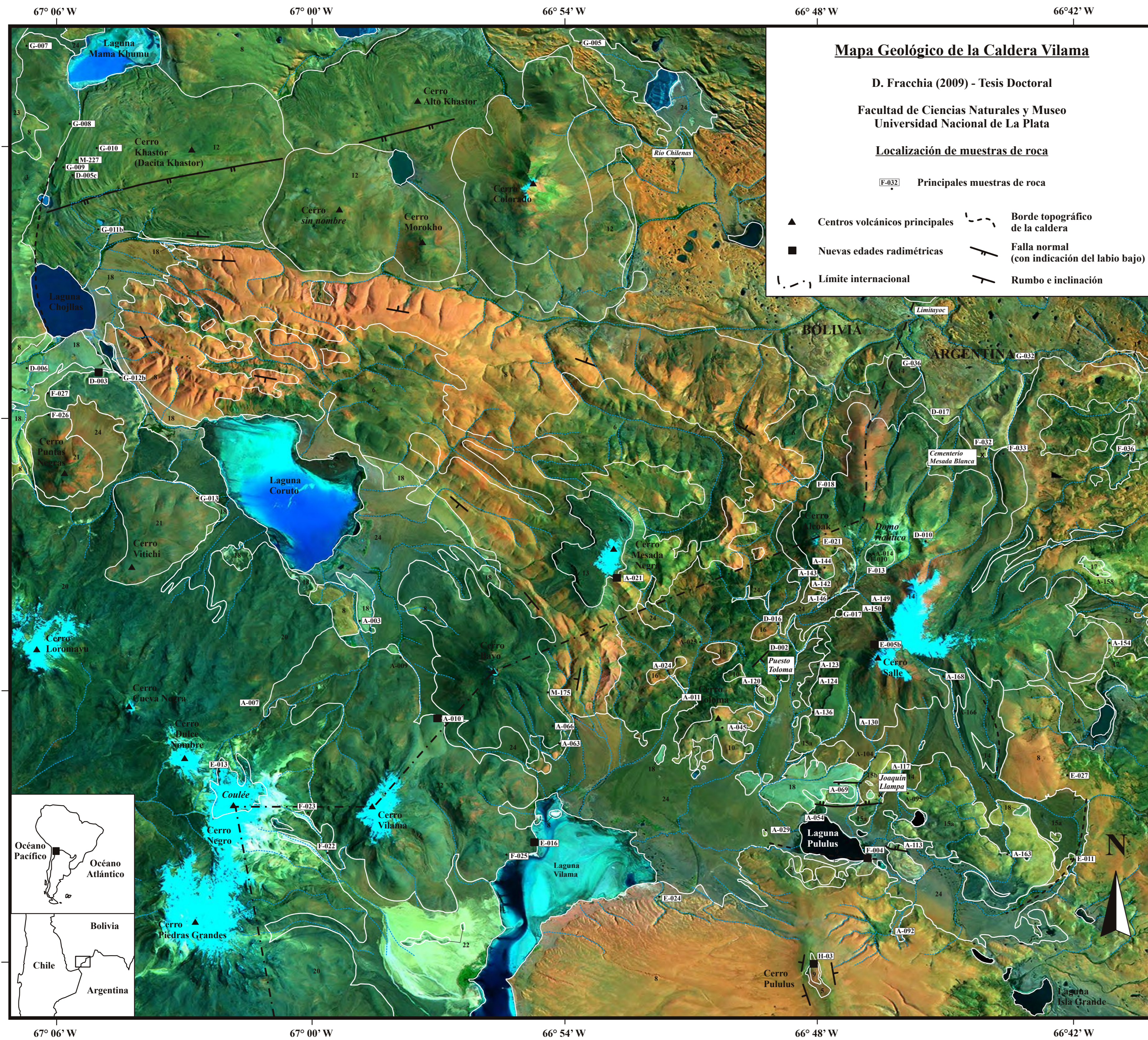
Unidad	Xenocrystal en Dacita Vilama		
Análisis	GRT5	GRT6	GRT7
SiO <sub>2</sub>	37,96	37,95	37,55
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,02	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,32	21,63	21,63
FeO	28,96	28,73	29,56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,37
MnO	1,44	1,84	1,24
MgO	7,22	6,80	6,92
CaO	1,21	1,70	1,44
K <sub>2</sub> O	0,00	0,01	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,08	0,04	0,07
Total	98,21	98,72	98,78
<i>Si</i>	<i>6,04</i>	<i>6,01</i>	<i>5,95</i>
<i>Al</i>	<i>3,99</i>	<i>4,04</i>	<i>4,04</i>
<i>Fe<sup>+2</sup></i>	<i>3,85</i>	<i>3,81</i>	<i>3,92</i>
<i>Fe<sup>+3</sup></i>	<i>0,00</i>	<i>0,00</i>	<i>0,04</i>
<i>Mn</i>	<i>0,19</i>	<i>0,25</i>	<i>0,17</i>
<i>Mg</i>	<i>1,71</i>	<i>1,61</i>	<i>1,63</i>
<i>Ca</i>	<i>0,21</i>	<i>0,29</i>	<i>0,24</i>
<i>Cr</i>	<i>0,01</i>	<i>0,01</i>	<i>0,01</i>
<i>Suma</i>	<i>16,00</i>	<i>16,00</i>	<i>16,00</i>
<i>Almandino</i>	<i>64,59</i>	<i>64,00</i>	<i>65,69</i>
<i>Piropo</i>	<i>28,70</i>	<i>27,00</i>	<i>27,42</i>
<i>Grosularia</i>	<i>3,21</i>	<i>4,73</i>	<i>2,79</i>
<i>Spesartina</i>	<i>3,25</i>	<i>4,15</i>	<i>2,79</i>
<i>Uvarovita</i>	<i>0,25</i>	<i>0,12</i>	<i>0,22</i>
<i>Andradita</i>	<i>0,00</i>	<i>0,00</i>	<i>1,10</i>



**Mapa Geológico de la caldera Vilama, Escala 1:100.000**



**Mapa de localización de muestras de roca, Escala 1:100.000**

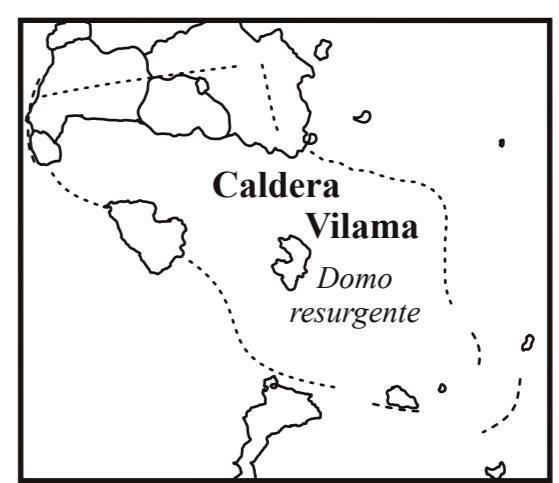


**Cuadro estratigráfico**

24	Sedimentos modernos	Pleistoceno superior-Reciente
23	Cerro Uturuncu	
22	Centro Volcánico Vilama	Pleistoceno
21	Lavas Vitichi y Lavas Puntas Negras	
20	Complejo Volcánico Loromayu	Mioceno superior
19	Centro Volcánico Bayo	
18	Ignimbrita Bonanza	
17	Ignimbrita Cerro Panizos	
16	Ignimbritas rojas	
15b	Ignimbrita Salle, Miembro superior	
15a	Ignimbrita Salle, Miembro inferior	
14	Complejo Volcánico Salle	
13	Dacita Mesada Negra	
12	Complejo Volcánico Khastor	
11	Dacita Río Blanco	Caldera Vilama
10	Centro Volcánico Toloma	
9	Dacita Pululus	
8	Ignimbrita Vilama	
7	Sedimentitas en A-123	Estadio de Colapso
6	Ignimbrita Toloma	
<b>Sustrato pre-Caldera Vilama:</b>		
5	Volcanitas pre-Ignimbrita Vilama del cerro Pululus	Ordovícico
4	Dacitas pre-Ignimbrita Vilama	
3	Lavas Ojo de Perico	
2	Ignimbrita Lagunillas	
1	Formación Acoite	

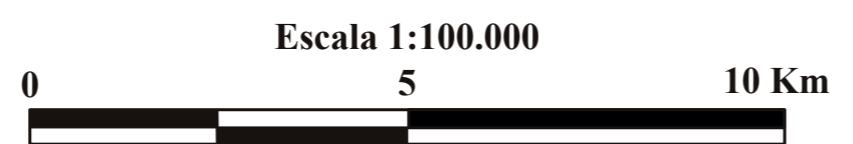
Unidades no asociadas a la Caldera Vilama: 24, 23, 22, 21, 20, 19, 18, 17, 16, 15b, 15a, 14, 13.

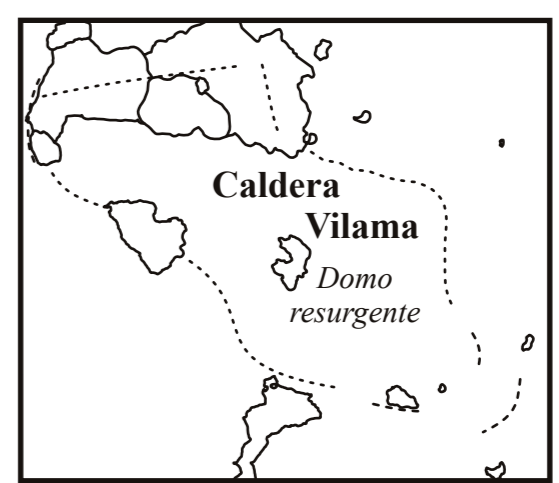
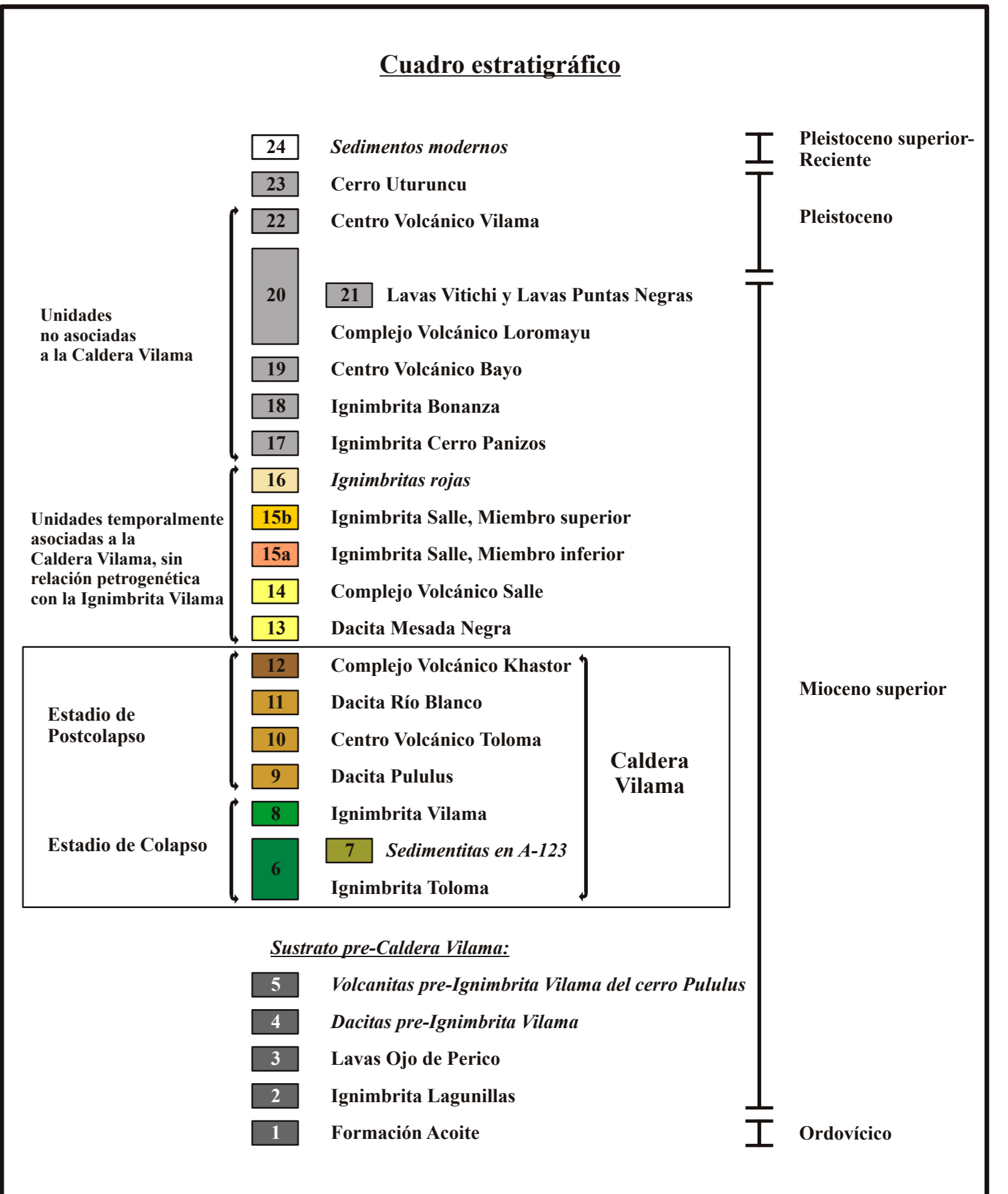
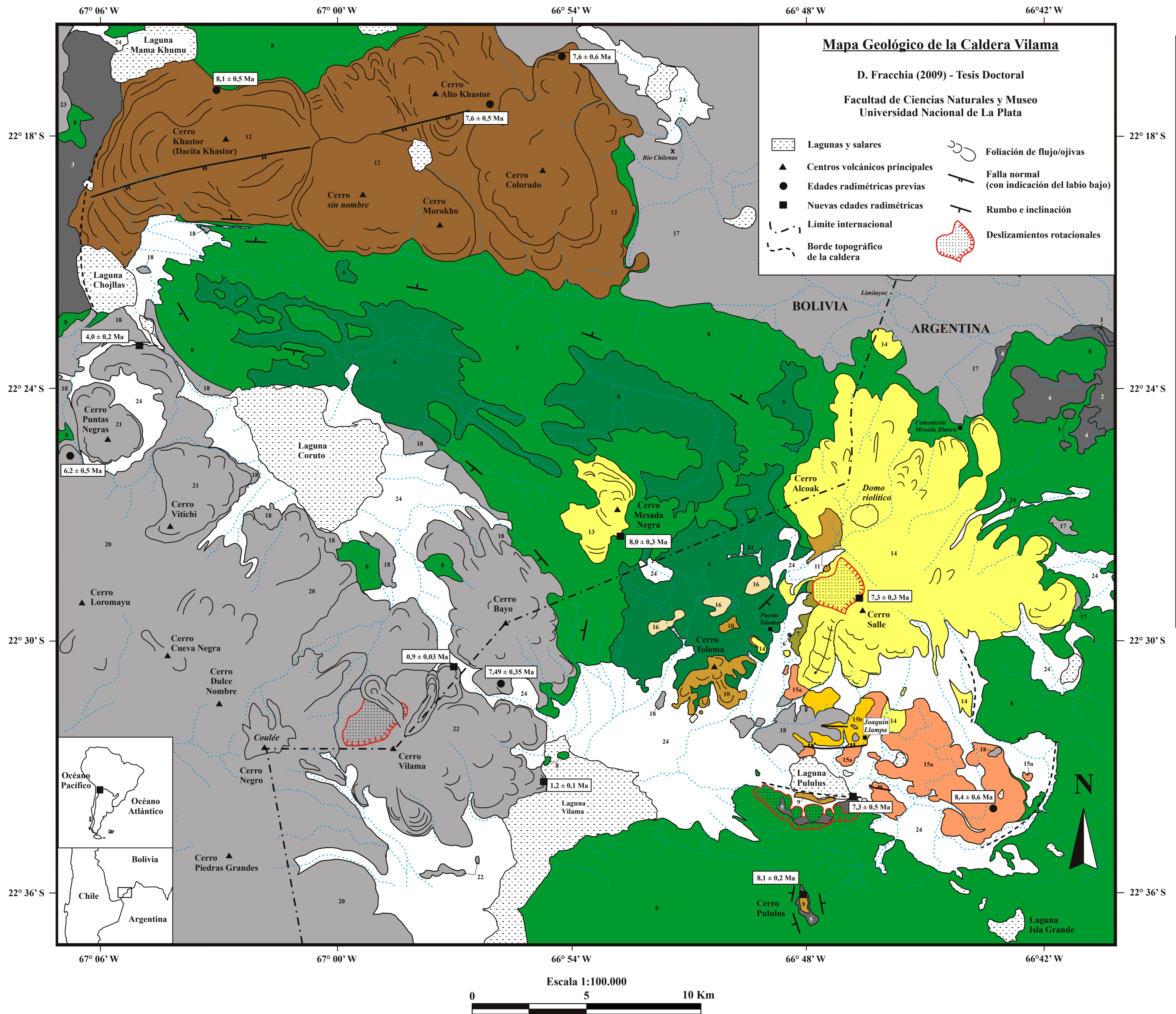
Unidades temporalmente asociadas a la Caldera Vilama, sin relación petrogenética con la Ignimbrita Vilama: 12, 11, 10, 9, 8, 7, 6.



Realizado mediante relevamientos geológicos propios e interpretación de fotos aéreas e imágenes satelitales. Modificado de Almendras *et al.* (1996a), Coira *et al.* (2004), García *et al.* (1997), Pacheco y Ramírez (1996a) y Soler (2005).

El límite internacional que figura en este mapa es meramente ilustrativo y no compromete al Estado Argentino.





Realizado mediante relevamientos geológicos propios e interpretación de fotos aéreas e imágenes satelitales. Modificado de Almendras *et al.* (1996a), Coira *et al.* (2004), García *et al.* (1997), Pacheco y Ramírez (1996a) y Soler (2005).

El límite internacional que figura en este mapa es meramente ilustrativo y no compromete al Estado Argentino.