



**UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR**  
**TESIS DE DOCTORADO EN GEOLOGÍA**

*Petrología y geoquímica de rocas volcánicas y  
subvolcánicas máficas del sector occidental de la  
Meseta de Somuncurá*

**LUCÍA MONTSERRAT ASIAIN**

**BAHÍA BLANCA**

**ARGENTINA**

**2020**

## **PREFACIO**

Esta Tesis se presenta como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Doctor en Geología, de la Universidad Nacional del Sur y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad u otra. La misma contiene los resultados obtenidos en investigaciones llevadas a cabo en el ámbito del Departamento de Geología durante el período comprendido entre el 1 de Abril de 2015 y Noviembre de 2019, bajo la dirección del Dr. Ernesto A. Bjerg y la codirección de la Dra. M. Florencia Gargiulo.

Lucía M. Asiain



**UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR**  
**Secretaría General de Posgrado y Educación Continua**

La presente tesis ha sido aprobada el ..../..../....., mereciendo la calificación de ..... (.....)

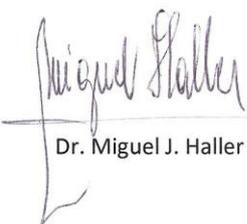
## ACTA DE LA DEFENSA ORAL DE TESIS DOCTORAL

-----En la ciudad de Bahía Blanca, a los 10 días del mes de marzo de 2020, siendo las 16.00 hs., en el Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur, se reúne el jurado designado por la Secretaría de Estudios de Postgrado y Educación Continua, para dictaminar sobre la defensa oral del trabajo de Tesis Doctoral realizado por la Licenciada en Ciencias Geológicas Lucía Montserrat Asiain, bajo la dirección del Dr. Ernesto Bjerg y la Dra. Florencia Gargiulo sobre el tema "Petrología y geoquímica de rocas volcánicas y subvolcánicas máficas del sector occidental de la Meseta de Somuncurá."-----

-----El jurado integrado por los Dres. Alejandro J. Toselli, Miguel J. Haller y la Dra. María Cristina Friscale considera que la tesis fue presentada con seguridad, ilustrada con fotografías de campo y gabinete, así como gráficos geoquímicos y de modelado petrogenético. La exposición se fundamentó en el texto de la tesis defendida, expresando con claridad los resultados y conclusiones obtenidos. Utilizó un vocabulario geológico adecuado para explicar los fenómenos ígneos objeto de la tesis. -----

-----Por estas razones, los miembros del jurado coinciden en calificar a este trabajo de Tesis Doctoral como 10 (SOBRESALIENTE), recomendando a la Secretaría de Estudios de Postgrado y Educación Continua se expida el título académico de Doctora en Geología de la Universidad Nacional del Sur, a la Lic. Lucía Montserrat Asiain (DNI: 33.257.819). Asimismo, se recomienda la publicación de los resultados de esta tesis. -----

-----Siendo las 16.30 hs. se da por finalizada la labor del jurado.-----

		
Dr. Alejandro J. Toselli	Dr. Miguel J. Haller	Dra. María Cristina Friscale

## AGRADECIMIENTOS

A mis directores de tesis, el Dr. Ernesto A. Bjerg y la Dra. M. Florencia Gargiulo, y a mis compañeros, la Dra. Gabriela Ferracutti y Dr. Francisco Cacace, por guiarme y acompañarme en este trabajo, por su dedicación, por el tiempo compartido tanto en la oficina como en las campañas y por su gran compañerismo.

A los jurados de la tesis, Dra. Cristina Frisicale, Dr. Miguel Haller y Dr. Alejandro Toselli, por la lectura y corrección de la misma, sus comentarios y sugerencias que ayudaron a mejorar la calidad de mi trabajo.

También quiero agradecer al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CONICET), por el otorgamiento de una beca de post-grado, que permitió el desarrollo de la tesis, y también por los diferentes proyectos de investigación otorgados a mi director, que sirvieron para el financiamiento de la misma.

A la Secretaría General de Ciencia y Tecnología de la Universidad Nacional del Sur por el apoyo financiero brindado a través de proyectos de investigación otorgados a mi director.

Al Departamento de Geología y a la Universidad Nacional del Sur por brindarme el espacio y los medios para alcanzar el título de doctorado.

Además, les agradezco al Dr. Theodoros Ntaflos, por su ayuda con el financiamiento y la realización de análisis geoquímicos, y a la Dra. Natalia Hauser, por recibirme en Brasilia y permitirme la realización de análisis isotópicos.

A mis amigos, por su compañía, las charlas, las salidas, y ¡por estar siempre! ¡Los quiero!

A mis papás, por acompañarme en cada decisión y confiar siempre en mí. A Maqui y Fran, por ser mis hermanos y amigos. A mis abuelos y nonos por estar y acompañarme en cada momento importante de mi vida. ¡Los amo!

A Nacho, por su amor y su compañerismo, que fueron y son un motor indispensable durante estos cinco años. ¡Te amo!

A Indi y Soque (en nombre de todos los demás), por esperarme todos los días en casa con amor puro, alegría y siempre felices!

¡Muchísimas gracias!

Lu

## RESUMEN

En el presente trabajo de investigación se dan a conocer los nuevos resultados obtenidos respecto a la yacencia, petrografía, geoquímica, mineralogía e isotopía de las unidades volcanogénicas localizadas en sector noroccidental de la Meseta de Somuncurá, provincia de Río Negro. El área de interés constituye una extensa región que hasta el momento contaba con reducidos estudios de detalle, información geoquímica e isotópica. En esta tesis se pretende contribuir al conocimiento geológico general de las distintas unidades volcanogénicas, ampliar la base de información de las mismas, establecer las relaciones magmáticas entre los distintos eventos efusivos y sus fuentes mantélicas y definir un esquema estratigráfico para las coladas lávicas y los depósitos volcanoclásticos relacionados.

Las unidades volcánicas estudiadas comprenden conos y cuellos volcánicos, coladas de lavas máficas ampliamente distribuidas y niveles volcanoclásticos. Presentan textura hipocristalina a holocristalina, afírica a microporfírica, y están compuestas por cristales de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, minerales opacos y ocasionalmente ortopiroxeno, feldespato alcalino, apatito, nefelina y vidrio volcánico. Estas rocas clasifican como andesitas basálticas, traquibasaltos, traquiandesitas basálticas y basanitas, cuyos diseños de elementos traza muestran pendientes negativas, entre los patrones de EMORB y OIB, y sus características geoquímicas indican ambiente de intraplaca sin contaminación cortical ni aportes por parte de la subducción de la placa litosférica de Nazca. Las relaciones isotópicas (Rb-Sr y Sm-Nd) de estas vulcanitas coinciden en general con el arreglo del manto y se disponen entre los campos de DM y EM1. En base a los modelados petrogenéticos de mezcla isotópica y de fusión parcial, propuestos para explicar la génesis de las lavas del sector noroccidental de la meseta, se establece que las mismas derivan de diferentes porcentajes de fusión parcial, a partir de fuentes mantélicas de mezcla, con proporciones de DM-EM1 entre 97-60 % y 3-40 %, respectivamente. Por otra parte, las temperaturas promedio de estas lavas, calculadas en base al par mineral olivino-clinopiroxeno, varían entre 1012,95 y 1015,15°C.

Con los resultados obtenidos se realizó el mapa geológico del sector noroccidental de la Meseta de Somuncurá, en escala 1:200.000, y se estableció un esquema estratigráfico para el área de estudio, asignando las vulcanitas máficas a unidades estratigráficas existentes y a otras nuevas aquí propuestas. De esta manera, las vulcanitas estudiadas fueron atribuidas a la unidad El Bajo (definida en la presente tesis), Formación Somuncurá, unidad Vulcanitas

Corona Chico (ampliada en este trabajo), Complejo Volcánico Barril Niyeu y unidad Vulcanitas Medina (aquí definida).

Por otra parte, los depósitos volcanoclásticos estudiados corresponden a tobas vítreas principalmente de caída y flujos piroclásticos subordinados. Dichos depósitos se presentan tanto intercalados entre las coladas de lava como hacia la base de las mismas y corresponden al Grupo Sarmiento y al Complejo Volcánico Barril Niyeu.

De acuerdo a las características de yacencia, petrográficas, geoquímicas, de química mineral e isotópicas obtenidas, se propone que el vulcanismo de la Meseta de Somuncurá se originó a partir de una anomalía térmica localizada por debajo de la litósfera y a la mezcla isotópica entre un componente mantélico deprimido (DM) y uno más enriquecido con características de pluma (EM1).

## **ABSTRACT**

New results of the petrography, geochemistry, mineralogy and isotopes from the volcanogenic units located in the northwestern part of the Meseta de Somuncurá, Río Negro province, are presented in this work. The area of interest is a very large region that until now had small detailed studies, geochemical and isotopic information. The aim of the results of this work is to contribute to the general geological knowledge of the different volcanogenic units, increase the base of information, establish the magmatic relationships between the different effusive events and their mantle sources, and define a stratigraphic scheme for the basic lavas and the related volcanoclastic deposits present in this region.

The studied volcanic units comprise volcanic cones and necks, widely distributed mafic lava flows and volcanoclastic deposits. The dominant texture of the lava flows is hypocrystalline to holocrystalline, aphyric to microporphyric, with plagioclase, olivine, clinopyroxene, opaque minerals and occasionally orthopyroxene, alkali feldspar, apatite, nepheline and volcanic glass. They classify as basaltic andesites, trachy-basalts, basaltic trachy-andesites and basanites, and the normalized trace elements designs show negative slopes, geochemical signatures between EMORB and OIB, and intraplate-like characteristics without evidences of crustal contamination or influence of constituents the subducting lithospheric Nazca slab. The isotopic ratios (Rb-Sr and Sm-Nd) of these vulcanites plot within the mantle array, between the fields of Depleted Mantle (DM) and Enriched Mantle type 1 (EM1). Isotopic mixing and partial melting petrogenetic models are proposed in this contribution to explain the origin of the lavas from the northwestern part of the massif. It is concluded that they derived from different degrees of partial melting of mantle sources whose compositions resulted from the mixing of 97-60 % DMM and 3-40 %. On the other hand, the calculated average temperatures for these lavas, based on the mineral pair olivine-clinopyroxene, vary between 1012.95 and 1015.15°C.

A 1:200.000 geological map of the northwestern sector of the Meseta de Somuncurá was made and stratigraphic scheme was established for the study area, linking the mafic vulcanites to existing stratigraphic units and in some cases to new units proposed in this work. The studied rocks were attributed to El Bajo unit (proposed in this thesis), Somuncurá Formation, Vulcanitas Corona Chico unit (expanded in this work), Barril Niyeu Volcanic Complex and Vulcanitas Medina unit (proposed here).

The studied volcanoclastic deposits classify as glassy tuffs from fall deposits and subordinated pyroclastic flows. These deposits are interbedded between the lava flows or located at their base and belong to Sarmiento Group and Barril Niyeu Volcanic Complex.

According to the field characteristics and the petrography, geochemistry, mineralogy and isotopes of the studied lavas, it is proposed that the Meseta de Somuncurá volcanism originated from a thermal anomaly located below the lithosphere, and the mixture between a depleted mantle component (DM) and an enriched one with plume characteristics (EM1).

## INDICE

### **Capítulo 1: INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS**

1. Ubicación, generalidades y vías de acceso al área	1
1.1 Investigaciones precedentes y avance del conocimiento del área de estudio	3
2. Objetivos	4
2.1 Objetivos Generales	4
2.2 Objetivos Específicos	5

### **Capítulo 2: MARCO GEOLÓGICO**

1. Estratigrafía de la región	6
1.1 Basamento de la región del Macizo de Somún Cura	6
1.2 Unidades pre-cenozoicas	7
1.3 Unidades cenozoicas	9
1.4 El vulcanismo oligoceno de la Meseta de Somuncurá (evento <i>plateau</i> )	11
1.5 El vulcanismo mioceno de la Meseta de Somuncurá (evento <i>post-plateau</i> )	13
1.6 El vulcanismo plio-pleistoceno de la Meseta de Somuncurá	18
2. Marco Tectónico	19

### **Capítulo 3: METODOLOGÍA**

1. Introducción	21
1.1 Trabajos de campo	21
1.2 Tareas de gabinete	23
1.2.1 Recopilación de antecedentes	23
1.2.2 Técnicas para el análisis petrográfico	24
1.2.3 Técnicas para el análisis geoquímico de roca total	24
1.2.4 Técnicas para el análisis de química mineral	26
1.2.5 Técnicas para el análisis de isotopos radiogénicos	27
1.2.6 Mapa geológico	28

### **Capítulo 4: YACENCIA DE LOS NIVELES VOLCÁNICOS Y VOLCANICLÁSTICOS DEL ÁREA DE ESTUDIO**

1. Introducción	29
1.1 Conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín	29

1.2 Coladas de lavas máficas	32
1.3 Conos volcánicos y coladas de reducida extensión que sobreyacen la meseta	35
1.4 Niveles volcaniclásticos	36

## **Capítulo 5: PETROGRAFÍA DE LOS NIVELES VOLCÁNICOS Y VOLCANICLÁSTICOS DEL ÁREA DE ESTUDIO**

1. Introducción	44
1.1 Basaltos correspondientes a los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín	45
1.2 Basaltos correspondientes a las coladas de lavas máficas	47
1.2.1 Basaltos A	48
1.2.2 Basaltos B	60
1.3 Foiditas correspondientes a los conos volcánicos y coladas de reducida extensión que sobreyacen la meseta	73
1.4 Niveles de tobas vítreas	76

## **Capítulo 6: GEOQUIMICA DE ROCA TOTAL DE LOS NIVELES VOLCÁNICOS**

1. Geoquímica de elementos mayoritarios y traza	83
1.1 Traquibasaltos y traquiandesitas basálticas de los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín	86
1.2 Andesitas basálticas de las coladas de lavas máficas (basaltos A)	91
1.3 Traquibasaltos y traquiandesitas basálticas de las coladas de lavas máficas (basaltos B)	98
1.4 Basanitas de los conos y coladas de reducida extensión que sobreyacen la meseta	104

## **Capítulo 7: QUIMICA MINERAL Y GEOTERMOMETRÍA**

1. Introducción	111
1.1 Traquibasaltos y traquiandesitas basálticas de los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín	113
1.2 Andesitas basálticas de las coladas de lavas máficas A	120
1.3 Traquibasaltos de las coladas de lavas máficas B	128
1.4 Basanita de las coladas de reducida extensión que sobreyacen la meseta	134
2. Geotermómetros	138

2.1 Geotermómetro de Brey and Kölher (1990)	138
2.2 Geotermómetro de Powell y Powell (1974)	139
<b>Capítulo 8: ISÓTOPOS DE Nd-Sr Y MODELADOS PETROGENÉTICOS</b>	
1. Relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	141
1.1 Modelado petrogenético de mezcla para las lavas del área de estudio	145
1.1.1 Modelado petrogenético de fusión parcial para las lavas derivadas de una fuente de mezcla de 97 % DM – 3 % EM1	151
1.1.2 Modelado petrogenético de fusión parcial para las lavas derivadas de una fuente de mezcla de 95 % DM – 5 % EM1	158
1.1.3 Modelado petrogenético de fusión parcial para las lavas derivadas de una fuente de mezcla de 91 % DM – 9 % EM1	163
1.2 Modelado de asimilación y cristalización fraccionada (ACF) para la andesita basáltica MSL9 (subgrupo transicional) de las coladas de lavas máficas A	166
2. Modelado petrogenético de cristalización fraccionada de traquiandesitas basálticas de los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín	170
<b>Capítulo 9: DISCUSIONES</b>	
1. Introducción	173
2. Evento volcánico previo al evento <i>plateau</i>	176
2.1 Unidad El Bajo	176
3. Evento volcánico <i>plateau</i>	181
3.1 Formación Somuncurá	181
4. Evento volcánico <i>post-plateau</i>	196
4.1 Vulcanitas Corona Chico	198
4.2 Complejo Volcánico Barril Niyeu (Superunidad Quiñelaf)	202
5. Evento volcánico plioceno	207
5.1 Unidad Vulcanitas Medina	207
6. Modelado petrogenético de las fuentes del manto y sus porcentajes de fusión parcial	212
6.1 Unidad Vulcanitas Corona Chico	216
6.2 Unidad Vulcanitas Medina	219
6.3 Formación Somuncurá	220
6.4 Complejo Volcánico Barril Niyeu	222

7. Marco geotectónico de la Meseta de Somuncurá	225
8. Niveles volcanoclásticos: Grupo Sarmiento y Complejo Volcánico Barril Niyeu (Superunidad Quiñelaf)	234
9. Resumen de la estratigrafía del sector noroccidental de la Meseta de Somuncurá	237
<b>Capítulo 10: CONCLUSIONES</b>	239
<b>BIBLIOGRAFÍA</b>	247
<b>ANEXOS</b>	
<b>I. Mapa geológico</b>	263/Cd-Rom
<i>Anexos en CD-ROM</i>	
<b>II. Coordenadas geográficas</b>	
<b>III. Geoquímica de roca total</b>	
III.1 Traquibasaltos y traquiandesitas basálticas de los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín	
III.2 Andesitas basálticas de las coladas de lavas máficas A	
III.3 Traquibasaltos y traquiandesitas basálticas de las coladas de lavas máficas B	
III.4 Basanitas de los conos volcánicos y coladas de reducida extensión que sobreyacen la meseta	
<b>IV. Química mineral</b>	
IV.1 Olivino	
IV.1.1 Traquibasaltos y traquiandesita basálticas de los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín	
IV.1.2 Andesitas basálticas de las coladas de lavas máficas A	
IV.1.3 Traquibasaltos y traquiandesita basálticas de las coladas de lavas máficas B	
IV.1.4 Basanita de una colada de reducida extensión que sobreyacen la meseta	
IV.2 Clinopiroxeno	
IV.2.1 Traquibasaltos y traquiandesita basálticas de los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín	
IV.2.2 Andesitas basálticas de las coladas de lavas máficas A	

- IV.2.3 Traquibasaltos y traquiandesita basálticas de las coladas de lavas máficas B
- IV.2.4 Basanita de una colada de reducida extensión que sobreyacen la meseta
- IV.3 Ortopiroxeno
  - IV.3.1 Andesitas basálticas de las coladas de lavas máficas A
- IV.4 Plagioclasa y feldespato alcalino
  - IV.4.1 Traquibasaltos y traquiandesita basálticas de los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín
  - IV.4.2 Andesitas basálticas de las coladas de lavas máficas A
  - IV.4.3 Traquibasaltos y traquiandesitas basálticas de las coladas de lavas máficas B
- IV.5 Nefelina
  - IV.5.1 Basanita de una colada de reducida extensión que sobreyacen la meseta

#### **V. Geotermómetro de Brey y Köhler (1990) para ortopiroxenos**

- V.1 Lava alcalina MSL7 de las coladas de lavas máficas A
- V.2 Lava alcalina MSL18 de las coladas de lavas máficas A
- V.3 Lava transicional MSL 9 de las coladas de lavas máficas A

#### **VI. Geotermómetro de Powell y Powell (1974) para el par mineral olivino-clinopiroxeno**

- VI.1 Muestra LU32 de los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín
- VI.2 Muestra LU73 de los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín
- VI.3 Muestra SOMW38 de los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín
- VI.4 Muestra SOM22 de las coladas de lavas máficas A
- VI.5 Muestra MSL7 de las coladas de lavas máficas A
- VI.6 Muestra SOM20 de las coladas de lavas máficas B
- VI.7 Muestra EC13 de las coladas de reducida extensión que sobreyacen la meseta

#### **VII. Coeficientes de partición**

#### **VIII. Modelado de mezcla isotópica entre dos componentes**

#### **IX. Corrección por efecto de la cristalización fraccionada**

- IX.1 Muestra SOM28 de las coladas de lavas máficas B
- IX.2 Muestra SOMW34 de las coladas de lavas máficas B
- IX.3 Muestra SOMW39 de las coladas de lavas máficas B

- IX.4 Muestra LU20 de las coladas de lavas máficas B
- IX.5 Muestra LU21 de las coladas de lavas máficas B
- IX.6 Muestra LU22 de las coladas de lavas máficas B
- IX.7 Muestra EC13 de las coladas de reducida extensión que sobreyacen la meseta
- IX.8 Muestra SOM22 de las coladas de lavas máficas A
- IX.9 Muestra SOM20 de las coladas de lavas máficas B
- IX.10 Muestra LU48 de las coladas de lavas máficas B

## **X. Modelado de fusión parcial**

- X.1 Modelado de fusión parcial para los traquibasaltos SOM28, SOMW34, SOMW39, LU20, LU21, LU22 de las coladas de lavas máficas B
- X.2 Modelado de fusión parcial para la basanita EC13 de los conos volcánicos y coladas de reducida extensión que sobreyacen la meseta
- X.3 Modelado de fusión parcial para las andesitas basálticas SOM22 y MSL58 de las coladas de lavas máficas A
- X.4 Modelado de fusión parcial para el traquibasaltos SOM20 de las coladas de lavas máficas B

## **XI. Modelados de mezcla y fusión parcial con resultados erróneos**

- XI.1 Primer modelado de mezcla y fusión parcial con resultados poco consistentes
- XI.2 Segundo modelado de mezcla y fusión parcial con resultados poco consistentes

## **XII. Modelado de asimilación y cristalización fraccionada**

- XII.1 Modelado de ACF isotópico
- XII.2 Modelado de ACF con elementos traza
- XII.3 Modelado de ACF isotópico con otros asimilantes

## **XIII. Cristalización fraccionada de los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Cañ**

- XIII.1 Modelado de cristalización fraccionada la traquiandesita basáltica LU73 a partir de la muestra RH3
- XIII.2 Modelado de cristalización fraccionada de la traquiandesita basáltica LU73 a partir de la muestra RHA2
- XIII.3 Otros modelados testeados a partir de diferentes rocas de origen

# CAPÍTULO 1

## INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

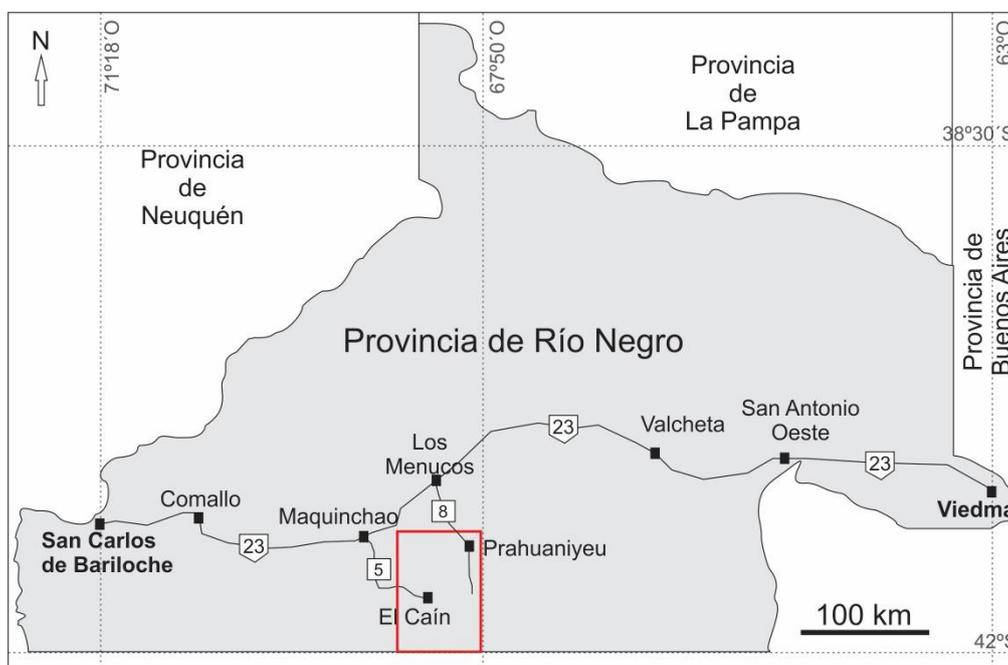
### **1. Ubicación, generalidades y vías de acceso al área**

El área de estudio (Fig. 1.1) está localizada en el centro-sur de la provincia de Río Negro, en la región Patagónica, más específicamente en la porción noroccidental de la Meseta de Somuncurá. Está delimitada al este por el meridiano de 67°50' O, al norte por la ruta nacional Nro. 23, al oeste por la ruta provincial Nro. 5, y al sur por el paralelo de 42° S (Fig. 1.2). Al área se puede acceder desde la capital provincial, ciudad de Viedma, por la ruta nacional Nro. 23 hasta la localidad de Los Menucos, continuando al sur por la ruta provincial Nro. 8, hasta el poblado de Prahuaniyeu; o por la ruta nacional Nro. 23 hasta la localidad de Maquinchao, continuando hacia el sur por la ruta provincial Nro. 5 (Fig. 1.2). Los poblados ubicados en el área de estudio corresponden a Prahuaniyeu en el extremo noreste y El Caín en el centro del área (Fig. 1.2).

Este ambiente natural presenta alturas promedio de 1200 m.s.n.m. El clima es “continental seco”, con vientos predominantes del oeste, temperaturas que alcanzan máximos de aproximadamente 40°C en Enero, y mínimos de -15°C en Julio, y escasas precipitaciones (entre 160 y 250 mm al año), caracterizado por una vegetación esteparia y una biodiversidad sobresaliente propia de la Estepa Patagónica. En el año 1986, el gobierno de la provincia de Río Negro creó el Área Natural Protegida Meseta de Somuncurá, de aproximadamente 3,5 millones de hectáreas.



**Figura 1.1:** Ubicación del área de estudio. a) Imagen satelital de *Google Earth*. Extremo superior izquierdo: mapa de Argentina con límites geo-políticos, donde se destaca la provincia de Río Negro en color gris. En la imagen satelital, el límite de la provincia de Río Negro está indicado con línea continua blanca y el contorno del área de la Meseta de Somuncurá destacado con línea punteada blanca. El recuadro rojo señala el sector correspondiente al área de estudio.



**Figura 1.2:** Vías de acceso y límites del área de estudio. La provincia de Río Negro está indicada en color gris y el recuadro rojo señala el sector correspondiente al área de estudio.

### 1.1 Investigaciones precedentes y avance del conocimiento del área de estudio

La Meseta de Somuncurá corresponde a la provincia geológica Macizo de Somún Curá (Windhausen 1931, Stipanovic y Methol 1972), ubicada en el sector central y sur de la provincia de Río Negro, extendiéndose hasta el centro de la provincia de Chubut, entre los paralelos 40,5° y 43° S (Fig. 1.1). Constituye el mayor campo volcánico de la Patagonia, con una extensión aproximada de 25.000 km<sup>2</sup>, siendo uno de los que plantea mayores interrogantes en cuanto a su génesis a nivel global. Se han reconocido diferentes unidades estratigráficas producto del vulcanismo máfico, principalmente basáltico, de intraplaca y retroarco, cuyos rasgos composicionales permiten compararlo con las lavas de Hawaii (Kay *et al.* 1993).

Las mayores efusiones volcánicas que conforman la Meseta de Somuncurá acontecen durante el Oligoceno y corresponden a basaltos olivínicos y andesitas basálticas, de composición intermedia entre subalcalina y alcalina, asignadas a la Formación Somuncurá (Ardolino 1981). El magmatismo principal de la meseta, también denominado “plateau”, ha sido estudiado por numerosos autores, destacándose los aportes de Corbella (1984), Remesal (1984), Remesal y Parica (1989), Ardolino y Franchi (1993), Kay *et al.* (1993 y 2007), Remesal *et al.* (2001), entre otros. Ardolino (1981) determinó dos grupos de edades K-Ar para este vulcanismo: 31 y 33 Ma (Oligoceno inferior), 25 y 27 Ma (Oligoceno superior). Por su parte, Kay *et al.* (2007) presentan una edad Ar-Ar de  $26,9 \pm 0,78$  Ma (Oligoceno superior).

Durante el Mioceno temprano se produce una segunda etapa de vulcanismo caracterizada como “post-plateau”. Este evento está representado por traquibasaltos, basaltos alcalinos, hawaiiitas y mugearitas (Kay *et al.* 2007), así como centros monogenéticos basálticos y centros volcánicos bimodales (Salani *et al.* 2006, Remesal *et al.* 2012). Los centros monogenéticos fueron reunidos en una unidad informal denominada Vulcanitas Corona Chico por Franchi *et al.* (2001). Por su parte, los complejos volcánicos bimodales de composición basalto-traquita/riolita se reúnen en la Superunidad Quiñelaf (Franchi *et al.* 2001), y conforman las sierras de Apas, Agua de la Piedra, Talagapa, Chauchaiñeu y Alta Sierra. Además de los antecedentes antes mencionados, se destacan los trabajos de Nuñez *et al.* (1975), Corbella (1984), Remesal (1984), Remesal y Parica (1989), Ardolino y Franchi (1993), Kay *et al.* (1993), Remesal *et al.* (2002, 2004, 2012, 2016, 2019), Maro y Remesal (2012), y referencias en ellos citadas.

Las menciones de efusiones básicas plio-pleistocenas en el ámbito de la Meseta de Somuncurá son poco frecuentes, entre las cuales se encuentran los aportes de Cortelezzi y Dirac (1969), Yllañez y Lema (1979), Labudía *et al.* (2011) y Massaferrero *et al.* (2014), entre otros. Cortelezzi y Dirac (1969) obtienen edades de  $2,1 \pm 0,15$  y  $2 \pm 0,15$  Ma (Plioceno superior) en lavas del Basalto Trayen Niyeu, en la salina El Pito, aunque posteriores dataciones realizadas por Salani

*et al.* (2006) permiten asignar dicha unidad al Mioceno temprano. Por su parte, Labudía *et al.* (2011) obtienen una datación K-Ar de  $3,2 \pm 0,7$  Ma (Plioceno) en lavas del Cerro Medina.

El área de estudio propuesta en la presente tesis doctoral no cuenta con estudios antecedentes de detalle, ni con un muestreo exhaustivo de las unidades volcánicas. Si bien la misma está enmarcada dentro de la Hoja Geológica 4169-IV Maquinchao (Remesal *et al.* 2001), los únicos antecedentes bibliográficos correspondientes al área de estudio pertenecen a Kay *et al.* (2007), quienes estudian lavas *post-plateau* en el sector sur, a Labudía *et al.* (2011), cuyos estudios abarcan coladas de lava del margen norte de la meseta y en el cerro Medina, y a Remesal *et al.* (2012) quienes estudian coladas del Complejo Volcánico Barril Niyeu (Superunidad Quiñelaf), en el sector sur del área.

Parte de los resultados petrográficos, geoquímicos y de química mineral referidos a las unidades volcánicas estudiadas en el presente trabajo de investigación, fueron oportunamente publicados en revistas de impacto nacional y reuniones científicas: Asiain *et al.* 2016, Asiain *et al.* 2017a-b, Asiain *et al.* 2019a-b. Sin embargo, en esta tesis se amplía considerablemente la información referente a cada unidad estratigráfica, así como también se describen en forma detallada los resultados isotópicos de cada unidad.

## **2. Objetivos**

### **2.1 Objetivos Generales**

- Contribuir al conocimiento geológico general de las distintas unidades volcanogénicas que integran el sector noroccidental de la Meseta de Somuncurá, y ampliar la base de información de las mismas, en áreas aún no estudiadas en detalle.
- Determinar las características petrológicas y geoquímicas de las coladas lávicas dentro del área de interés y establecer las relaciones magmáticas entre los distintos eventos efusivos y sus fuentes mantélicas.
- Definir un esquema estratigráfico para las coladas lávicas y los depósitos volcanoclásticos relacionados.
- Aportar nuevos datos de campo, petrográficos, geoquímicos e isotópicos, junto con el planteo de un modelo petrogenético, que contribuyan a la comprensión del significado tectónico del mayor vulcanismo cenozoico de retroarco de la Patagonia, el cual aún no ha sido definitivamente clarificado.

## 2.2 Objetivos Específicos

- Efectuar el mapeo de las coladas, centros eruptivos, cuerpos subvolcánicos y unidades volcanoclásticas, expuestos en el área de estudio y realizar muestreos representativos a lo largo de perfiles, a fin de establecer las relaciones de campo entre los diversos eventos volcanogénicos y su correlación, de ser posible, con centros efusivos.
- Individualizar las distintas unidades volcánicas y subvolcánicas aflorantes en el sector de interés, en base a sus características estratigráficas, petrográficas, mineralógicas, geoquímicas e isotópicas.
- Efectuar el estudio petro-mineralógico de las muestras colectadas, a fin de seleccionar aquellas representativas para realizar análisis geoquímicos de roca total (elementos mayoritarios, elementos trazas, incluyendo los elementos de tierras raras e isótopos) con el fin de determinar sus características geoquímicas e isotópicas.
- A partir de los estudios petrográficos y de análisis químicos minerales, clasificar y determinar adecuadamente las fases minerales presentes.
- Realizar análisis de isótopos radiogénicos correspondientes a los sistemas Rb-Sr y Sm-Nd, en muestras de rocas de las diferentes unidades volcánicas y subvolcánicas de interés, con la finalidad de: a) identificar el tipo de fuente isotópica de las coladas derramadas en el sector de estudio durante los episodios volcánicos cenozoicos; b) establecer si existen diferencias o similitudes entre los tipos de fuentes isotópicas; c) corroborar que el/los tipo/s de fuente sea/n consistente/s con la señal geoquímica observada en las rocas estudiadas.
- Establecer las relaciones estratigráficas entre los procesos volcánicos efusivos y las unidades volcanoclásticas depositadas en el área de la meseta.
- Establecer una estratigrafía basada en trabajos de campo detallados y lograr un grado de comprensión más acabado de las líneas evolutivas y de las vinculaciones petrogenéticas entre las diferentes unidades reconocidas en las áreas propias de este trabajo, y proponer su correlación con unidades equivalentes en otros sectores de la meseta.
- Este estudio pretende enmarcar el vulcanismo de Patagonia en un modelo geotectónico que permita explicar su evolución temporal.

## CAPÍTULO 2

### MARCO GEOLÓGICO

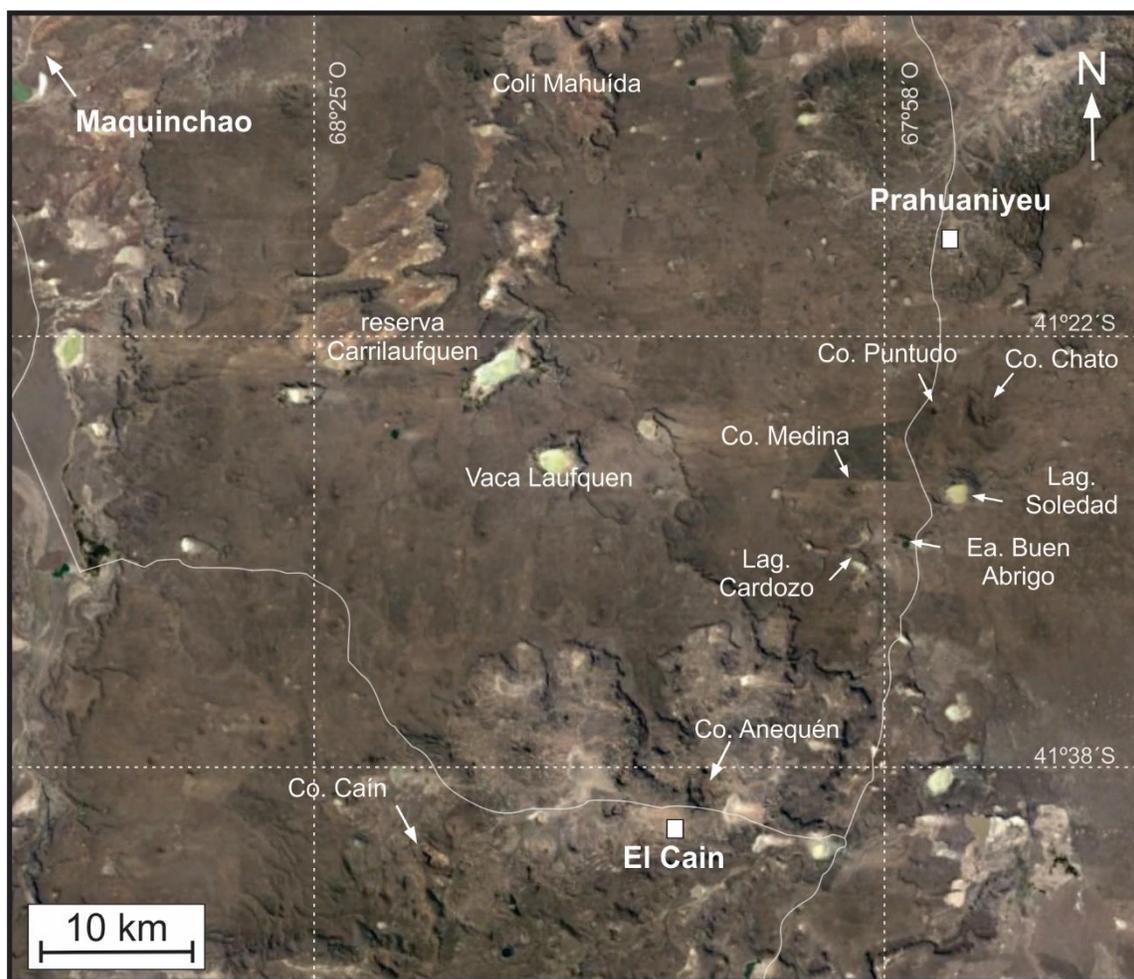
#### 1. Estratigrafía de la región

La Meseta de Somuncurá pertenece a la provincia geológica Macizo de Somún Cura, cuya denominación corresponde a Windhausen (1931). Por su parte, Harrington (1962) nombró a esta provincia geológica “nesocratón nordpatagónico”. Posteriormente Stipanovic y Methol (1980) la denominaron “comarca nordpatagónica” basándose en las primeras dataciones radiométricas de la región, las cuales pusieron en duda la presencia de rocas precámbricas, descartándose así el uso del término “macizo” por sus connotaciones de núcleo rígido. Sin embargo, Caminos (1999) vuelve a utilizar la denominación “Macizo de Somún Cura”, propuesta en el Primer Simposio de Geología Regional (Stipanovic y Methol 1972), dada la naturaleza precámbrica del basamento.

##### 1.1 Basamento de la región del Macizo de Somún Cura

El basamento cristalino está constituido por unidades ígneas y complejos metamórficos cuyos afloramientos fueron agrupados en dos sectores: occidental y oriental (Caminos y Llambías 1984). El basamento occidental corresponde al **Complejo Río Chico** (Dalla Salda *et al.* 1994), que incluye a las **Metamorfitas Cushamen** (esquistos, cuarcitas, gneises y migmatitas) y a los **Granitoides Mamil Choique** (granodioritas y monzogranitos con biotita o biotita-muscovita). El basamento oriental fue dividido por Feruglio (1949) basándose en su grado metamórfico. En este sentido, las metamorfitas de muy bajo a bajo grado (metapelitas, metapsamitas, pizarras, filitas y esquistos no inyectados) corresponden a la **Formación Nahuel Niyeu** (Caminos 1983) y a las **Ectinitas El Jagüelito** (Ramos 1975); mientras que las de grado medio a alto (esquistos inyectados, gneises, anfibolitas y migmatitas) corresponden al **Complejo Yaminué** (Caminos 1983) y al **Complejo Mina Gonzalito** (Giacosa 1987). Numerosos autores, además de los ya mencionados, han estudiado la edad del basamento, atribuyéndolo al Precámbrico y/o Paleozoico inferior.

A continuación se presenta la estratigrafía del área abarcada en la Hoja Geológica 4169-IV Maquinchao, provincia de Río Negro (Remesal *et al.* 2001), en la cual se encuentra enmarcada el área de estudio (Fig. 2.1).



**Figura 2.1:** Imagen satelital de *Google Earth* donde se muestra el área de estudio.

## 1.2 Unidades pre-cenozoicas

La **Formación Lipetrén** (Nullo 1978) está representada por reducidos asomos de intrusivos de composición ácida en el sector oeste de la Hoja Geológica Maquinchao, aunque no se encuentra representada en el área de estudio. Estas rocas corresponden a intrusivos graníticos que evidencian la extensión del magmatismo gondwánico (Remesal *et al.* 2001). Stipanovic y Linares (1969) ubicaron a este evento magmático en el Pérmico; sin embargo, Rapela y Kay (1988) obtuvieron una edad Rb-Sr de  $208 \pm 1$  Ma (Triásico).

El magmatismo gondwánico está, además, constituido por las manifestaciones efusivas del **Complejo Los Menucos** (Cucchi *et al.* 1999), cuyas exposiciones en el ámbito de la Hoja Geológica son limitadas, aunque pequeños asomos aparecen en el interior de la meseta basáltica,

en los bajos topográficos del sector noroeste, tales como en Carrilauquen (Fig. 2), laguna El Hunco o el área Coli Mahuida (Remesal *et al.* 2001). Según Cucchi *et al.* (2001), este complejo está representado por facies piroclásticas y lávicas ácidas a mesosilícicas, con intercalaciones sedimentarias fosilíferas, y por diques y cuerpos graníticos epizonales y subvolcánicos. Originalmente, el Complejo Los Menucos fue asignado al Triásico, aunque recientemente Luppó *et al.* (2017) y Falco *et al.* (2018) lo atribuyen al Pérmico tardío-Triásico temprano, basándose en isócronas U-Pb en circones.

En el paraje Rucu Luan, ubicado en el sector sudoeste de la Hoja Geológica Maquinchao, se reconoce la asociación jurásica correspondiente a las vulcanitas de la **Formación Taquetrén** (Stipanovic *et al.* 1968). Esta unidad, no representada en el área de estudio, comprende lavas y brechas andesíticas intruídas por diques y asociadas a una facies piroclástica importante. Nullo y Proserpio (1975) ubicaron esta secuencia volcano-sedimentaria en el Jurásico superior alto, sobre la base de la presencia de restos vegetales hallados en tobas.

Hacia el norte del área de estudio, en el bajo de Coli Mahuida (Fig. 2.1), aflora la **Formación Angostura Colorada** (Volkheimer 1973), representada por una sucesión de facies de areniscas, pelitas y conglomerados de origen continental, con esporádicos aportes piroclásticos (Remesal *et al.* 2001).

La **Formación Coli Toro** (Bertels 1969), cuya localidad tipo se encuentra en el paraje homónimo, 50 km al noreste del poblado de Ingeniero Jacobacci, está bien representada en la Hoja Geológica Maquinchao; aunque en el área de estudio sus afloramientos se limitan al bajo de El Caín y a la reserva Carrilauquen (Fig. 2.1). Está representada por arcillas y areniscas micáceas de grano fino, predominantemente grises a amarillentas y blanquecinas, con una importante paleofauna integrada por *Eubaculites*<sub>sp.</sub>, restos de plesiosaurios, dientes y vértebras de *Ceratodus*, restos de peces, cocodrilos y tortugas, de pequeños vertebrados y de moluscos, entre otras especies. A este listado, se suman los hallazgos de baculites en el bajo de El Caín, efectuados por Wichmann (Groeber 1931) y Flores (Leanza 1964), y clasificados como *Eubaculitesootacodensis* por Riccardi (1975).

### 1.3 Unidades cenozoicas

La **Formación Roca** fue definida por Weaver (1927), aunque los trabajos de Bertels (1969) y Camacho (1992) aportaron valiosa información sobre la misma. En la Hoja Geológica Maquinchao, sus afloramientos son reducidos, aunque en el área de estudio se destacan aquellos mencionados por Bertels (1969) en la zona del bajo de El Caín (Fig. 2.1). Esta formación está principalmente representada por areniscas, pelitas y coquinas, con megafauna de invertebrados marinos. Asimismo, en el bajo de El Caín, Bertels (1969) reconoció fangolitas y arcilitas con microfauna del Daniano superior.

La **Formación Cerro Cortado**, aflorante en el ámbito de la Hoja Geológica Maquinchao y del área de estudio, fue definida en la localidad tipo del cerro Cortado por Coira (1977, 1979). Según esta autora, está compuesta por rocas subvolcánicas alcalinas correspondientes a teschenitas del cerro Cortado y cerro Negro. Por otra parte, Nullo (1978) establece que las rocas de esta formación clasifican en el límite entre crinanitas y teschenitas considerando el porcentaje de ceolitas que presentan (entre 5 y 20 %). Posteriormente, González *et al.* (1999) además de incluir las teschenitas (Coira 1979) y crinanitas y teschenitas (Nullo 1978), incluyen en la Formación Cerro Cortado a los gabros alcalinos estudiados por Nañez (1983) en la meseta de Coli Toro.

Según Remesal *et al.* (2001), también corresponden a la Formación Cerro Cortado los cuerpos subvolcánicos aflorantes en el bajo de El Caín. Dichos cuerpos habían sido atribuidos previamente a la **Formación El Buitre** (Ardolino y Franchi 1993), la cual se compone de cuerpos subvolcánicos de composición gábrica y es correlacionada con la Formación Cerro Cortado. Según Remesal *et al.* (2001) la Formación Cerro Cortado está constituida por un magmatismo de composición gábrica-sienítica con afinidades alcalinas, a la cual separan litológicamente en dos grupos: a) los cerros de composición básica, entre los que se incluyen los cerros Ñe Luan y Pilquiniyeu; y b) los cerros que clasifican como sieníticos, que corresponden a Anequén, Caín (Fig. 2.1) y otro cercano al camino que une el poblado de El Caín con Maquinchao.

El magmatismo de la Formación Cerro Cortado se extiende entre el Paleoceno y el Eoceno, con edades comprendidas entre  $52 \pm 5$  y  $40 \pm 5$  Ma (Salani *et al.* 2015).

El vulcanismo correspondiente al denominado **Basalto Pilquiniyeu** (Remesal *et al.* 2001) es mencionado en la Hoja Geológica Maquinchao para hacer referencia a las efusiones basálticas más antiguas de la región, contemporáneas o levemente posteriores a las intrusiones de los cuerpos

asignados a la Formación Cerro Cortado. En el área de estudio, dicho evento volcánico está representado en el sector noroccidental y al sur, en las márgenes del arroyo Chorroy Ruca, y está caracterizado por afloramientos discontinuos de rocas basálticas, afíricas a porfíricas, de coloración gris oscuro, con pátina rojiza producto de alteración limonítica.

Las sedimentitas del **Grupo Sarmiento** (Simpson 1941) fueron divididas en cuatro formaciones: Casamayor, Musters, Deseado y Colhué Huapi. En el ámbito de la Meseta de Somuncurá, donde están representados los depósitos de edad Deseadense y Colhueuapense (Ardolino y Franchi 1993), numerosos autores han mencionado las características de este grupo, destacándose los aportes de Núñez *et al.* (1975), Ravazzoli (1976a, 1976b, 1982), Ardolino (1981, 1987), Ardolino y Franchi (1993, 1996) y Franchi *et al.* (2001). Tanto en el sector abarcado por la Hoja Geológica Maquinchao, como en el área de estudio, son numerosos los asomos de este grupo. El Grupo Sarmiento está conformado por tobas y tufitas ricas en vidrio, de colores blanquecinos y amarillentos, consolidadas y groseramente estratificadas y/o macizas, con fuerte desarrollo de paleosuelos (Ardolino y Franchi 1993). La naturaleza piroclástica de estas rocas permitió vincularlas con procesos efusivos de gran magnitud. Según Mazzoni (1985), una parte de estos depósitos se habría originado como lluvia de cenizas provenientes de sectores cercanos al área cordillerana, representados por bancos potentes y macizos de tobas. Otra porción de los depósitos se habría originado como producto de erupciones ocurridas en el área de la meseta, caracterizado por efusiones de basaltos, traquitas y material piroclástico concomitante (Franchi y Nullo 1986). Los depósitos deseadenses del Grupo Sarmiento, de espesores variables desde 10 a 45 m en el ámbito de la meseta, están cubiertos por los basaltos oligocenos de la Formación Somuncurá (Ardolino y Franchi 1993). Por otra parte, los depósitos miocenos de edad colhueuapense están cubiertos por las lavas de la Formación Quiñelaf. Según Remesal *et al.* (2001), el ajuste temporal de esta unidad requiere la determinación de restos fósiles y/o la disponibilidad de datos isotópicos en rocas asociadas.

#### 1.4 El vulcanismo oligoceno de la Meseta de Somuncurá (evento *plateau*)

Durante el Oligoceno se producen las efusiones basálticas de la **Formación Somuncurá** (Ardolino 1981) que comienzan a dar forma a la meseta y representan el evento volcánico principal de esta región, denominadas lavas *plateau* por Kay *et al.* (2007) debido a su gran extensión areal. Las

primeras referencias sobre la meseta basáltica corresponden a Wichmann (1927a-b), Croce (1956, 1963), Flores (1957) y Stipanovic y Methol (1972). Los “basaltos de *plateau*”, denominación utilizada por Corbella (1984), fueron anteriormente denominados como Formación Coyocho (Nuñez *et al.* 1975), para agrupar las vulcanitas basálticas y tobas, que representarían las manifestaciones volcánicas más antiguas de la Meseta de Somuncurá, a las cuales estos autores correlacionaron con los Basaltos II (Groeber 1929). Varios son los autores que estudiaron las características de campo, petrográficas y geoquímicas del vulcanismo de la Formación Somuncurá, entre ellos se destacan los mencionados anteriormente y los trabajos de Remesal (1984, 1988, 1990), Remesal y Parica (1987, 1989), Kay *et al.* (1992, 1993), Remesal *et al.* (2001), Labudía *et al.* (2011), y referencias en ellos citadas.

El vulcanismo de la Formación Somuncurá abarca el sector central y este de la Hoja Geológica Maquinchao y por lo tanto del área de estudio, sin embargo son escasos o nulos los estudios de detalle que presenta esta formación en el área abarcada por el presente trabajo de investigación. Esta unidad comprende flujos de coladas subhorizontales de tipo pahoehoe, características de efusiones de tipo hawaiiana, aunque también pueden reconocerse intercalaciones de episodios estrombolianos (Remesal *et al.* 2001). La potencia de los mantos basálticos es variable, con coladas individuales de hasta seis o más metros de potencia que, en conjunto, alcanzan aproximadamente 20 m, aunque en los límites orientales de la meseta se registraron afloramientos que superan los 100 m de espesor (Corbella 1984, Ardolino y Franchi 1996, y Franchi *et al.* 2001). Según Remesal (1984), no se reconocen, o muy raramente se observan, depósitos piroclásticos intercalados con las coladas basálticas; sin embargo, otros autores tales como Nuñez *et al.* (1975) y Ardolino *et al.* (1995) confirman la presencia de tobas intercaladas entre las lavas de esta formación.

Estas rocas se clasifican como basaltos olivínicos, de colores grises, textura afírica a pobremente porfírica, con estructura vesicular y amigdaloides. Microscópicamente, presentan textura intersertal a subofítica, con escasos fenocristales de plagioclasa y una proporción fenocristales/pasta no mayor a 10/90. Su asociación mineral comprende cristales de olivino, parcial o totalmente alterados a iddingsita, piroxeno, plagioclasa, minerales opacos (titanomagnetita y/o ilmenita) y vidrio. Remesal y Parica (1989) describieron esporádicos xenocristales de cuarzo y plagioclasa parcialmente fundidos, vinculándolos a la asimilación de rocas corticales.

Las características geoquímicas de estas lavas han permitido que numerosos autores las clasifiquen como basaltos toleíticos a basaltos y andesitas basálticas alcalinas, con contenidos de SiO<sub>2</sub> variables entre 49 y 55 % en peso. Presentan bajas concentraciones relativas de MgO y K<sub>2</sub>O, alto Na<sub>2</sub>O y alto FeO<sub>TOTAL</sub>. Los contenidos de SiO<sub>2</sub> y las relaciones FeO<sub>TOTAL</sub>/MgO (1,5-2,4) sugieren que han experimentado fraccionamiento respecto a sus fuentes mantélicas y las concentraciones de Cr (130-380 ppm) y Ni (90-210 ppm) indican un limitado fraccionamiento de olivino y clinopiroxeno (Kay *et al.* 1993). Asimismo, los altos niveles de Sr (400-500 ppm) y Na<sub>2</sub>O (3,4-4,3 % en peso), junto con la ausencia de anomalías de Eu, sugieren un bajo fraccionamiento de plagioclasa (Kay *et al.* 1993, 2007). Por otra parte, basándose en los contenidos promedios de Mg, Ni y el índice de solidificación, Remesal y Parica (1989) consideran que estas rocas sufrieron poca diferenciación. Por su parte, Corbella (1984) indica que los basaltos de la Formación Somuncurá representan emisiones de material menos diferenciado en relación a los grandes centros volcánicos de rocas diferenciadas correspondientes al evento *post-plateau*, por lo que serían el resultado de la fusión parcial de peridotitas del manto superior. Además, dicho autor considera que estas lavas son el resultado de un rápido ascenso y derrame sobre la superficie de líquidos de procedencia profunda, sin que haya mediado tiempo suficiente para que se produzcan fenómenos de fraccionamiento. Presentan baja abundancia relativa de elementos traza y REE, bajas relaciones (La/Yb)<sub>N</sub> entre 3 y 5, diseños planos de LREE y empinados de HREE. Sus relaciones La/Ta indicarían una afinidad relativa con fuentes de basaltos de tipo OIB (<24), aunque las relaciones Ba/La (18-50) muestran posible afinidad con arco magmático (Kay *et al.* 1993). Según Kay *et al.* (2007), las lavas de la Formación Somuncurá presentan relaciones <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr entre 0,7042 y 0,7051 y <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd entre 0,51252 y 0,51269. Estos autores subdividen las lavas *plateau* en *early*, *main* y *late plateau* basados en las características estratigráficas y geoquímicas, indicando que las lavas *late plateau* tienen diseños de LREE mas empinados y menores relaciones <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr que las lavas *early* y *main plateau*.

En el ámbito de la Hoja Geológica Maquinchao, esta formación se apoya sobre diversas unidades, desde el basamento precámbrico-paleozoico inferior hasta el Terciario, pero en general cubren a los depósitos del Grupo Sarmiento y a las sedimentitas de la Formación Angostura Colorada (Ardolino y Franchi 1993, Remesal *et al.* 2001). A su vez, está cubierta por rocas volcanoclásticas de la parte superior del Grupo Sarmiento, o por la unidad Vulcanitas Corona Chico (Franchi *et al.*

2001) y las lavas del Complejo Barril Niyeu, correspondiente a la Superunidad Quiñelaf (Franchi *et al.* 2001).

La edad de estas lavas está basada en sus relaciones estratigráficas de campo con el Grupo Sarmiento y con datos radimétricos brindados por Ardolino (1981, 1987), quien determinó dos grupos de edades K-Ar en roca total: 31-33 Ma y 25-27 Ma (Oligoceno). Por su parte, Kay *et al.* (2007) presentan una edad Ar-Ar de  $26,9 \pm 0,78$  Ma (Oligoceno superior), para lavas *plateau* del área de Ranquil Huao. Más recientemente, Labudía *et al.* (2011) obtuvieron una datación K-Ar de  $17,2 \pm 1,3$  Ma (Mioceno inferior) en una andesita basáltica del margen de la Meseta de Somuncurá, la cual presenta características geoquímicas equivalentes a las lavas de la Formación Somuncurá.

### 1.5 El vulcanismo mioceno de la Meseta de Somuncurá (evento *post-plateau*)

Durante el Mioceno temprano se produce un segundo evento volcánico, cuya distribución en el ámbito de la meseta es más restringida y localizada, en comparación con el evento principal; por lo que se popularizó en la literatura la denominación “*post-plateau*”. En este sentido, Kay *et al.* (2007) consideran que las muestras correspondientes a este segundo evento volcánico, definidas como lavas *post-plateau*, son equivalentes a la Formación Quiñelaf (Nuñez *et al.* 1975) y están representadas por basaltos alcalinos, traquibasaltos, mugaritas y hawaiitas, cuyos contenidos SiO<sub>2</sub>, Cr y Ni son inferiores a los de las lavas *plateau*. Asimismo, las lavas *post-plateau* presentan altos contenidos de REE y relaciones (La/Yb)<sub>N</sub> mayores a 10. Tienen relaciones La/Ta propias de lavas tipo OIB, aunque las relaciones Ba/La son similares a las de las vulcanitas de arco. Presentan valores intermedios de <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (0,7040-0,7047) y altos de <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd (0,51262-0,51272). Las dataciones Ar-Ar documentadas por Kay *et al.* (2007) indican edades de  $20,6 \pm 0,6$  Ma, en la zona de Maquinchao y de  $16,6 \pm 0,4$  Ma, en un flujo lávico de la zona de Telsen.

Estudios recientes (Salani *et al.* 2006 y Remesal *et al.* 2012), indican que el evento volcánico *post-plateau* comprende numerosos centros eruptivos de dos tipos: a) monogenéticos basálticos, de escaso desarrollo, reunidos en la unidad Vulcanitas Corona Chico (Franchi *et al.* 2001); b) núcleos bimodales de composición basalto-traquita/riolita, de mayores dimensiones, que conforman las sierras de Apas, Agua de la Piedra, Talagapa, Chauchaiñeu, entre otras, reunidos dentro de la Superunidad Quiñelaf (Franchi *et al.* 2001).

La unidad **Vulcanitas Corona Chico** fue descrita informalmente por Franchi *et al.* (2001) para el sector central de la Meseta de Somuncurá, en el área de la Alta Sierra de Somuncurá. Comprende efusiones volcánicas básicas ubicadas sobre la meseta, algunas de las cuales fueron anteriormente incluidas en la Formación Curriqueo por Nuñez *et al.* (1975). Este vulcanismo está representado principalmente por conos monogénicos de poca altura que han dado origen a coladas con morfologías variadas y a episodios estrombolianos representados por conos y rampas de salpicadura de tamaños variables y diferentes niveles de erosión (Franchi *et al.* 2001).

La unidad informal Vulcanitas Corona Chico fue adoptada en la Hoja Geológica Maquinchao para efusiones relativamente explosivas, aflorantes en un amplio sector al oeste de la Meseta de Somuncurá, así como en los cerros Medina, Chato, Puntudo (o Ignacio) (Fig. 2.1), El Volcán, Moro y Dos Hermanos (Remesal *et al.* 2001, Salani *et al.* 2006). Aunque esta unidad abarca el sector centro-oeste del área de estudio, no presenta estudios de detalle en dicho sector. Por otra parte, no se dispone de datos geoquímicos ni isotópicos previos para esta unidad, aunque Remesal *et al.* (2001) indican que corresponden a rocas básicas, alcalinas, que clasifican como basalto-hawaiitas. Según estos autores, son comunes los xenocristales máficos en desequilibrio: ortopiroxenos con rebordes de clinopiroxenos y olivino, clinopiroxenos con rebordes de minerales opacos, olivino con profundos engolfamientos. Asimismo, Remesal *et al.* (2019) mencionan la presencia de cristales de ortopiroxeno con coronas de clinopiroxeno y olivino iddingsitizado, en rocas de esta unidad cercanas al área de Valcheta. Cerredo y Remesal (2001) indican que estas lavas presentan una textura porfírica característica y que son portadoras de xenolitos y xenocristales de rocas ácidas, con microestructuras de deformación, indicando que los basaltos post-meseta atravesaron niveles corticales medios. También mencionan xenolitos de rocas básicas, con coronas de reacción de textura simplectítica, cuyo desarrollo habría tenido lugar luego de la incorporación del xenolito al líquido básico.

La unidad Vulcanitas Corona Chico se dispone sobre los basaltos de la Formación Somuncurá, o sobre las tobas del Grupo Sarmiento, lo cual permitió a Remesal *et al.* (2001) asignarles un rango temporal equivalente a las erupciones post-meseta de los complejos bimodales de la Superunidad Quiñelaf. Posteriormente, Salani *et al.* (2006) obtienen una datación K-Ar de  $22,5 \pm 0,9$  Ma (Mioceno temprano) para el cerro Dos Hermanos, atribuido por Remesal *et al.* (2001) a la unidad Vulcanitas Corona Chico.

La **Superunidad Quiñelaf** fue propuesta por Franchi *et al.* (2001) para incluir complejos volcánicos bimodales, de emplazamiento post-meseta, tales como los Complejos Volcánicos Apas y Alta Sierra. Asimismo, Remesal *et al.* (2001) incorporan dentro de la Superunidad Quiñelaf a los Complejos Volcánicos Talagapa, Barril Niyeu, Agua de la Piedra y Pire Mahuida.

La Superunidad Quiñelaf fue originalmente definida como Formación Quiñelaf por Nuñez *et al.* (1975); sin embargo, debido a la complejidad y las variedades litológicas que presentaba, fue redefinirla como Complejo Eruptivo Quiñelaf (Ardolino y Franchi 1996) y posteriormente como Superunidad Quiñelaf (Franchi *et al.* 2001).

Dentro de la Formación Quiñelaf (Nuñez *et al.* 1975) se agruparon originalmente a las vulcanitas mesosilícicas de composición traquítica de la Alta Sierra de Somuncurá. Posteriormente, Remesal (1984) y Remesal y Parica (1989) asignaron la Formación Quiñelaf a una serie de afloramientos circunscriptos al área de la Alta Sierra de Somuncurá, los cuales corresponden a basaltos y traquitas alcalinas. Por su parte, Ardolino y Franchi (1993) atribuyen la Formación Quiñelaf a efusiones de rocas alcalinas, fundamentalmente traquitas, y en menor proporción riolitas hasta basaltos, producidas por un vulcanismo de tipo central y central fisural, que dio lugar a las zonas serranas dentro del ambiente de meseta. Estas serranías fueron interpretadas como centros volcánicos desarrollados principalmente en la parte sur de la meseta y corresponden a las actuales sierras de Talagapa, Chacays, Apas y Telsen.

Nuñez *et al.* (1975) asignaron las rocas de la Formación Quiñelaf al Pleistoceno, teniendo en cuenta sus relaciones estratigráficas. Sin embargo, las dataciones K-Ar realizadas posteriormente por Linares (1979), Franchi *et al.* (2001), Ardolino (1981) y Remesal *et al.* (2012), entre otras, permitieron asignar las rocas de la Superunidad Quiñelaf al Mioceno.

Si bien en la Hoja Geológica Maquinchao están representados algunos depósitos de los Complejos Volcánicos Talagapa, Apas, Pire Mahuida, Barril Niyeu y Agua de la Piedra; en el área de estudio únicamente afloran rocas del Complejo Volcánico Barril Niyeu.

### **Complejo Volcánico Talagapa (Superunidad Quiñelaf)**

Este complejo reúne rocas alcalinas tales como lavas, ignimbritas traquíticas, tobas y basaltos (Remesal *et al.* 2001). Ardolino (1981) obtuvo dataciones de dos basaltos con valores de  $19 \pm 1$  y  $20 \pm 1$  Ma (Mioceno).

### **Complejo Volcánico Apas (Superunidad Quiñelaf)**

El vulcanismo correspondiente a este complejo habría comenzado con una fase explosiva, representada por una facies piroclástica inicial y una facies lávica de composición ácida a intermedia, póstuma. Posteriormente, se habrían desarrollado centros monogénicos con emisión de lavas traquíticas y básicas (Ardolino 1981, 1987; Remesal *et al.* 2004). Remesal *et al.* (2004) presentan edades K-Ar de  $19 \pm 2$  Ma (Mioceno) y  $24 \pm 1$  Ma (Oligoceno superior), obtenidas en una traquita de la facies “traquitas claras” y en el cuerpo dómico del cerro Colorado, respectivamente.

### **Complejo Volcánico Pire Mahuída (Superunidad Quiñelaf)**

Las rocas de este complejo fueron principalmente estudiadas por Croce (1950), Dessanti (1956), Giacosa (1984), Salani y Page (1987, 1989) y Salani (1990, 1994). Comprende una asociación bimodal terciaria, representada por lavas riolíticas que conforman domos y *coulées* asociadas a vulcanismo explosivo, derrames de ignimbritas, facies explosivas menores y basálticas.

Las lavas basálticas nefeliníticas del sector central de la sierra Pire Mahuida, han sido datadas en  $17 \pm 1$  Ma (K-Ar, Salani *et al.* 1994), edad que resulta coincidente con la propuesta recientemente por Salani y Parica (2019) para los basaltos del Complejo Volcánico Pire Mahuida. Por otra parte, la edad de dos rocas ácidas, posteriores a la efusión de los domos riolíticos, indica  $18 \pm 1$  Ma (K-Ar, Salani y Parica 1990; Salani *et al.* 1994); mientras que Salani *et al.* (2014) obtienen una edad U-Pb de la facies ácida correspondiente a  $17,6 \pm 0,5-0,1$ . De este modo, es posible asignar el Complejo Volcánico Pire Mahuida al Mioceno.

### **Complejo Volcánico Agua de la Piedra (Superunidad Quiñelaf)**

Es un complejo eruptivo localizado en el borde occidental de la Meseta de Somuncurá. Está constituido por flujos piroclásticos basales, de composición traquítica, y flujos de lava superiores que varían desde traquíticos, con menores cantidades de riolita, a lavas de composición basáltica (Remesal *et al.* 2001, 2002, Salani *et al.* 2009). Está caracterizado por su naturaleza alcalina y desarrolla un típico *gap* composicional en el campo mesosilíceo (Remesal *et al.* 2006). Considerando su asociación de facies y su evolución química Salani *et al.* (2009) relacionan este complejo con otros de características similares en el ámbito de la meseta.

### **Complejo Volcánico Barril Niyeu (Superunidad Quiñelaf)**

Es un complejo bimodal cuyo centro emisor coincide con la sierra de Chauchaiñeu, y está representado por rocas de composiciones mesosilíceas a ácidas, tanto lávicas como explosivas, con depósitos piroclásticos intercalados en la etapa temprana, y efusiones basálticas en la etapa tardía (Remesal *et al.* 2012). Este complejo está conformado por al menos cinco calderas de varios kilómetros de diámetro, siendo uno de los complejos bimodales *post-plateau* más grandes en el ámbito de la meseta.

Remesal *et al.* (2012) estudiaron las características petrológicas de este complejo y describieron las facies traquítica, piroclástica y basáltica. La facies traquítica está emplazada como flujos lávicos de corto recorrido y como domos con rasgos de flujo y vesiculación. La facies piroclástica comprende depósitos de caída y flujos piroclásticos de erupciones plinianas, en un primer estadio, y rocas ignimbríticas de coloración rosada, masivas o lajosas, en un segundo estadio. La facies basáltica corresponde a efusiones jóvenes, con predominio de lavas y eventos explosivos locales. Esta última facies está representada por basaltos de olivino, basaltos alcalinos de olivino y traquibasaltos. La serie comprendida entre las tres facies tiene tendencia alcalina, y sus contenidos de SiO<sub>2</sub> muestran un intervalo predominante en las composiciones intermedias (52-67 %). Las relaciones isotópicas <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd y <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr sugieren una mezcla entre una fuente mantélica empobrecida con contribuciones subordinadas de un manto enriquecido de tipo 1 (*EM-1, Enriched Mantle type I*).

Dataciones K-Ar en roca total de 20,6 ± 0,4 Ma (traquita) y 18,7 ± 0,4 Ma (traquibasalto), presentadas por Remesal *et al.* (2012), permitieron acotar este vulcanismo al Mioceno temprano.

## **Complejo Volcánico Alta Sierra (Superunidad Quiñelaf)**

Fue definido por Franchi *et al.* (2001) y está representado principalmente por lavas traquíticas, aunque también se reconocen tobas e intrusiones de igual composición, con la participación subordinada de basaltos y traquibasaltos. Las facies lávicas y piroclásticas yacen sobre los basaltos de la Formación Somuncurá, mientras que la relación de estas lavas con la unidad Vulcanitas Corona Chico es, según estos autores, difícil de determinar.

Entre los cerros que conforman este complejo se destaca el cerro Corona, del Mioceno inferior, estudiado por Maro y Remesal (2012), quienes indican que su edificio volcánico se apoya sobre rocas máficas de la unidad Vulcanitas Corona Chico. Este cerro comprende rocas traquiandesíticas basálticas, lavas traquíticas y material piroclástico subordinado. Este magmatismo presenta una discontinuidad de 2 % de SiO<sub>2</sub> entre las rocas máficas y los diferenciados ácidos. Teniendo en cuenta las características geoquímicas, Maro y Remesal (2012) proponen que los extremos composicionales son cogenéticos y que los magmas traquíticos serían el resultado de la evolución por cristalización fraccionada de las traquiandesitas basálticas.

Por otra parte, Remesal *et al.* (2016) estudiaron los anillos y coronas de reacción presentes en cristales de piroxeno de bajo contenido de Ca en lavas basálticas de los diferentes grupos petrográficos y geoquímicos establecidos. Según estos autores, tales texturas de desequilibrio adquieren mayor desarrollo en las lavas alcalinas, respecto a las subalcalinas.

La ubicación estratigráfica de este complejo se basa en edades K-Ar obtenidas por Linares (1979), con los siguientes valores: 8 Ma (traquita), 12 ± 1 Ma (cuerpo subvolcánico traquítico) y 11 Ma (domo traquítico). Algunas de estas edades fueron posteriormente revisadas por Franchi *et al.* (2001).

### 1.6 El vulcanismo plio-pleistoceno de la Meseta de Somuncurá

Entre las menciones del vulcanismo plio-pleistoceno en el ámbito de la Meseta de Somuncurá se destacan los aportes de Yllañez y Lema (1979), quienes obtuvieron una edad de 3 ± 2 Ma para un dique de composición basáltica del área de Telsen, mientras que Franchi y Sepúlveda (1979) y Ardolino y Delpino (1986) reconocieron lavas de edad pliocena al sureste y norte de la meseta. Por otra parte, Massaferró *et al.* (2014) estudiaron la petrología y geoquímica de los centros

monogénicos basálticos entre las latitudes de 40° S y 46° S, obteniendo edades K-Ar que varían entre 0,23 y 5 Ma (Plioceno-Pleistoceno).

Hacia el norte del área de estudio, Cortelezzi y Dirac (1969) dataron efusiones basálticas en la salina El Pito, posteriormente definidas como unidad **Basalto Trayen Niyeu** por Remesal *et al.* (2001), y obtuvieron edades de  $2,1 \pm 0,15$  y  $2 \pm 0,15$  Ma (Plioceno tardío). Sin embargo, recientemente Salani *et al.* (2006) dataron una andesita basáltica de la unidad Basalto Trayen Niyeu, en el área del cerro homónimo, obteniendo una edad K-Ar de  $18,8 \pm 0,5$  Ma (Mioceno inferior). Por su parte, Labudía *et al.* (2011) estudiaron una basanita alcalina del Cerro Medina (Fig. 2.1), ubicado al sur de la localidad de Prahuaniyeu. Esta roca comprende fenocristales de olivino, piroxeno, plagioclasa, ocasionalmente nefelina, óxidos de Fe-Ti y xenocristales de olivino; y documentan una edad K-Ar de  $3,2 \pm 0,7$  Ma (Plioceno).

## 2. Marco Tectónico

Desde el Jurásico superior hasta la actualidad, el margen occidental de la Patagonia norte ha demostrado ser marcadamente activo. En este sentido, en el Jurásico superior-Cretácico comienza la subducción de la placa de Aluk por debajo de la placa Sudamericana, generando el emplazamiento del Batolito Patagónico Norte (Pankhurst *et al.* 1999, Vaughan y Pankhurst 2008). A partir del Paleógeno, se produce la colisión de la dorsal Farallón-Aluk con la placa Sudamericana, permitiendo el acople de la placa de Farallón a la placa continental, a través de una falla transformante (Aragón *et al.* 2013). La migración hacia el sur, a lo largo del borde occidental continental, del punto de colisión de la dorsal Farallón-Aluk con la fosa, es el acontecimiento tectónico más importante del Paleógeno del extremo sur de América (Cande y Leslie 1986). Como resultado de esta colisión, a partir del Paleoceno se produce la implantación de un arco volcánico ensiálico en el cual pueden definirse dos fajas: a) la faja oriental, extraandina, paleocena-eocena, correspondiente a la Serie Andesítica Extraandina (Volkheimer 1964; Ramos 1982) o faja Pilcaniyeu (Rapela *et al.* 1988); y b) la faja occidental, andina, oligocena, correspondiente a la Serie Andesítica (Groeber 1918, 1954; Ljunger 1930; Feruglio 1941) o faja El Maitén (Rapela *et al.* 1988). Un abrupto cambio en el ángulo de colisión de las placas Sudamericana y Farallón, de oblicuo a prácticamente normal, producido entre los 27 y 25 Ma, deriva en la ruptura de la placa

de Farallón, formando así la placa de Nazca, la cual es subductada por debajo de la placa Sudamericana (Cande y Leslie 1986).

La Meseta de Somuncurá es el mayor campo volcánico de retroarco de la Patagonia y es uno de los que plantea mayores interrogantes en cuanto a su génesis a nivel global. El único evento tectónico contemporáneo a estas erupciones coincide con el desmembramiento de la placa de Farallón (Cande y Leslie 1986). En este sentido, Kay *et al.* (1992, 1993, 2007), Ntaflos *et al.* (2000) y Bjerg *et al.* (2005) proponen que la provincia geológica de Somún Cura estuvo asociada con una anomalía térmica en el manto, durante la reorganización de las placas, y consideran que la fuente mantélica del vulcanismo norte de Patagonia estaría relacionada con plumas de manto. Por su parte, Muñoz *et al.* (2000) proponen la asociación con una ventana astenosférica en la losa; mientras que de Ignacio *et al.* (2001) sugieren que la anomalía térmica fue producto de un ascenso de la astenósfera, a partir de la geometría cóncava hacia arriba de la losa subductada. Por otra parte, Remesal *et al.* (2012) atribuyen dicho magmatismo a un proceso de delaminación litosférica disparada por perturbaciones gravitacionales durante la reorganización de las placas.

## CAPÍTULO 3

### **METODOLOGÍA**

#### **1. Introducción**

El área de estudio se encuentra enmarcada dentro de la Hoja Geológica Maquinchao (escala 1:250.000). Sin embargo, no existen estudios antecedentes de detalle de las unidades lávicas y volcánicas en el sector de interés, exceptuando los aportes de Kay *et al.* (2007) y Remesal *et al.* (2012), en el sector sur del área, y los de Labudía *et al.* (2011) hacia el margen norte de la meseta y en el cerro Medina. Tal es así, que en el área de interés existen unidades estratigráficas, ampliamente distribuidas, cuya definición es de carácter informal (unidad Vulcanitas Corona Chico), y unidades que no cuentan con análisis geoquímicos antecedentes en el área (Formación Cerro Cortado, Formación Somuncurá, unidad Vulcanitas Corona Chico).

Durante el desarrollo del presente trabajo de investigación se realizó un exhaustivo muestreo y reconocimiento de las unidades en el campo (Capítulo 4). Posteriormente, se efectuaron análisis petrográficos (Capítulo 5), geoquímicos (Capítulo 6), mineralógicos (Capítulo 7) e isotópicos (Capítulo 8) de muestras de roca seleccionadas. A partir de las características geológicas identificadas en las muestras, y por comparación con las unidades estratigráficas definidas en la región, se realizó la caracterización de las unidades volcánicas y volcánicas del área de estudio, asignándole a cada una su correspondiente nomenclatura estratigráfica. A partir de dicha caracterización se efectuó el mapa geológico del área (escala 1:200.000) (Anexo I), basado en la Hoja Geológica Maquinchao, aunque con modificaciones respecto a esta última.

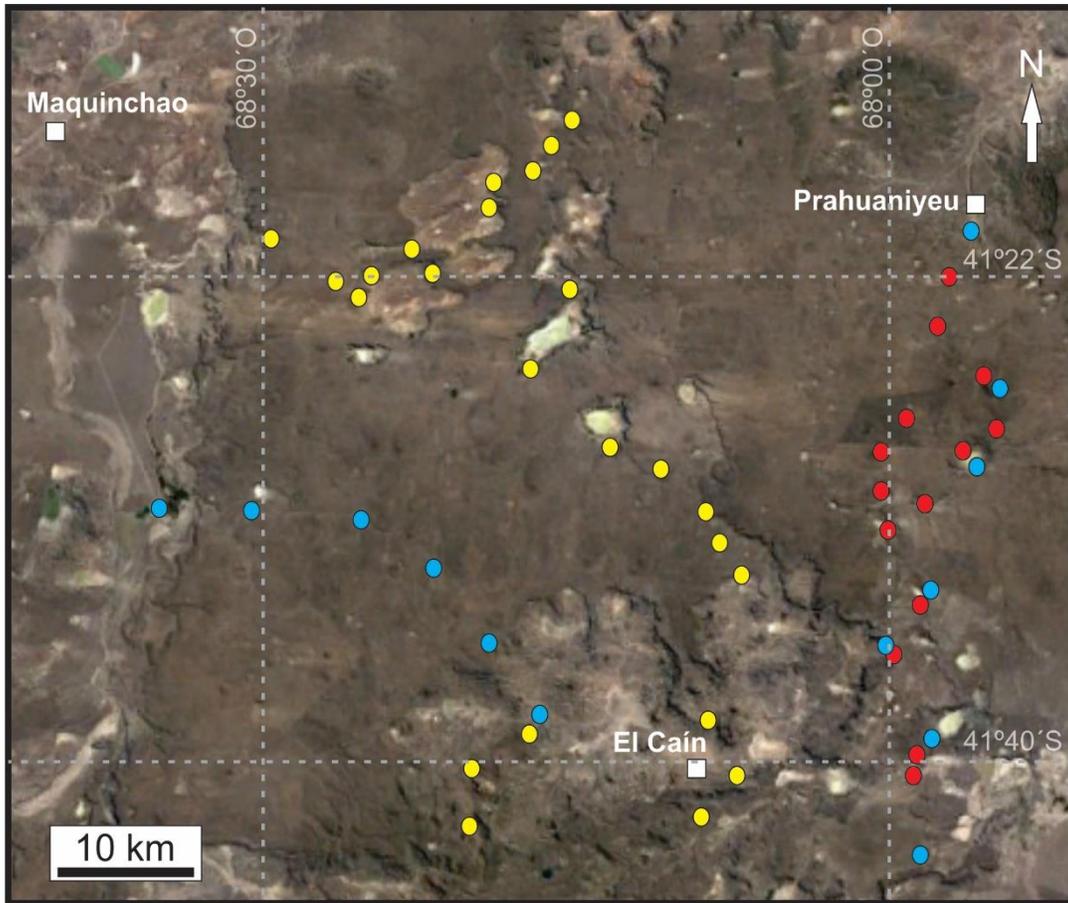
#### 1.1 Trabajos de campo

Se realizaron dos viajes al área de estudio durante Febrero de 2016 y Febrero de 2017. Para la programación de los mismos se utilizaron imágenes satelitales a partir de las cuales se realizó un reconocimiento general del área de interés y se planificaron los posibles sitios a relevar. Durante dichas campañas se enfatizó en el estudio y la toma de muestras representativas mediante el levantamiento de perfiles en dirección N-S, E-O, NO-SE, que permitieron establecer las relaciones de campo entre las diferentes unidades lávicas y su correlación, cuando fuera posible, con centros

efusivos. Asimismo, se realizaron perfiles verticales en los frentes de afloramiento de diferentes bajos topográficos dentro del área de estudio de la Meseta de Somuncurá, donde la estratigrafía de las distintas coladas máficas se encuentra mejor representada. En este sentido, se prestó especial atención en la ubicación estratigráfica de las muestras de cada colada de lava y del material volcánico intercalado, cuando estaba presente.

Durante ambas campañas se colectaron un total de 171 muestras de roca, prestando especial atención a las coladas de lava, cuerpos subvolcánicos y a los depósitos volcánicos intercalados entre las coladas, o localizados hacia la base de los perfiles relevados. Además, se tuvo acceso a las muestras recolectadas por el Director de la tesis durante el año 2009, en el marco de la tesis de magister del Mg. Johann Reitingner de la *University of Vienna*. La información obtenida durante las campañas de 2016 y 2017, sumado a la información correspondiente al año 2009, proporcionan una buena cobertura de las litologías del área de estudio (Fig. 3.1), tanto sobre la superficie de Meseta de Somuncurá como en los principales bajos topográficos de la misma.

Las muestras de roca fueron extraídas mediante el uso de masa y piqueta, los sitios de muestreo y de control de campo fueron posicionados con GPS *Garmin eTrex Vista* y se tomaron fotografías de los afloramientos muestreados y de los rasgos de interés observados. Las coordenadas geográficas de los puntos de muestreo y de control fueron descargadas con el programa *MapSource* y representadas en el programa *Google Earth*. En el Anexo II se presentan las coordenadas geográficas de los sitios de muestreo del área de estudio.



**Figura 3.1:** Imagen satelital de *Google Earth* correspondiente al área de estudio, donde se indican los sitios de muestreo mediante círculos de diferentes colores: celeste año 2009, rojo campaña de 2016 y amarillo campaña de 2017.

## 1.2 Tareas de gabinete

### 1.2.1 Recopilación de antecedentes

En la primera etapa de trabajo, las actividades se centraron en la búsqueda de antecedentes bibliográficos y cartográficos, tanto del sector a estudiar como de toda la Meseta de Somuncurá. Además, se recopiló toda la información preexistente acerca del marco tectónico del área y de zonas geotectónicamente relacionadas a la misma. Dichos antecedentes fueron importantes para conocer las características geológicas generales ya establecidas para las rocas que integran a la meseta, para saber hasta dónde se avanzó en el estudio de las unidades lávicas máficas y volcanoclásticas, y para identificar las problemáticas aún existentes en la zona. Toda esta información fue tenida en cuenta en cada una de las etapas del trabajo realizado en esta tesis.

Por otra parte, se recopilaron libros y trabajos básicos de petrología ígnea-volcánica y geoquímica, así como trabajos científicos relacionados a rocas basálticas y a eventos volcánicos tales como los que se estudian en este trabajo, así como trabajos científicos sobre el magmatismo característico de ambientes de retroarco e intraplaca.

### 1.2.2 Técnicas para el análisis petrográfico

Se seleccionaron las muestras de roca más representativas de la problemática en estudio, teniendo en cuenta sus relaciones estratigráficas así como las variedades petrológicas. En el Laboratorio de Petrotomía del Departamento de Geología de la Universidad del Sur y del Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR), se realizaron 67 secciones delgadas para análisis petrográfico y 9 secciones pulidas para estudios de microsonda. Además, se efectuaron 30 secciones delgadas de muestras de roca obtenidas por el Director de la tesis durante trabajos de campo en 2009.

El análisis petrográfico detallado de las secciones delgadas se realizó con un microscopio *Nikon Eclipse E400 POL*, con el cual también se sacaron fotomicrografías representativas de las muestras estudiadas. A partir de dicho análisis se reconocieron las fases minerales primarias y secundarias, así como las relaciones texturales presentes en las diferentes litologías muestreadas.

Las fotomicrografías fueron editadas con el programa *CorelDRAW X5* y *X7*, y las abreviaturas usadas para los nombres de los minerales a lo largo del texto de la tesis, corresponden a Whitney y Evans (2010).

Se utilizaron las clasificaciones modales de Streckeisen (1978) y Le Maitre *et al.* (2002), propuestas por la *International Union of Geological Sciences* (IUGS) para determinar la nomenclatura de las rocas ígneas volcánicas estudiadas, así como también las clasificaciones de Pettijohn *et al.* (1987) y Scasso y Limarino (1997), para la nomenclatura de las rocas volcanoclásticas.

### 1.2.3 Técnicas para el análisis geoquímico de roca total

A partir del estudio petrográfico, se seleccionaron 83 muestras representativas de las diferentes litologías de interés para la realización de análisis geoquímicos de roca total (Anexo III), las cuales fueron enviadas a dos laboratorios externos y uno local. En el laboratorio *Activation Laboratories*

(ActLabs) de Canadá se realizaron análisis geoquímicos en roca total de elementos mayoritarios y traza, incluidos los elementos de tierras raras (4LITHORESEARCH) mediante el uso de un espectrómetro de masa acoplado por inducción (ICP-MS). Por otra parte, en el *Department of Lithospheric Research* de la *University of Vienna*, Austria, se realizaron los análisis geoquímicos en roca total de elementos mayoritarios y trazas por espectrometría de rayos X, con un equipo *Phillips PW 2400* y con un equipo de ICP-MS *Agilent 7500*, respectivamente. En el laboratorio *Bureau Veritas Minerals*, de la provincia de Mendoza, se efectuaron análisis químicos en roca total de elementos traza, incluidos los elementos de las tierras raras (LF100), con un equipo ICP-MS.

Los valores de óxidos mayoritarios y elementos traza, indicados en el Capítulo 6 y en el Anexo III, están expresados como % en peso y como partes por millón (ppm), respectivamente.

El #Mg se calculó teniendo en cuenta el peso molar de las moléculas de FeO y MgO en cada una de las muestras analizadas, aplicando la fórmula:

$$\#Mg = [(MgO/40,3)/((MgO/40,3)+(FeO/71,65))]*100.$$

Los contenidos de  $Fe_2O_{3TOTAL}$  fueron recalculados a  $FeO_{TOTAL}$ . Las concentraciones de  $Fe_2O_{3TOTAL}$  fueron divididos por 1,11135, obteniendo así los valores de  $FeO_{TOTAL}$  de cada muestra. Posteriormente, se realizó el recalcó de los contenidos de óxidos mayoritarios para cada muestra, multiplicándolos por un factor equivalente a la relación entre el *total del análisis de laboratorio* y el *total con FeO*.

Los análisis geoquímicos en roca total permitieron clasificar a las muestras utilizando los diagramas para rocas volcánicas de Le Bas *et al.* (1986) y de Pearce (1996). Además, se utilizaron diagramas binarios y de distribución de abundancias relativas, normalizados a diferentes patrones. Los diagramas geoquímicos de elementos mayoritarios en roca total se realizaron utilizando los análisis de las muestras en base anhidra.

Los datos geoquímicos fueron procesados en planillas de cálculo utilizando el programa *Microsoft Excel 2010* y los diagramas antes mencionados fueron realizados con el programa *IGPET* y editados con el programa *CorelDRAW X5* y *X7*.

#### 1.2.4 Técnicas para el análisis de química mineral

Una vez definidas las diferentes unidades litológicas en base a sus características petrográficas y geoquímicas, se seleccionaron 11 muestras para la realización de análisis químicos de elementos mayoritarios en silicatos (Anexo IV). La preparación de las secciones pulidas para microsonda se llevó a cabo en el Laboratorio de Petrotomía del Departamento de Geología de la Universidad del Sur y del INGEOSUR.

Merced a una beca obtenida en el marco del “Programa de Becas destinadas a Jóvenes Docentes para financiar Pasantías en Centros de Investigación de Primer Nivel” de la Universidad Nacional del Sur, se concretó una pasantía en el *Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinamicos e Ambientais, Universidade de Brasilia*, Brasil, bajo la supervisión de la Dra. Natalia Hauser, donde se efectuaron análisis de química mineral en 7 muestras de lava (3 traquibasaltos y 4 andesitas basálticas), mediante el uso de una microsonda *JEOL JXA-8230*, con espectrómetro dispersivo en longitud de onda (WDS). Las condiciones analíticas estándar utilizadas para la rutina de análisis de los silicatos fueron: 15 kV de aceleración y corriente de 20 nA. A su vez, se emplearon los siguientes patrones minerales y sustancias sintéticas para calibrar la concentración de los elementos analizados: microclino para Si, K, Al; andradita para Fe y Ca; forsterita para Mg;  $MnTiO_3$  para Ti y Mn; vanadinita para V y Cl,  $BaSO_4$  para Ba; albita para Na; apatito para P.

Por otra parte, en el *Institute of Earth Sciences, Karl Franzens University of Graz*, Austria, se realizaron análisis de química mineral en 2 muestras de traquiandesitas basálticas, con una microsonda *JEOL 6310 SEM*. Las condiciones analíticas estándar utilizadas para la rutina de análisis de los silicatos fueron: 15 kV voltaje de aceleración y corriente de 20 nA. Se emplearon los siguientes patrones minerales: adularia para Si, K, Al; granate u olivino para Fe y Mg; titanita para Ca y Ti; rodonita para Mn; gahnita para Zn; cromita para Cr; atacamita para Cl; flogopita para F, NiO para Ni y jadeita para Na. Los límites de detección varían entre 0,05 a 0,1 % en peso para el sistema WDS (F y Na), y 0,1 a 0,5 % en peso para el sistema EDS (espectrómetro dispersor de energía), usado en el resto de los elementos analizados. El tiempo de conteo de cada medición fue de 100 segundos y los efectos de matrix fueron corregidos según Bence y Albee (1968) para los análisis de microsonda, y ZAF para los análisis de EDX y WDS.

A ello se suman análisis de química mineral en 2 muestras, un traquibasalto y una basanita, realizados en el *Department of Lithospheric Research, University of Vienna*, Austria, con una

microsonda electrónica EMPA (Electron Probe Microanalyzer) *Cameca SX100*, equipada con cuatro espectrómetros WDS y un espectrómetro EDS. Las condiciones instrumentales correspondientes fueron: 15 kV voltaje de aceleración y corriente de 20 nA. La calibración se efectuó con los siguientes estándares minerales: Si, K, Al, Adularia; Fe, Mg, Granate u Olivino, Ca, Ti, Titanita; Mn, Rodonita; Zn, Gahnita; Cr, Cromita; Cl, Atacamita; F, F-Flogopita; Ni, NiO; Na, Jadeita. Se aplicó el método ZAF para la corrección matricial de los análisis EDS y WDS.

Los valores de óxidos mayoritarios y elementos traza, indicados en el Capítulo 7 y en el Anexo IV, están expresados como % en peso y como partes por millón (ppm), respectivamente.

Los datos de química mineral fueron procesados en planillas de cálculo utilizando el programa *Microsoft Excel 2010* y los diagramas geoquímicos fueron realizados con el programa *IGPET* y editados con el programa *CoreDRAW X5* y *X7*.

A partir de los análisis de química mineral se emplearon dos geotermómetros para conocer la temperatura de las lavas. Los cálculos y las ecuaciones utilizadas se presentan en los Anexos V y VI.

#### 1.2.5 Técnicas para el análisis de isotopos radiogénicos

En el transcurso de la pasantía llevada a cabo en el *Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinamicos e Ambientais, Universidade de Brasilia*, Brasil, se realizaron 12 análisis de isótopos radiogénicos correspondientes a los sistemas Rb-Sr y Sm-Nd, en muestras de rocas lávicas de composición basáltica. Dichas muestras fueron pulverizadas en el Laboratorio de Petrotomía del Departamento de Geología de la Universidad del Sur y del INGEOSUR, y posteriormente tratadas en el *Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinamicos e Ambientais, Universidade de Brasilia*. Los análisis se realizaron siguiendo los métodos propuestos por Gioia y Pimentel (2000).

Las relaciones  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  fueron medidas usando espectrometría por ionización térmica (ID-TIMS), mediante el uso de los equipos *MAT-262* y *Triton*. Se utilizaron los siguientes estándares: NBS 987  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ : 0,71029; BHVO 2  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ :  $0,512993 \pm 6$ ; y JM  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ :  $0,512251 \pm 6$ .

Los datos isotópicos obtenidos fueron procesados en planillas de cálculo utilizando el programa *Microsoft Excel* 2010. Los diagramas presentados fueron realizados con los programas *IGPET* y *Microsoft Excel* 2010, y editados con el programa *CorelDRAW X5* y *X7*.

En el Anexo VII se presentan los coeficientes de partición utilizados en los modelados petrogenéticos realizados, los cuales corresponden a Rollinson (1993), a la base de datos del GERM (<https://earthref.org>), y referencias en ellos citadas. En los Anexos VIII a XIII se presentan los modelados petrogenéticos efectuados, junto a los cálculos y ecuaciones empleadas.

### 1.2.6 Mapa geológico

A partir de los datos de campo relevados y la información de las muestras de roca estudiadas, se efectuó un mapa geológico del área (Anexo I), el cual está basado en la Hoja Geológica 4169-IV Maquinchao (Remesal *et al.* 2001), pero al que se incorporan modificaciones producto del estudio llevado a cabo en esta tesis. Asimismo, se realizaron perfiles columnares esquemáticos donde se presenta la relación estratigráfica entre las distintas unidades geológicas estudiadas.

Tanto el mapa geológico como los perfiles columnares, presentados en el Anexo I, fueron realizados mediante el uso de los programas *Google Earth*, *Stitch Map*, *Global Mapper* y *Corel Draw X5* y *X7*.

## CAPÍTULO 4

### **YACENCIA DE LOS NIVELES VOLCÁNICOS Y VOLCANICLÁSTICOS DEL ÁREA DE ESTUDIO**

#### **1. Introducción**

En el área de interés las unidades estudiadas presentan cuatro tipos de yacencia: a) conos y cuellos volcánicos ubicados en el área del bajo de El Caín, b) coladas de lavas máficas, ampliamente distribuidas en el área de estudio, que conforman la meseta propiamente dicha, c) conos volcánicos y coladas de reducida extensión, que sobreyacen las lavas de la meseta, d) niveles volcanoclásticos intercalados entre las coladas de lavas, y hacia la base de las mismas.

En el Cuadro 4.1 se indican las muestras estudiadas que corresponden a cada uno de los tipos de yacencia mencionados.

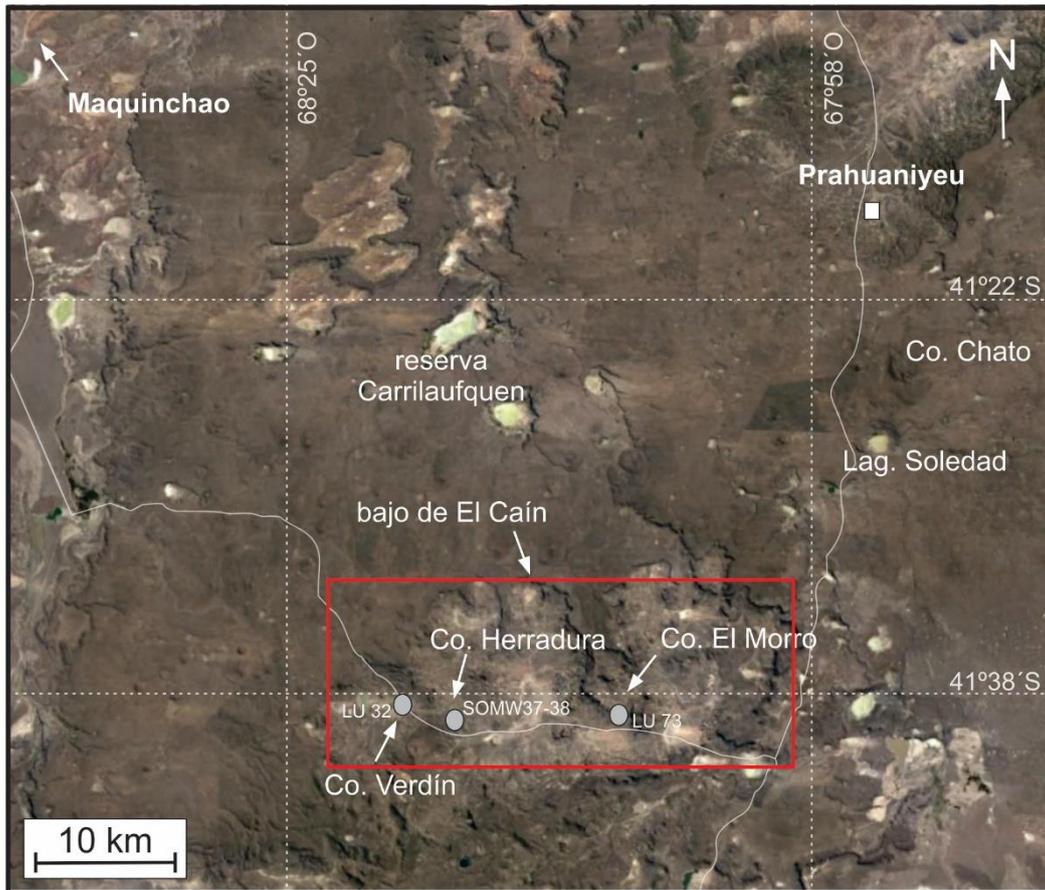
#### 1.1 Conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín

En el bajo de El Caín se reconocen numerosos conos y cuellos volcánicos que constituyen elevaciones aisladas (Figs. 4.1 y 4.2a-c), cuyas relaciones de campo con las coladas de lavas propias del ambiente de meseta no son visibles. Sus características particulares son las siguientes:

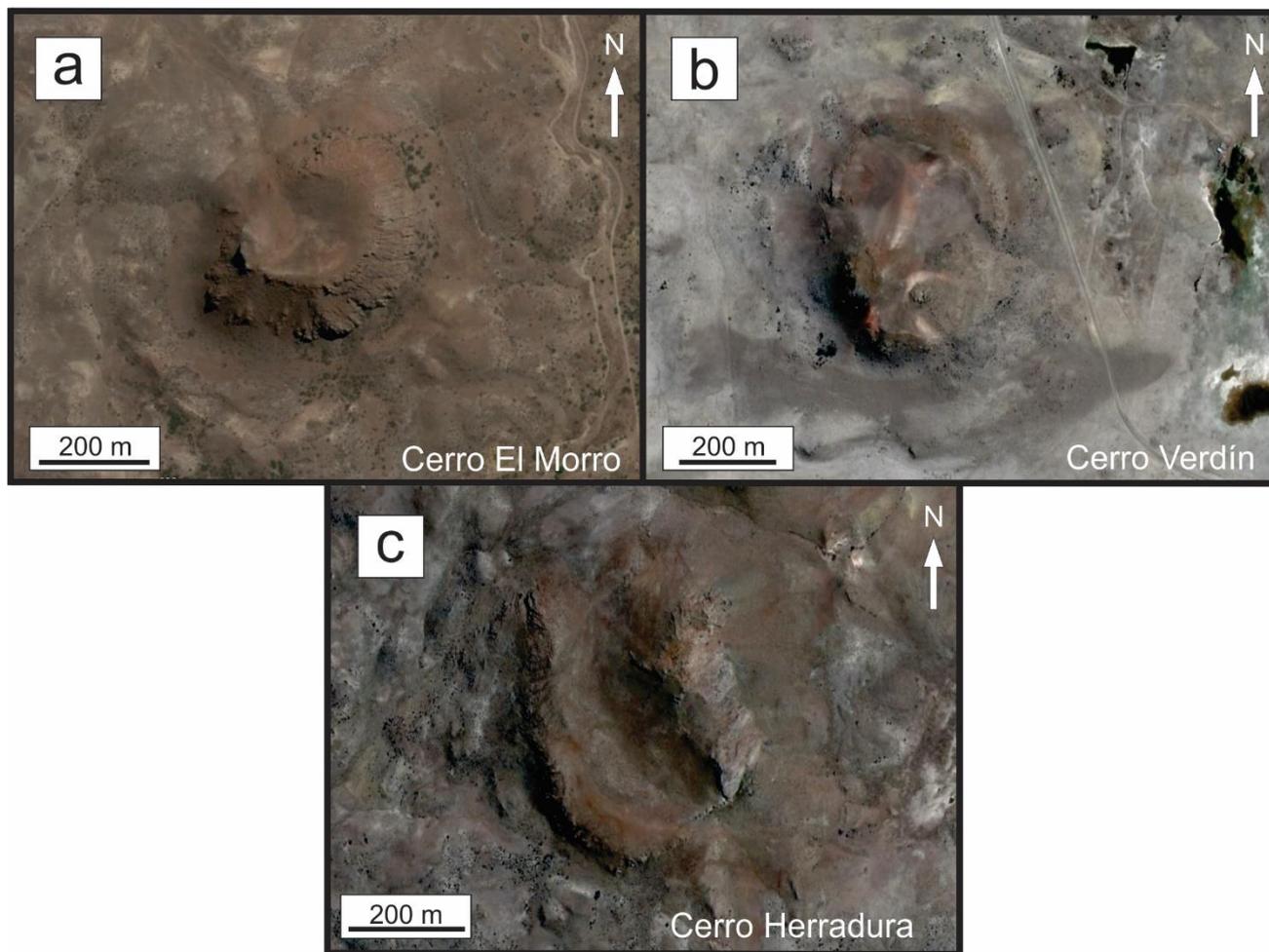
*Cerro El Morro:* Se encuentra a 2,6 km al noreste del poblado de El Caín (Fig. 4.1). Presenta forma de cono volcánico (Figs. 4.2a y 4.3a), con una base de 400 m de diámetro y una altura máxima de 1100 m.s.n.m. Las rocas que lo componen son de color oscuro con textura afanítica.

*Cerro Verdín:* Está ubicado a la vera del camino que une el poblado de El Caín y la localidad de Maquinchao (Fig. 4.1). Presenta una morfología circular (Figs. 4.2b y 4.3b), con una base de entre 400 y 450 m de diámetro, y una altura de 1100 m.s.n.m. Está compuesto por lavas oscuras con textura fanerítica porfírica, en las que se reconocen pequeños fenocristales de piroxeno, de coloración verdosa en una matriz afanítica.

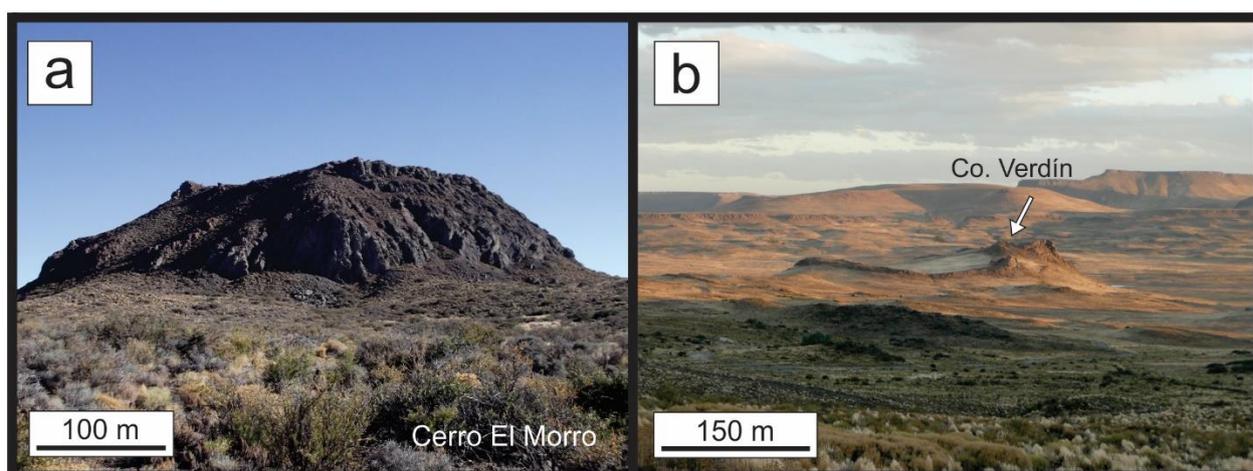
*Cerro Herradura:* Se encuentra a la vera del camino que une el poblado de El Caín y la localidad de Maquinchao, unos 3 km al este del cerro Verdín (Fig. 4.1). Presenta una base de 650 m de diámetro y una altura aproximada de 1200 m.s.n.m (Fig. 4.2c). Está compuesto por lavas masivas, de color gris oscuro, grano fino a medio y textura afanítica.



**Figura 4.1:** Imagen satelital de *Google Earth* correspondiente al área de estudio, donde se indican los sitios de muestreo de los conos y cuellos volcánicos estudiados en el bajo de El Caín (indicado con el recuadro rojo).



**Figura 4.2:** Imágenes satelitales de *Google Earth* correspondiente a los conos y cuellos volcánicos estudiados en el bajo de El Cañ. a) El Morro. b) Verdín. c) Herradura.

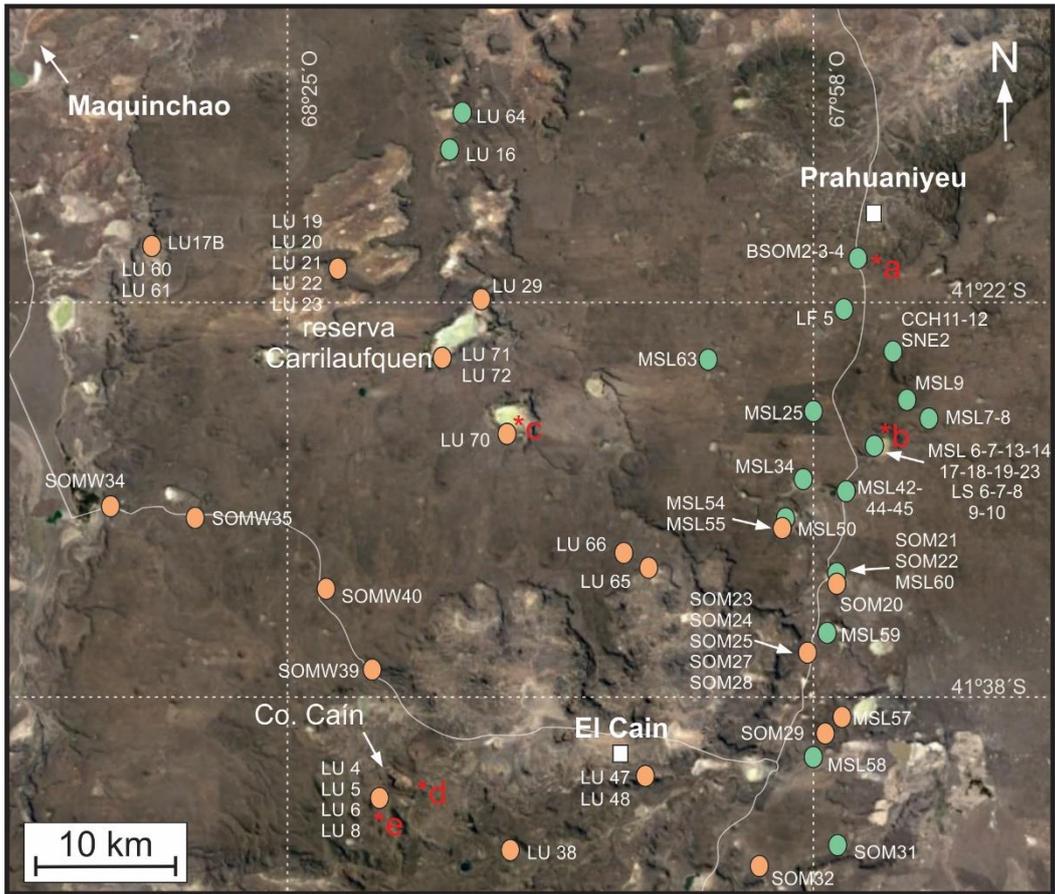


**Figura 4.3:** Morfología de los conos y cuellos volcánicos estudiados en el bajo de El Cañ. a) El Morro. b) Verdín.

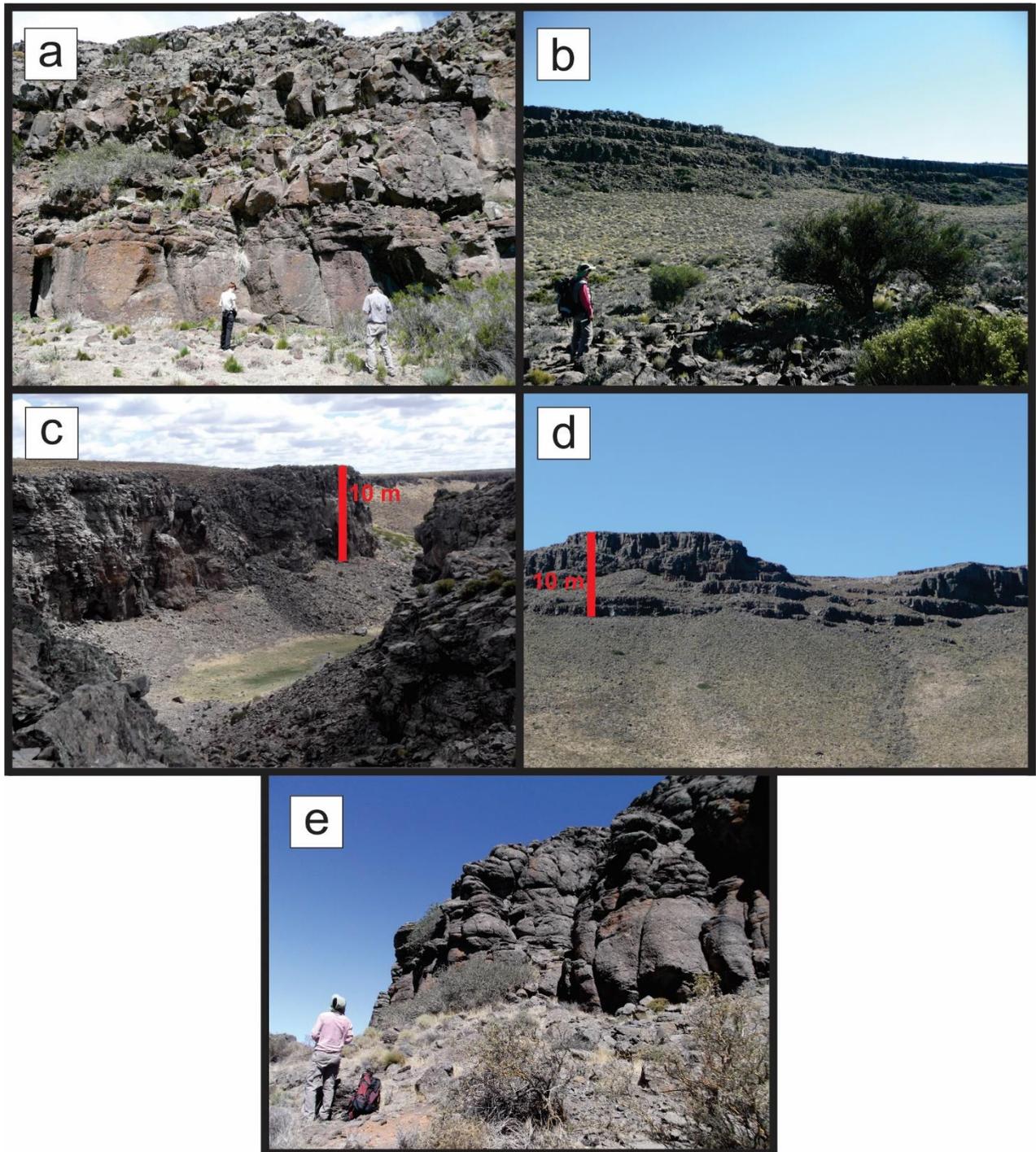
## 1.2 Coladas de lavas máficas

En del área de estudio cubren una extensión de aproximadamente 3100 km<sup>2</sup> (Fig. 4.4) y tienen una disposición horizontal a subhorizontal. Son de color gris oscuro (Fig. 4.5a-e) y presentan estructura masiva, textura afanítica a fanerítica porfírica, y vesicularidad variable que puede observarse tanto en el techo como en la base de las coladas. Los espesores individuales oscilan entre 0,5 a 10 m (Fig. 4.5a-e), aunque en los frentes verticales expuestos en los bajos topográficos de la meseta, conforman sucesiones de coladas que, en conjunto, alcanzan hasta 20 m.

El relevamiento y la toma de muestras representativas se efectuaron sobre la superficie de la meseta, mediante perfiles en dirección N-S y E-O, y en los frentes de afloramiento de los bajos topográficos, donde la estratigrafía de las distintas coladas se encuentra mejor representada y además es accesible al muestreo.



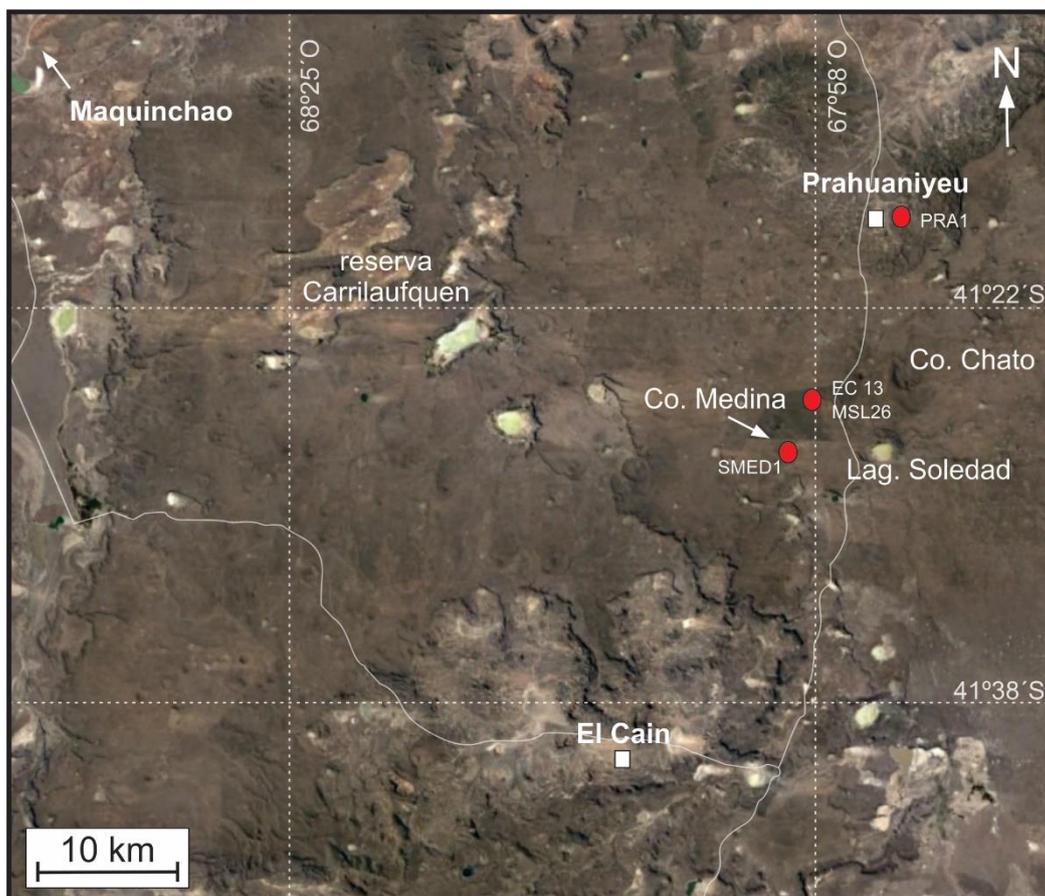
**Figura 4.4:** Imagen satelital de *Google Earth* correspondiente al área de estudio, donde se indican los sitios de muestreo de coladas de lavas máficas. Los círculos de color verde corresponden a los basaltos A y los anaranjados a los basaltos B (para la distinción de basaltos A y B véase el Capítulo 5: Petrografía, apartado 1.2). Los asteriscos rojos indican la ubicación de las imágenes de la Figura 4.5, con la letra correspondiente.



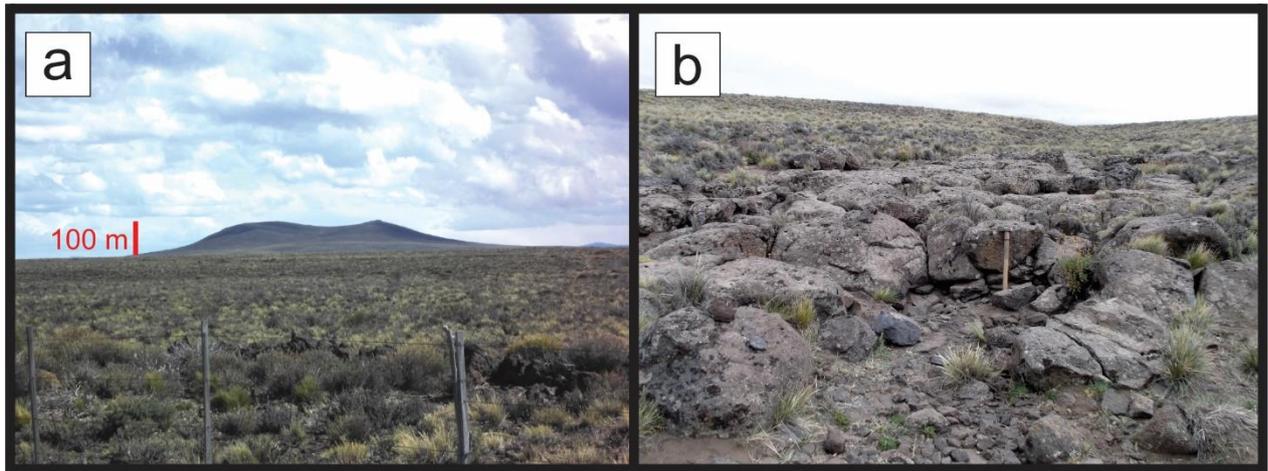
**Figura 4.5:** **a)** Sucesión de las coladas de lavas máficas correspondientes a los basaltos A, en las inmediaciones del poblado de Prahuaniyeu, en los márgenes de la meseta. **b)** Sucesión de las coladas de lavas máficas correspondientes a los basaltos A, en el área de la laguna Soledad. **c)** Detalle del espesor de las coladas de lavas máficas correspondientes a los basaltos B, en el bajo de la reserva Carrilaufquen. **d)** Sucesión de las coladas de lavas máficas correspondientes a los basaltos B, al este del cerro Caín. **e)** Nivel de colada de lava máfica B, al sur del cerro Caín. Para la distinción de basaltos A y B véase el Capítulo 5: Petrografía, apartado 1.2.

### 1.3 Conos volcánicos y coladas de reducida extensión que sobreyacen la meseta

Entre los conos volcánicos del área de estudio, se destaca principalmente el cerro Medina, ubicado a la vera de la ruta provincial Nro. 8 que une los poblados de Prahuaniyeu y El Caín (Fig. 4.6). Presenta una base de 1,2 km y una altura de aproximadamente 100 m sobre el nivel de la meseta (Fig. 4.7a). Por otra parte, en las inmediaciones del cerro Medina, así como en los alrededores del poblado de Prahuaniyeu, se destacan coladas de reducida extensión, masivas, de color gris oscuro (Fig. 4.7b) y textura afanítica a porfírica. Algunas de estas lavas poseen textura escoriácea y, ocasionalmente, presentan xenolitos peridotíticos.



**Figura 4.6:** Imagen satelital de *Google Earth* correspondiente al área de estudio, donde se indican los sitios de muestreo de los conos volcánicos y coladas de reducida extensión, que sobreyacen las lavas de la meseta.

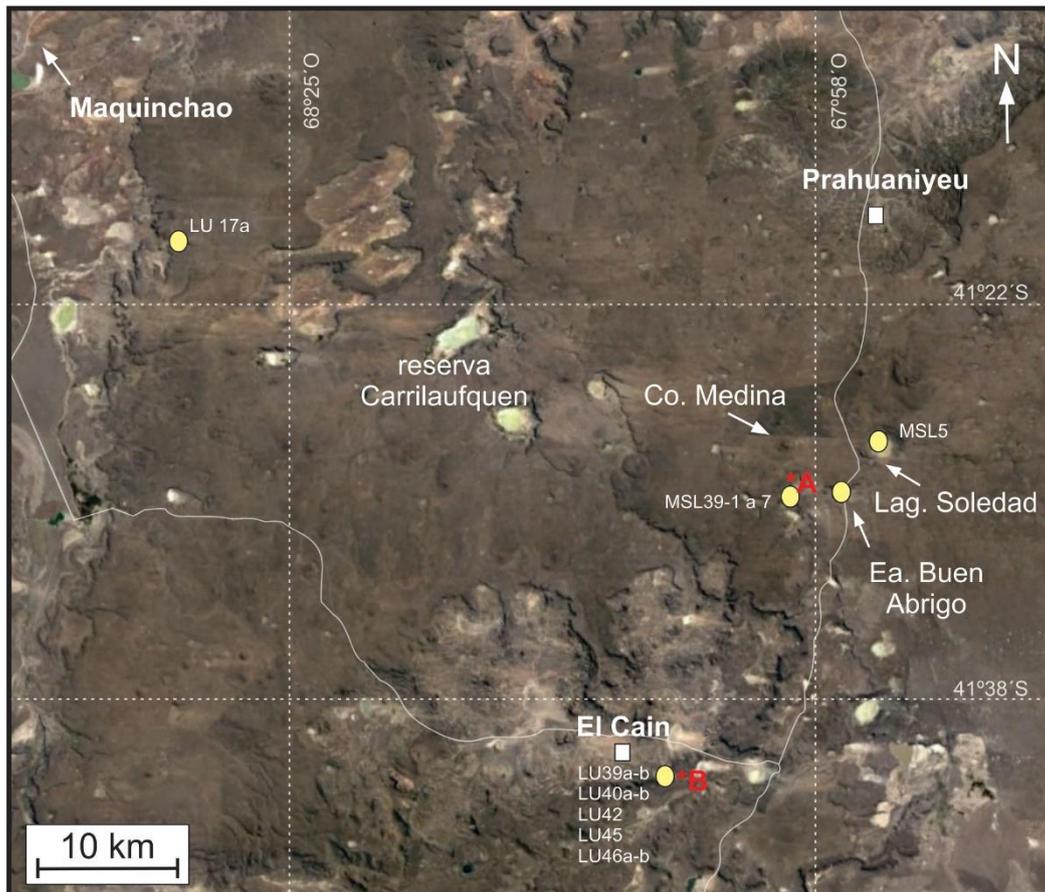


**Figura 4.7:** a) Cerro Medina. b) Colada de lava ubicada al noreste del cerro Medina.

#### 1.4 Niveles volcániclasticos

Estos niveles fueron reconocidos principalmente en los bajos topográficos, ya sea intercalados entre las coladas de lavas máficas, o hacia la base de las mismas, donde han sido preservados de la erosión.

En las inmediaciones de la localidad de El Caín, en la laguna Cardozo y en el bajo de la Estancia Buen Abrigo (Fig. 4.8) se encontraron las sucesiones más potentes, con espesores de entre 5 y 40 m. Por otra parte, se reconocieron depósitos volcániclasticos con espesores de entre 0,5 y 5 m, intercalados entre coladas de lavas en: a) las cercanías a la laguna Soledad; b) al sureste y noroeste de la reserva Carrilauquen; c) al sureste y suroeste del poblado de El Caín (Fig. 4.8).



**Figura 4.8:** Imagen satelital de *Google Earth* correspondiente al área de estudio, donde se indican los sitios de muestreo de los depósitos volcániclasticos estudiados. Los asteriscos rojos indican la ubicación de los perfiles columnares de la Figura 4.9. La letra A corresponde a la sucesión volcániclastica del sector de la laguna Cardozo, y la B a la sucesión volcániclastica del sector sureste de El Caín.

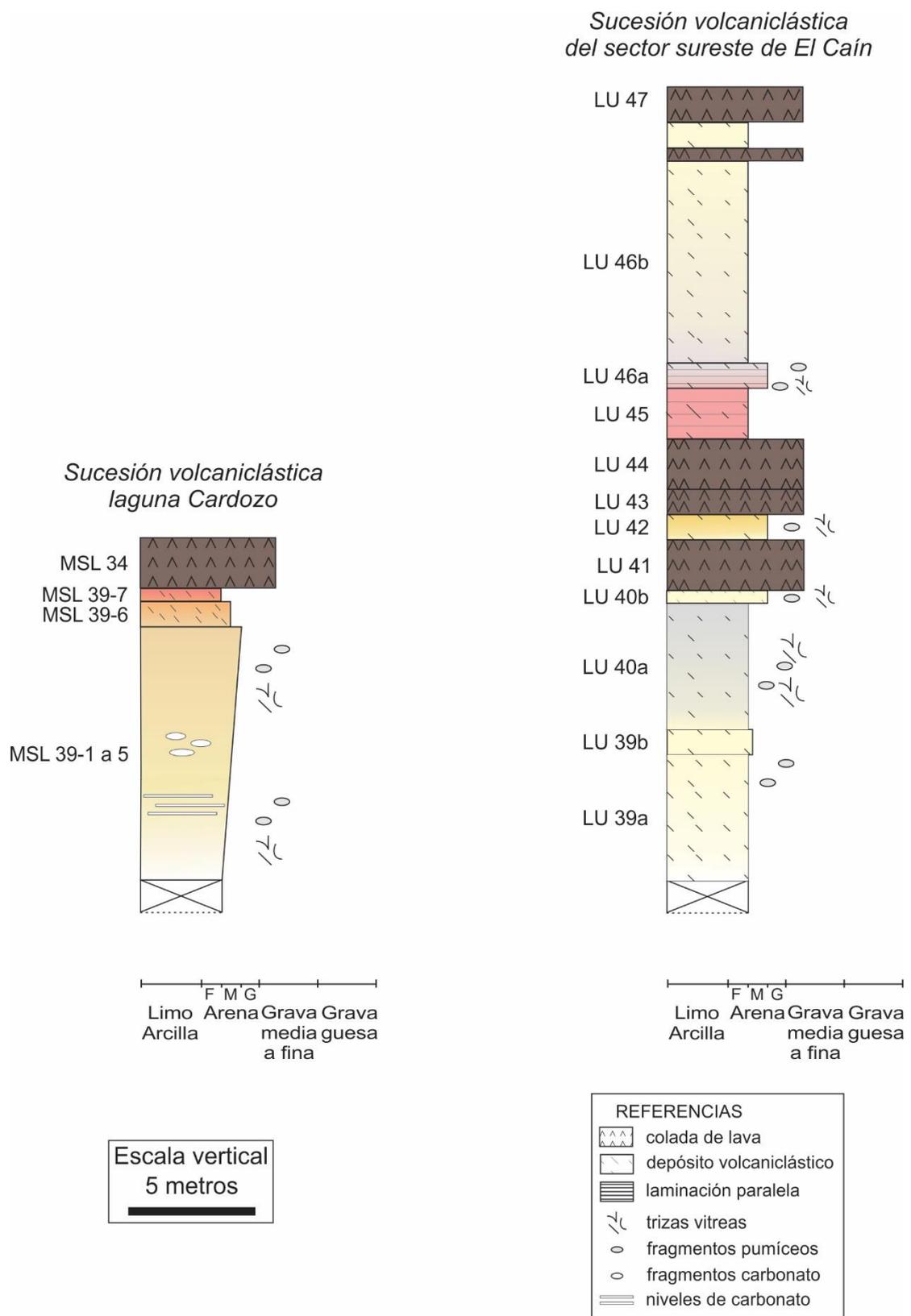
A continuación, se describen dos sucesiones volcániclasticas ubicadas al sur del cerro Medina y al sureste del poblado de El Caín (Fig. 4.8), las cuales fueron esquematizadas en los perfiles columnares de la Figura 4.9. Los espesores de cada nivel fueron estimados en base a mediciones altimétricas de GPS con base topográfica incorporada, tomándose en consideración los cambios observados en las características del afloramiento. En la sección 1.4 del Capítulo 5, se describen las características petrográficas de algunas de las muestras representativas que forman parte de estos perfiles.

### *Sucesión volcániclaística del sector de la laguna Cardozo*

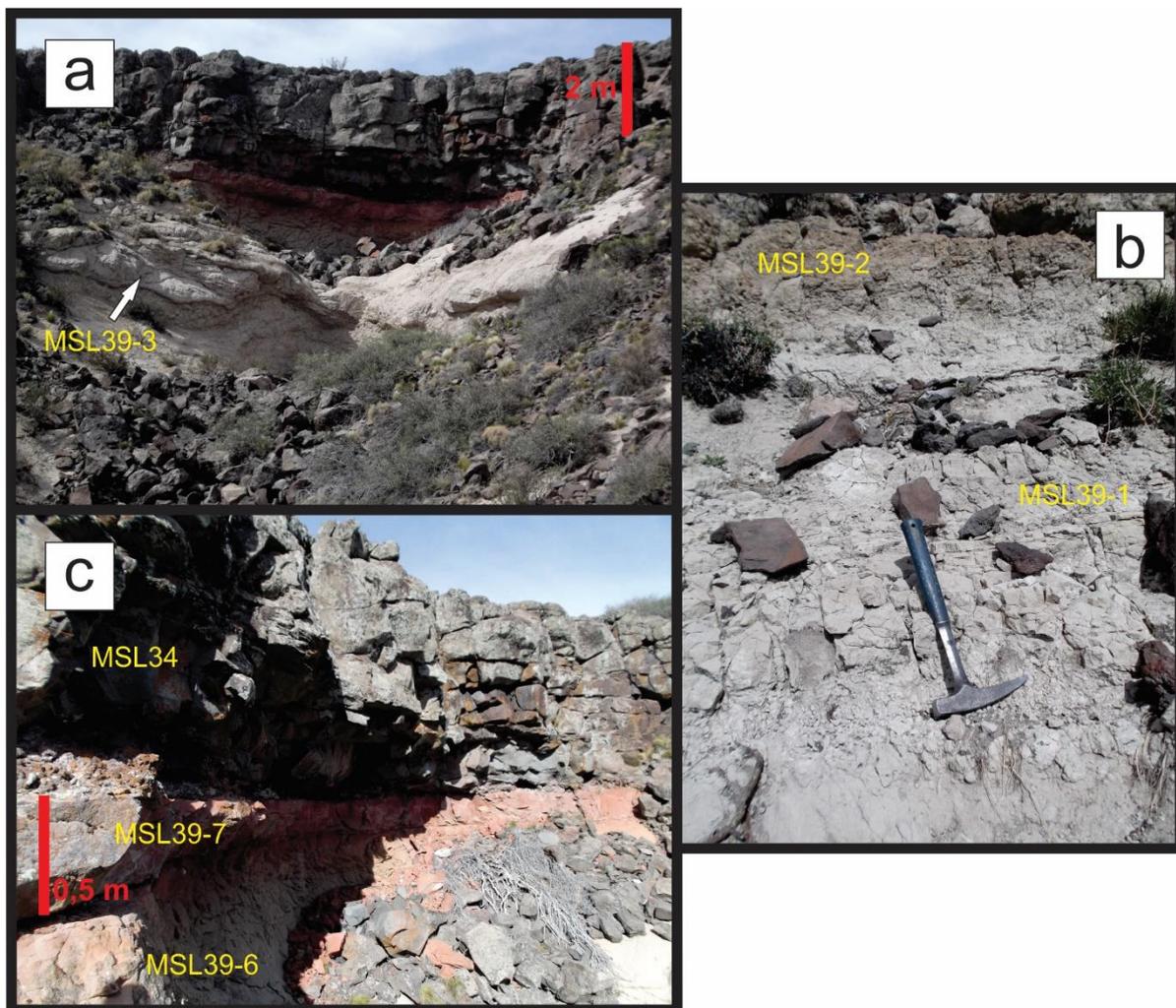
Esta sucesión se encuentra en el bajo topográfico de la laguna Cardozo, ubicado a 3,5 km al sur del cerro Medina (Fig. 4.8) y presenta un espesor estimado de 13,5 m, aunque la base del perfil no está expuesta (Figs. 4.9 y 4.10a).

El nivel inferior es de color blanquecino a amarillento pálido y posee aproximadamente 10 m de espesor, el cual presenta variaciones internas transicionales hacia el techo de este nivel. Estas variaciones fueron registradas mediante diferentes muestras desde la MSL39-1 en la base, hasta la MSL39-5 hacia el tope del nivel. La muestra MSL39-1 está representada por una toba fina, de coloración blanquecina, moderadamente consolidada, con buena selección, fábrica isotrópica y estructura masiva, que pasa transicionalmente hacia una toba más consolidada (MSL39-2) (Fig. 4.10b), de coloración amarillenta, con niveles de carbonato intercalados. Avanzando hacia el tope, se reconocen concreciones de carbonato de pocos centímetros (MSL39-3) (Fig. 4.10a) inmersos en la toba, y hacia el techo, la granulometría aumenta transicionalmente, con componentes tamaño arena media, y coloración amarillenta a parduzca (MSL39-4 y MSL39-5). El nivel inferior antes descrito presenta fragmentos pumíceos y trizas vítreas cuyos tamaños no superan 1 cm.

El siguiente nivel (MSL39-6) (Fig. 4.10c) presenta un espesor estimado de 1 m, está representado por una toba fina a media, de coloración anaranjada a amarillenta, consolidada, con buena selección, fábrica isotrópica y estructura masiva. A este nivel le sobreyace otro nivel de 0,5 m de espesor, representado por la muestra MSL39-7 (Fig. 4.10c), que corresponde a una toba fina, de coloración rojiza, fábrica isotrópica y estructura masiva, cuyos componentes están totalmente alterados debido al efecto térmico de la colada de lava que la cubre. Hacia el techo de la sucesión volcániclaística se reconoce una colada de lava máfica de aproximadamente 2 m de espesor (MSL34) (Fig. 4.10a, c), de color gris oscuro, de estructura vesicular en la base y masiva hacia el techo y textura afanítica.



**Figura 4.9:** Perfiles columnares correspondientes a las sucesiones volcániclasticas situadas en la laguna Cardozo y al sureste del poblado de El Caín. Los espesores representados en los perfiles son aproximados. A la izquierda de cada perfil se indica el nombre de la muestra colectada en cada nivel distinguido en el campo. Los colores utilizados en ambos perfiles, corresponden a los observados en el afloramiento.

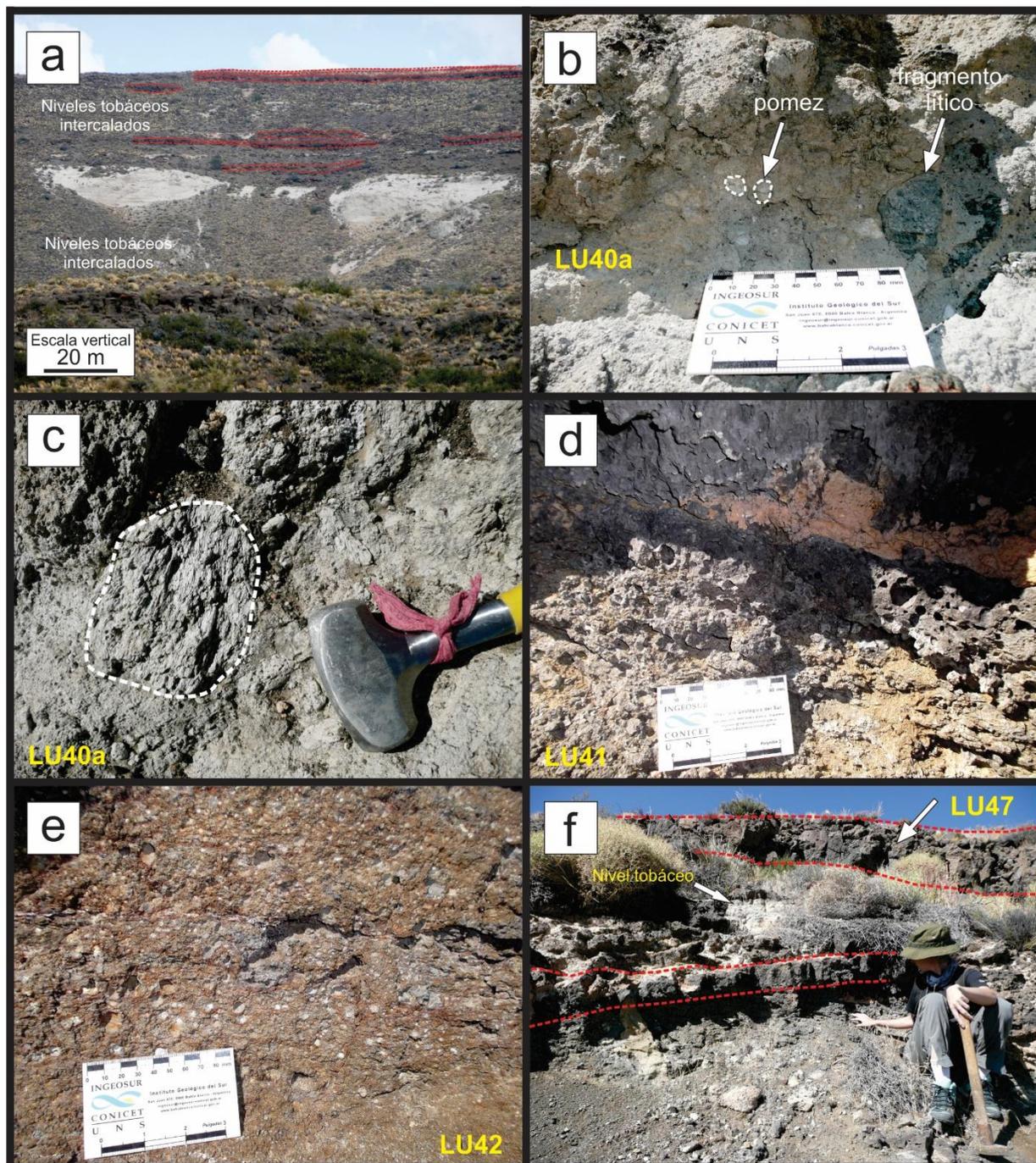


**Figura 4.10:** Imágenes correspondientes al perfil vertical del sector de la laguna Cardozo. **a)** Vista general de la sucesión volcániclastica y colada de lava máfica superior. **b)** Niveles inferiores del perfil representados por una toba fina de coloración blanquecina a amarillenta. **c)** Niveles superiores de la sucesión volcániclastica, con tonalidades amarillentas, anaranjadas a rojizas y colada de lava superior.

#### *Sucesión volcániclastica del sector sureste de El Caín*

Esta sucesión se encuentra ubicada 5 km al sureste de la localidad de El Caín (Fig. 4.8) y el espesor estimado es de 31,5 m, aunque la base no queda expuesta (Figs. 4.9 y 4.11a). El perfil comienza con una toba fina, de aproximadamente 6 m de potencia, de color blanquecino a amarillento, consolidada, masiva y con buena selección (LU39a y LU39b), en la que se reconocen fragmentos pumíceos de pocos milímetros. Continúa hacia el techo un nivel de toba fina (LU40a), de aproximadamente 5 m de potencia, de coloración gris blanquecino, con mala selección, donde el componente vítreo aumenta y está representado por fragmentos pumíceos, de más de 30 cm de largo (Fig. 4.11b, c), y abundantes trizas vítreas. Posteriormente, se

reconoce un nivel de 0,5 m de espesor, caracterizado por una toba de grano medio (LU40b), de coloración amarillenta a anaranjada, con mala selección y abundantes vitroclastos. A continuación, se reconoce una colada de lava (LU41) (Fig. 4.11d), con un espesor estimado de 2 m y abundantes vesículas, tanto en la base como en el techo de la misma, localmente rellenas por arcillas. Hacia el techo de la colada se reconoce un nivel de toba media, con abundantes vitroclastos, de coloración amarillenta a anaranjada, de aproximadamente 1 m de espesor (LU42). Continúan dos niveles de coladas (LU43 y LU44) muy alteadas, las cuales presentan un alto porcentaje de vesículas localmente rellenas con arcillas y fragmentos pumíceos. Posteriormente, se reconoce un nivel de toba fina (LU45), de aproximadamente 2 m de espesor, con coloración anaranjada a rojiza e incipiente laminación horizontal (Fig. 4.11e). Continúa una toba de granulometría media, de coloración grisácea, con mala selección, abundantes fragmentos pumíceos de hasta 2 cm, y laminación horizontal (LU46a), que pasa transicionalmente a una toba fina de coloración amarillenta, masiva y mejor seleccionada (LU46b). Posteriormente, se reconoce una colada lávica de aproximadamente 0,5 m de potencia, de coloración gris oscura y estructura masiva (Fig. 4.11f). La colada mencionada subyace un depósito tobáceo de 1 m de potencia, coloración amarillenta y poco consolidado (Fig. 4.11f). Hacia el tope de la sucesión se reconoce una colada lávica de 1,5 m de potencia, de coloración gris oscura, masiva, y vesicular hacia el tope del perfil (LU47) (Fig. 4.11f).



**Figura 4.11:** Imágenes correspondientes al perfil vertical ubicado al sureste de El Cañ. **a)** Vista general de la sucesión volcanoclástica con coladas de lavas (delimitadas con línea punteada roja) intercaladas entre los niveles tobáceos y también presentes hacia el tope del perfil. **b)** Detalle de afloramiento del nivel de toba fina LU40a con mala selección, y presencia de fragmentos pumíceos y líticos. **c)** Muestra LU40a donde se reconoce un fragmento pumíceo de aproximadamente 15 cm, delimitado con línea punteada blanca. **d)** Detalle de afloramiento del nivel de colada máfica LU41, con abundantes vesículas. **e)** Detalle de afloramiento del nivel tobáceo LU42. **f)** Coladas de lavas máficas hacia el tope de la sucesión, con niveles volcanoclásticos intercalados. La lava del tope de la sucesión corresponde a la muestra LU47.

**Cuadro 4.1:** Clasificación de las muestras estudiadas según el tipo de yacencia que presentan.

Conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín	Coladas de lavas máficas				Conos volcánicos y coladas de reducida extensión que sobreyacen la meseta	Niveles volcanoclásticos
SOMW37	BSOM2	SOM32	MSL19	LU6	SMED1	MSL5
SOMW38	BSOM3	SOMW34	MSL23	LU8	PRA1	MSL39-1
LU32	BSOM4	SOMW35	MSL25	LU16	EC13	MSL39-2
LU73	LF5	SOMW39	MSL27	LU17B	MSL26	MSL39-3
	LS6	SOMW40	MSL28	LU19	PR4	MSL39-4
	LS7	SNE2	MSL34	LU20		MSL39-5
	LS8	MSL1	MSL42	LU21		MSL39-6
						MSL39-7
	LS9	MSL2	MSL43	LU22		MSL41
	LS10	MSL3	MSL43	LU23		LU17a
	CCH11	MSL6	MSL44	LU29		LU39a-b
	CCH12	MSL7	MSL45	LU38		LU40a-b
	SOM20	MSL8	MSL54	LU47		LU42
	SOM21	MSL9	MSL55	LU48		LU45
						LU46a-b
	SOM22	MSL10	MSL56	LU60		LU69
	SOM23	MSL11	MSL57	LU61		
	SOM24	MSL12	MSL58	LU64		
	SOM25	MSL13	MSL59	LU65		
	SOM27	MSL14	MSL60	LU66		
	SOM28	MSL16	MSL63	LU70		
	SOM29	MSL17	LU4	LU71		
	SOM31	MSL18	LU5	LU72		

## CAPÍTULO 5

### **PETROGRAFÍA DE LOS NIVELES VOLCÁNICOS Y VOLCANICLÁSTICOS DEL ÁREA DE ESTUDIO**

#### **1. Introducción**

En el presente capítulo se describen las características petrográficas de los minerales que componen las rocas de cada unidad reconocida en el área de estudio: a) basaltos correspondientes a los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín, b) coladas de lavas máficas, las cuales a partir de sus características petrográficas se dividen en basaltos A y B, c) foiditas correspondientes a los conos volcánicos y coladas de reducida extensión que sobreyacen la meseta, y d) tobas vítreas de los niveles volcaniclásticos (Cuadro 5.1). Las litologías que se mencionan para las lavas fueron determinadas de acuerdo a la clasificación modal QAPF propuesta por la *International Union of Geological Sciences* (IUGS) para rocas volcánicas (Streckeisen 1978, Le Maitre *et al.* 2002); mientras que para los niveles volcaniclásticos se utilizaron las clasificaciones modales de Pettijohn *et al.* (1987) y de Scasso y Limarino (1997).

Las abreviaturas utilizadas en las fotomicrografías corresponden a Whitney y Evans (2010).

**Cuadro 5.1:** Clasificación petrográfica de las diferentes unidades reconocidas según su tipo de yacencia en el área de estudio.

<b>YACENCIA</b>	<b>CLASIFICACIÓN PETROGRAFIA</b>
Conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín	Basaltos
Coladas de lavas máficas	Basaltos A
	Basaltos B
Conos volcánicos y coladas de reducida extensión que sobreyacen la meseta	Foiditas
Niveles volcaniclásticos	Tobas vítreas

### 1.1 Basaltos correspondientes a los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Cañ

Se realizó el análisis petrográfico de 4 muestras correspondientes a los cerros El Morro (LU73), Verdín (LU32) y Herradura (SOMW37 y SOMW38) (Fig. 4.1 del Capítulo 4). De acuerdo a la clasificación modal QAPF propuesta por la IUGS para rocas volcánicas (Streckeisen 1978, Le Maitre *et al.* 2002), las muestras estudiadas corresponden a basaltos.

#### **SOMW38-LU32-LU73**

Estas muestras corresponden a rocas volcánicas lávicas holocristalinas, de textura afírica seriada a microporfírica. Presentan microfenocristales de plagioclasa (1 %) en una pasta (99 %) de textura subofítica (Fig. 5.1a, b), compuesta por cristales de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, minerales opacos y apatito.

Los microfenocristales de plagioclasa presentan tamaños entre 3600 y 4200  $\mu\text{m}$ , y mantienen las mismas características petrográficas que los microlitos de la pasta.

Los cristales de plagioclasa de la pasta (35 %) son subhedrales, de hábito tabular, con tamaños que varían entre 100 y 1000  $\mu\text{m}$ . Presentan maclas polisintéticas (a veces acuñadas y en dos direcciones). Algunos individuos desarrollan zonación concéntrica y sobrecrecimiento en los bordes. Las tablillas están parcialmente incluidas dentro de los cristales de clinopiroxeno (Fig. 5.1a, b).

Los cristales de olivino (23 %) son anhedrales a subhedrales, con tamaños que varían entre 100 y 700  $\mu\text{m}$ . Presentan moderada alteración pseudomórfica a bowlingita y esmectitas, principalmente en bordes y fracturas (Fig. 5.1c, d).

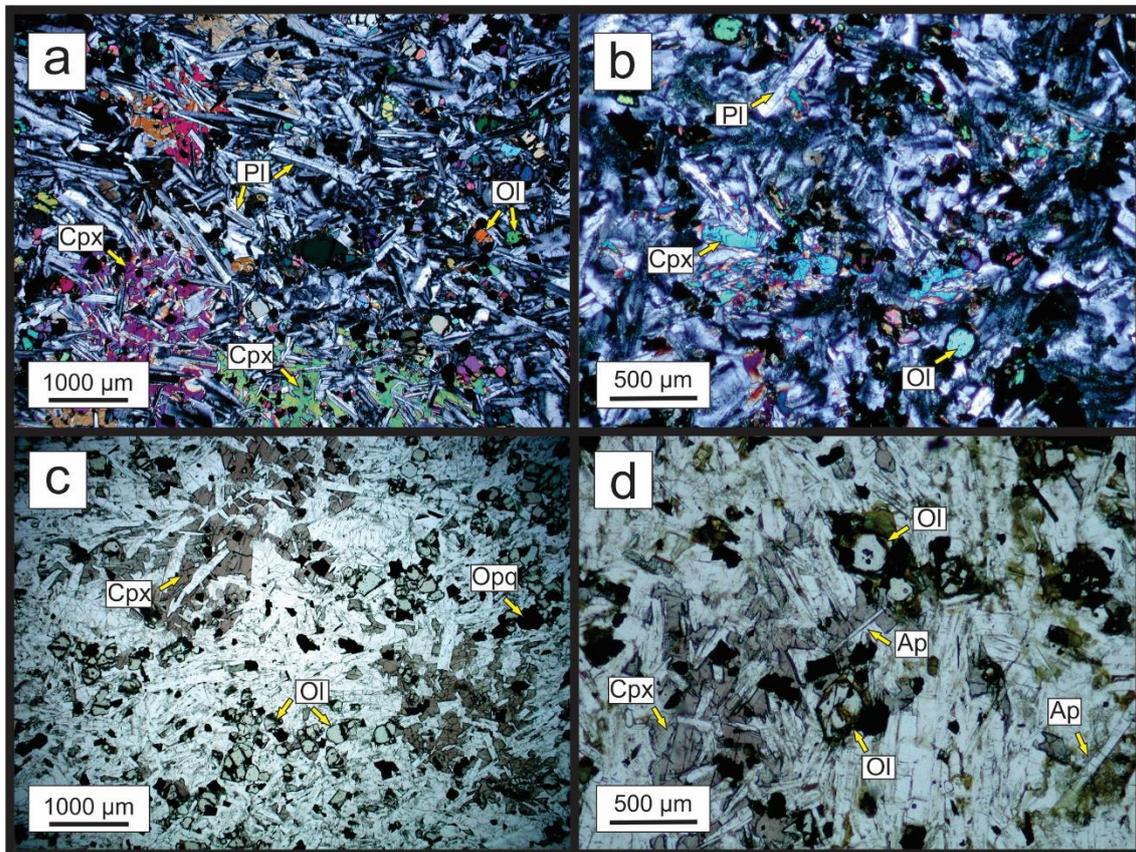
Los cristales de clinopiroxeno (20 %) son coloreados con tonos rosado a castaño violáceo (Fig. 5.1c, d), sin pleocroísmo, presentan formas subhedrales a anhedrales y tamaños entre 150 y 1500  $\mu\text{m}$ .

Los minerales opacos (18 %) poseen forma subhedral a euhedral, predominando las secciones cuadradas. En general se presentan como inclusiones en los silicatos que conforman la roca.

En proporciones accesorias (3 %), se reconocen cristales subhedrales a euhedrales de apatito con hábito acicular (Fig. 5.1d), tamaños entre 300 y 700  $\mu\text{m}$ , incluidos en cristales de plagioclasa.

Estas rocas presentan abundante material intersticial, constituido por agregados muy finos de color verde, que se atribuyen a esmectitas y están asociados principalmente a los cristales de

olivino y localizados en los intersticios de los cristales de feldespato. Ocasionalmente se reconocen también agregados muy finos de ceolitas y carbonato en los intersticios de los microlitos de plagioclasa.

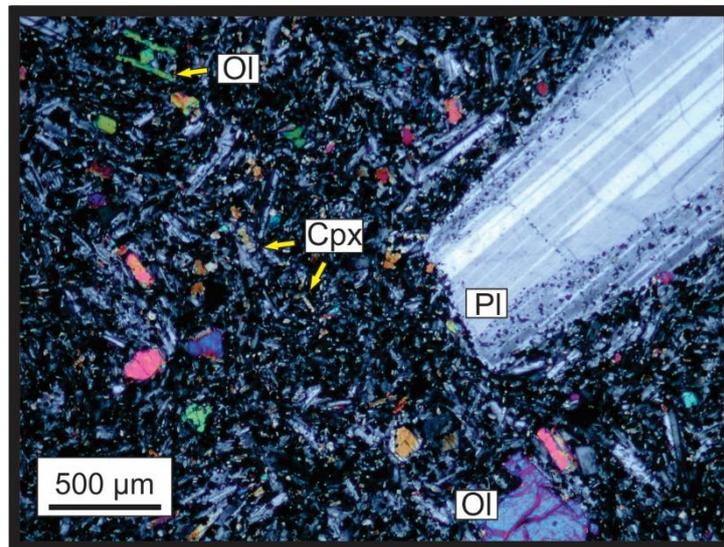


**Figura 5.1:** Fotomicrografías de muestras representativas de los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Cañ. **a)** Muestra SOMW38: textura subofítica. Con analizador intercalado. **b)** Muestra LU73: textura subofítica. Con analizador intercalado. **c)** Muestra SOMW38: detalle de la coloración de los cristales clinopiroxeno y de la alteración de los olivinos en bordes y fracturas. Sin analizador intercalado. **d)** Muestra LU73: se destaca la coloración de los cristales clinopiroxeno, la alteración de los olivinos a bowlingita y esmectitas, y los cristales de apatito. Sin analizador intercalado.

### SOMW37

Lava de textura microporfírica, compuesta por 10 % de microfenocristales de olivino y plagioclasa, y 90 % de pasta fina con textura intergranular, constituida por cristales de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino y minerales opacos (Fig. 5.2). Esta muestra se diferencia de las anteriores por no presentar textura subofítica, los cristales de olivino están frescos y

desarrollan formas esqueléticas (Fig. 5.2), y los clinopiroxenos son incoloros, con tamaños que no superan las 50  $\mu\text{m}$ .



**Figura 5.2:** Fotomicrografía de la muestra SOMW37. Se destaca la forma esquelética y la ausencia de alteración de los cristales de olivino, y el pequeño tamaño de los cristales de clinopiroxeno. Con analizador intercalado.

## 1.2 Basaltos correspondientes a las coladas de lavas máficas

De acuerdo a la clasificación modal QAPF propuesta por la IUGS para rocas volcánicas (Streckeisen 1978, Le Maitre *et al.* 2002), las coladas máficas del área de estudio corresponden a basaltos. Las mismas fueron divididas en basaltos A y basaltos B (Fig. 4.4 del Capítulo 4), teniendo en cuenta los rasgos texturales y mineralógicos, el tipo e intensidad de la alteración que afecta a los cristales de olivino, la coloración de los clinopiroxenos, la presencia o ausencia de cristales de ortopiroxeno, y demás características observadas tanto en los microfenocristales, como en los microlitos que conforman la pasta. Asimismo, tanto los basaltos A, como los B, fueron divididos en subgrupos con el propósito de mostrar las variaciones petrográficas, principalmente texturales, que presentan las distintas muestras de las coladas de lava estudiadas.

### 1.2.1 Basaltos A

Este conjunto comprende 42 muestras de lavas máficas, ubicadas principalmente en el sector este del área de estudio (Fig. 4.4 del Capítulo 4). A partir del análisis petrográfico fueron divididas en distintos subgrupos de acuerdo a las características observadas, las cuales se resumen en el Cuadro 5.2.

BASALTOS A	TEXTURA	ALTERACIÓN DE LOS OLIVINOS	COLOR Y TAMAÑO DE LOS CLINOPIROXENOS	ORTOPIROXENOS
<b>Subgrupo 1: BSOM2-BSOM3-BSOM4-LF5-MSL1-MSL2-MSL8-MSL63</b>	Hipocristalina, afírica seriada a microporfírica, intersertal.	Intensidad: fuerte. Tipo: iddingsita (y bowlingita). Ocurrencia: en todo el cristal o en bordes y fracturas (en el núcleo).	Color: verde pálido. Tamaño: entre 100 y 2000 $\mu\text{m}$ .	Presentan bordes esponjosos de poco desarrollo.
<b>Subgrupo 2: CCH11-CCH12-SNE2-LS8-SOM21-MSL3-MSL9-MSL25-MSL27-MSL34</b>	Hipocristalina, microporfírica a seriada en cristales de ortopiroxeno y plagioclasa.	Intensidad: moderada. Tipo: iddingsita. Ocurrencia: en el núcleo de los cristales y ocasionalmente en bordes y fracturas.	Color: verde pálido. Tamaño: entre 100 y 650 $\mu\text{m}$ .	Presentan buen desarrollo de bordes esponjosos.
<b>Subgrupo 3: LS6-LS7-LS9-LS10-MSL6-MSL7-MSL13-MSL14-MSL16-MSL17-MSL18-MSL19-MSL42</b>	Hipocristalina, afírica seriada a microporfírica (5% de microfenocristales de ortopiroxeno).	Intensidad: incipiente a moderada. Tipo: bowlingita (e iddingsita). Ocurrencia: en el núcleo o en todo el cristal (en bordes y fracturas).	Color: verde muy pálido. Tamaño: entre 50 y 500 $\mu\text{m}$ .	Desarrollan bordes esponjosos y una corona de reacción constituida por cristales de olivino y clinopiroxeno, en el contacto con la pasta.
<b>Subgrupo 4: SOM22-MSL59-MSL60</b>	Holocristalina, afírica, subofítica.	Intensidad: moderada. Tipo: esmectitas y bowlingita. Ocurrencia: en bordes y fracturas o en todo el cristal.	Color: rosado a castaño violáceo. Tamaño: entre 800 y 2000 $\mu\text{m}$ .	
<b>Subgrupo 5: SOM31-MSL23-MSL43-MSL44-MSL45</b>	Hipocristalina, afírica a microporfírica, subofítica.	<b>Tamaño entre 400 y 2000 <math>\mu\text{m}</math></b> Intensidad: fuerte. Tipo: iddingsita. Ocurrencia: Predomina en todo el cristal. <b>Tamaño entre 50 y 400 <math>\mu\text{m}</math></b> Intensidad: moderada. Tipo: bowlingita e iddingsita. Ocurrencia: Predomina en bordes y fracturas.	Color: rosado a castaño. Tamaño: entre 400 y 1500 $\mu\text{m}$ .	
<b>Subgrupo 6: MSL58-LU16-LU64</b>	Hipocristalina, afírica a microporfírica, intersertal y subofítica.	Sin alteración. Localmente alteración a esmectitas o bowlingita en bordes y fracturas.	Color: rosado pálido a castaño. Tamaño: entre 300 a 1800 $\mu\text{m}$ .	

**Cuadro 5.2:** Características petrográficas de los basaltos A. Entre paréntesis se indica los rasgos subordinados.

### **Basaltos A - Subgrupo 1: BSOM2-BSOM3-BSOM4-LF5-MSL1-MSL2- MSL8-MSL63**

Estas muestras corresponden a rocas volcánicas lávicas hipocristalinas, de textura afírica seriada (Fig. 5.3a) a microporfírica, con microfenocristales de ortopiroxeno (Fig. 5.3b), inmersos en una pasta de textura intersertal compuesta por cristales de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino, ortopiroxeno, minerales opacos y vidrio volcánico. Presentan entre 10 y 20 % de vesículas, localmente rellenas por ceolitas.

Los cristales de plagioclasa (30 %) son subhedrales a euhedrales, de hábito tabular, con tamaños variables entre 25 y 1000  $\mu\text{m}$ . Poseen macla polisintética y algunos cristales desarrollan textura cribada en el núcleo (Fig. 5.3a) y/o zonación concéntrica.

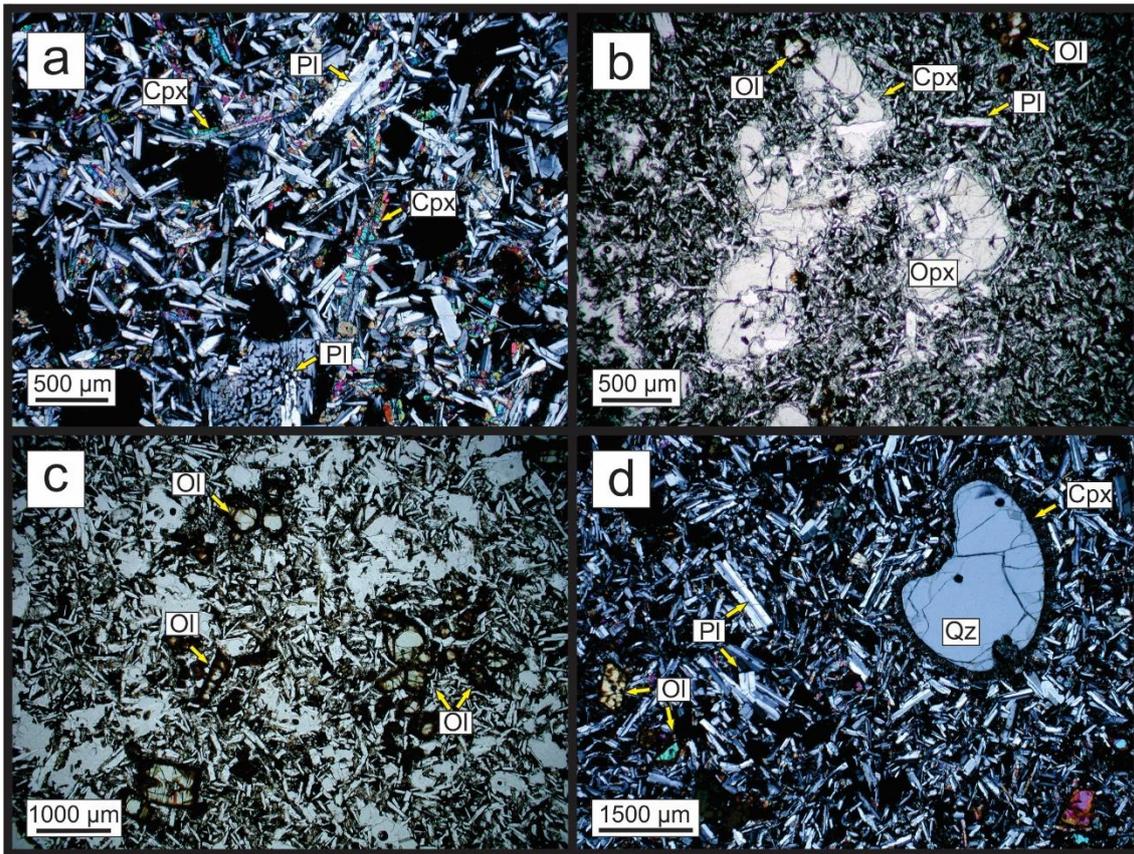
Los cristales de clinopiroxeno (25 %) son levemente coloreados con tono verde pálido, sin pleocroísmo, de formas subhedrales y hábito prismático (Fig. 5.3a). Su tamaño varía entre 100 y 2000  $\mu\text{m}$ . Algunos individuos presentan macla simple y están fracturados.

Los cristales de olivino (15 %) son subhedrales a anhedrales, con tamaños que varían entre 200 y 1000  $\mu\text{m}$ . Presentan intensa alteración pseudomórfica a iddingsita, la cual puede ser total o parcial, a partir de bordes y fracturas (Fig. 5.3b, c, d), permaneciendo el núcleo fresco o levemente alterado a bowlingita.

Los cristales de ortopiroxeno (5 %) son levemente coloreados, con pleocroísmo muy suave, desde verde pálido casi incoloro a rosa pálido, de forma subhedral, y tamaños muy variados, entre 200 y 4000  $\mu\text{m}$ . Algunos tienen textura cribada, oquedades en el núcleo y bordes esponjosos de poco desarrollo (Fig. 5.3b). En general desarrollan un reborde de cristales de clinopiroxeno y se agrupan formando glomérulos (Fig. 5.3b).

Los minerales opacos (15 %) desarrollan secciones cuadradas y alargadas. Se presentan como inclusiones en los cristales de los demás minerales y en el vidrio intersticial. El vidrio volcánico (10 %) tiene coloración castaña y se dispone intersticialmente entre los cristales que integran la roca.

La muestra MSL63 presenta un xenocristal de cuarzo cuyo borde desarrolla una corona de reacción formada por cristales aciculares de clinopiroxeno (Fig. 5.3d).



**Figura 5.3:** Fotomicrografías de muestras representativas del subgrupo 1 de los Basaltos A. **a)** Muestra BSOM2: aspecto general de la roca, donde se destaca la textura cribada en el núcleo de un cristal de plagioclasa, y el hábito prismático de los clinopiroxenos. Con analizador intercalado. **b)** Muestra BSOM3: cristales de ortopiroxeno con bordes esponjosos y agrupados formando glomérulos. Sin analizador intercalado. **c)** Muestra MSL8: cristales de olivino con alteración de iddingsita en bordes y fracturas. Sin analizador intercalado. **d)** Muestra MSL63: xenocristal de cuarzo con fracturas internas y corona de reacción constituida por cristales aciculares de clinopiroxeno. Con analizador intercalado.

### **Basaltos A - Subgrupo 2: CCH11-CCH12-SNE2-LS8-SOM21-MSL3-MSL9-MSL25-MSL27-MSL34**

Estas muestras corresponden a rocas volcánicas lávicas hipocristalinas, de textura microporfírica a seriada en cristales de ortopiroxeno y plagioclasa (Fig. 5.4a). La pasta presenta textura intersertal y está compuesta por cristales de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, olivino, minerales opacos, apatito y vidrio volcánico. Presentan un 5-20 % de vesículas localmente rellenas por ceolitas.

Los cristales de plagioclasa (35 %) son subhedrales a euhedrales, de hábito tabular, con tamaños variables entre 50 y 2000 µm. Presentan macla polisintética y compuesta, esta última caracterizada por una combinación entre macla simple y polisintética. Algunos individuos

desarrollan textura cribada tanto en el núcleo (Fig. 5.4a) como en todo el cristal y/o zonación concéntrica.

Los cristales de ortopiroxeno (25 %) son levemente coloreados, con pleocroísmo muy suave desde verde pálido casi incoloro a rosa pálido, presentan forma subhedral y poseen tamaños que varían entre 200 y 1600  $\mu\text{m}$ . Tienen oquedades y textura cribada en el núcleo o en todo el cristal. Desarrollan bordes esponjosos (Fig. 5.4b) y se agrupan formando glomérulos (Fig. 5.4a, b).

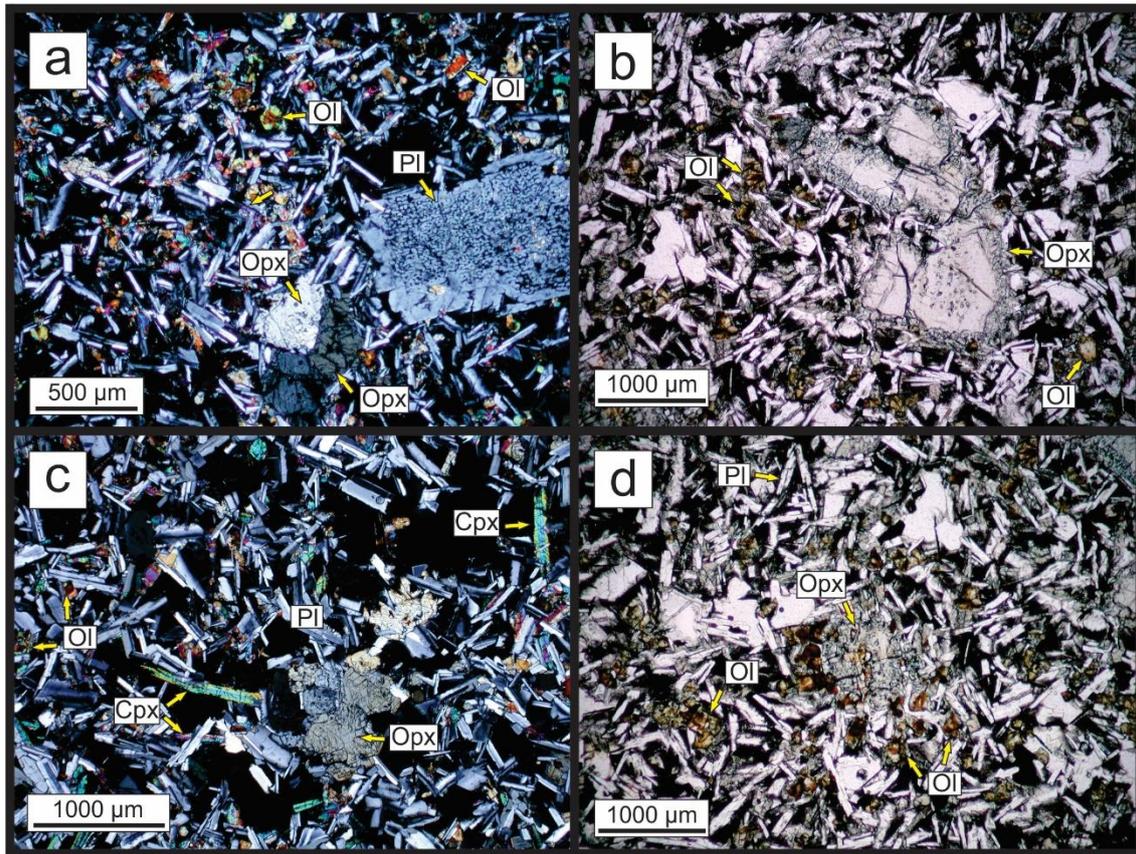
Los cristales de clinopiroxeno (15 %) son levemente coloreados con tonalidad verdosa pálida, sin pleocroísmo, tienen formas subhedrales, hábito prismático (Fig. 5.4c) y presentan tamaños entre 100 y 650  $\mu\text{m}$ . Algunos cristales presentan macla simple.

Los cristales de olivino (10 %) son subhedrales a anhedrales, con tamaño variable entre 100 y 500  $\mu\text{m}$ . Presentan moderada alteración a iddingsita, principalmente en el núcleo de los cristales (Fig. 5.4a, b, d), aunque también puede observarse alteración pseudomórfica parcial, a partir de bordes y fracturas (muestra SNE2). Algunos individuos tienen alteración a bowlingita de forma subordinada.

Los minerales opacos (8 %) se presentan como inclusiones en los silicatos.

Se reconocen cristales de apatito en proporciones accesorias (2 %), entre los intersticios de los demás minerales y como inclusiones en la plagioclasa.

Se reconoce vidrio volcánico (5 %), de coloración castaña pálida, dispuesto entre los intersticios de los cristales de la roca.



**Figura 5.4:** Fotomicrografías de muestras representativas del subgrupo 2 de los Basaltos 2. **a)** Muestra MSL9: aspecto general de la roca, donde se destaca la textura cribada en el núcleo de un cristal de plagioclasa, cristales de ortopiroxeno agrupados formando glomérulos y cristales de olivino con el núcleo alterado. Con analizador intercalado. **b)** Muestra CCH11: detalle de los cristales de ortopiroxeno con borde esponjoso de buen desarrollo y agrupados formando glomérulos; y de la alteración de los núcleos de los cristales de olivino. Sin analizador intercalado. **c)** Muestra CCH11: aspecto general de la roca donde se destaca el hábito prismático de los cristales de clinopiroxeno. Con analizador intercalado. **d)** Muestra CCH12: cristales de olivino con alteración iddingsita en el núcleo. Con analizador intercalado.

### **Basaltos A - Subgrupo 3: LS6-LS7-LS9-LS10-MSL6-MSL7-MSL13-MSL14-MSL16-MSL17-MSL18-MSL19-MSL42**

Estas muestras corresponden a rocas volcánicas lávicas hipocristalinas, de textura áfrica seriada a microporfírica, compuestas por microfenocristales (5 %) de ortopiroxeno y plagioclasa, dispuestos en una pasta (95 %) de textura intersertal y subofítica subordinada, integrada por plagioclasa, clinopiroxeno, olivino, minerales opacos, apatito y vidrio volcánico. Presentan entre un 5 y 10 % de vesículas parcialmente rellenas con agregados muy finos de ceolitas que se disponen en las paredes de estas cavidades.

Los microfenocristales de ortopiroxeno (60 %) son de coloración rosada clara, con sutil pleocroísmo que varía entre tonos verdoso y rosado muy pálidos, desarrollan formas subhedrales a anhedrales y tamaños entre 800 y 2600  $\mu\text{m}$ . En general están fracturados, presentan bordes y núcleos reabsorbidos, y están agrupados conformando glomérulos. Algunos cristales desarrollan bordes esponjosos y, en general, presentan una corona de reacción en el contacto con la pasta (Fig. 5.5a, b, c). El espesor de la corona es variable (entre 40 y 300  $\mu\text{m}$ ) y está integrada por un agregado de cristales anhedrales de olivino y clinopiroxeno, con tamaños entre 40 y 200  $\mu\text{m}$ , sin orientación preferencial.

Los microfenocristales de plagioclasa (40 %) son subhedrales, de hábito tabular, con tamaños variables entre 1200 y 3400  $\mu\text{m}$ . Ocasionalmente desarrollan textura cribada en el núcleo y/o zonación composicional.

Los cristales de plagioclasa de la pasta (35 %) son subhedrales a euhedrales, de hábito tabular, con tamaños entre 50 y 600  $\mu\text{m}$ . Ocasionalmente están orientadas en forma subparalela dando aspecto de fluidalidad a la pasta. Localmente desarrollan textura cribada en el núcleo y zonación concéntrica. También se las reconoce parcialmente incluidas en cristales de clinopiroxeno.

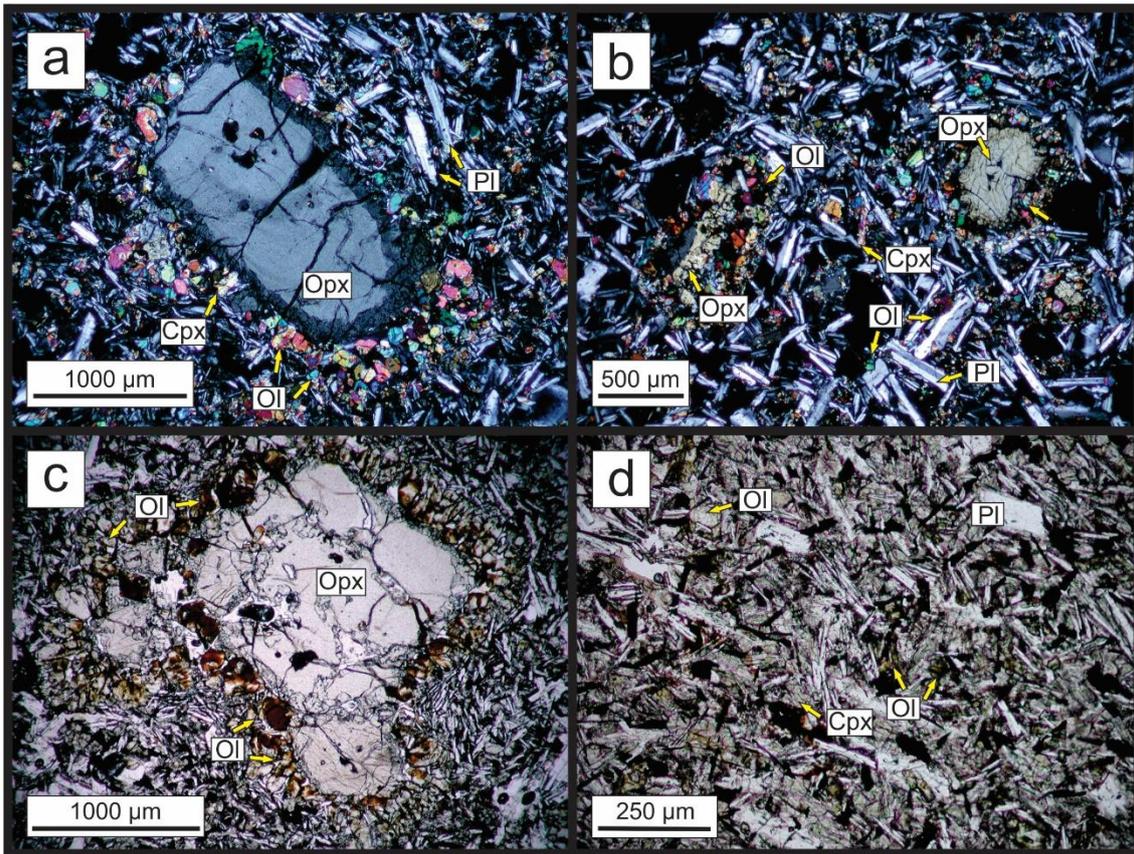
Los cristales de olivino (25 %) son subhedrales a anhedrales, con tamaños entre 50 y 400  $\mu\text{m}$ . Presentan leve a moderada alteración a bowlingita (Fig. 5.5d) afectando al núcleo o a todo el cristal, e iddingsita subordinada, en bordes y fracturas. Las muestras MSL18 y MSL19 presentan la mayor alteración. Los cristales que integran las coronas de reacción de los ortopiroxenos suelen presentar un mayor grado de alteración (Fig. 5.5c).

Los cristales de clinopiroxeno (20 %) presentan coloración verde muy pálida, hábito prismático, son subhedrales y sus tamaños varían entre 50 y 500  $\mu\text{m}$ . Algunos cristales desarrollan macla simple.

Los minerales opacos (8 %) se encuentran mayormente como inclusiones en los demás cristales que conforman la roca.

El apatito se encuentra en proporciones accesorias (2 %), con hábito acicular, e incluidos en los microlitos de plagioclasa o intersticialmente entre los demás minerales de la pasta.

En la pasta, se reconoce vidrio volcánico (5 %) de coloración castaña pálida, dispuesto intersticialmente entre los cristales de la roca.



**Figura 5.5:** Fotomicrografías de muestras representativas del subgrupo 3. **a)** Muestra LS6: microfenocristal de ortopiroxeno con buen desarrollo de bordes esponjosos y corona de reacción, formada por cristales de olivino y clinopiroxeno. Con analizador intercalado. **b)** Muestra LS9: microfenocristales de ortopiroxeno con buen desarrollo de corona de reacción, formada por cristales de olivino y clinopiroxeno. Con analizador intercalado. **c)** Muestra MSL6: microfenocristales de ortopiroxeno con buen desarrollo de corona de reacción. Detalle de la alteración de los olivinos que conforman la corona de reacción. Sin analizador intercalado. **d)** Muestra LS10: aspecto general de la roca donde se observa la leve a moderada alteración de los olivinos. Sin analizador intercalado.

#### **Basaltos A - Subgrupo 4: SOM22-MSL59-MSL60**

Estas muestras corresponden a rocas volcánicas lávicas holocristalinas, de textura afírica, subofítica (Fig. 5.6a). Están compuestas por plagioclasa, clinopiroxeno, olivino, minerales opacos, apatito y poseen entre 10 y 20 % de vesículas.

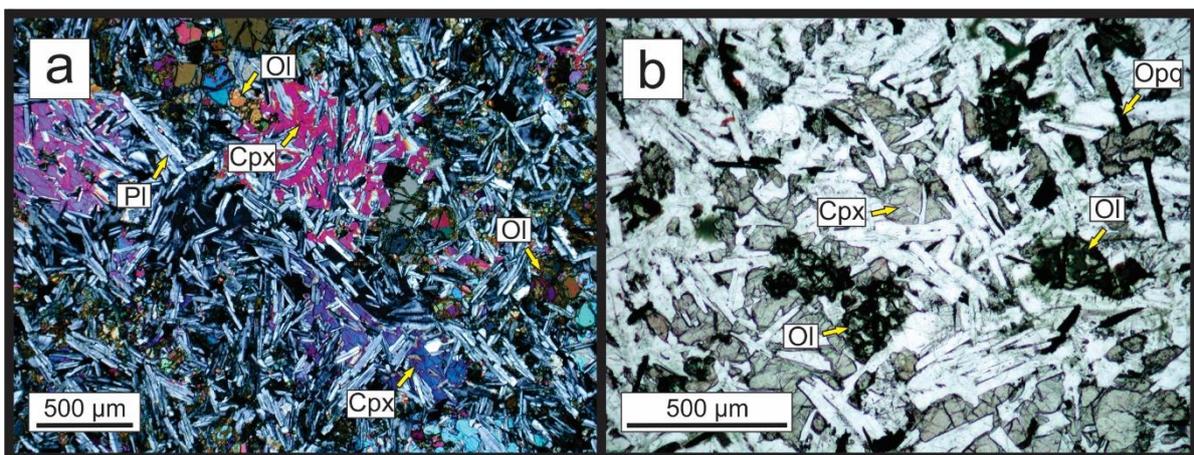
Los cristales de plagioclasa (38 %) son subhedrales a anhedrales, con tamaños entre 100 y 1000  $\mu\text{m}$ . Presentan macla polisintética y algunos cristales desarrollan zonación concéntrica. Están parcialmente incluidos en los cristales de clinopiroxeno.

Los cristales de clinopiroxeno (30 %) son coloreados con tono rosado a castaño violáceo (Fig. 5.6b), sin pleocroísmo, con formas subhedrales a anhedrales, y tamaños entre 800 y 2000  $\mu\text{m}$ . Localmente desarrollan macla simple y están alterados en bordes y fracturas a un agregado cristalino muy fino de color verde que se atribuye a esmectitas.

Los cristales de olivino (20 %) son subhedrales, con tamaños entre 100 y 700  $\mu\text{m}$ . Presentan moderada alteración pseudomórfica a esmectitas y bowlingita, tanto parcial, en bordes y fracturas, como total (Fig. 5.6b).

Los minerales opacos (10 %) tienen formas alargadas (Fig. 5.6b) y se disponen como inclusiones dentro de los silicatos de la roca.

Como mineral accesorio se reconoce apatito (2 %), de hábito acicular, en los intersticios de demás minerales y como inclusiones en la plagioclasa.



**Figura 5.6:** Fotomicrografías de muestras representativas del subgrupo 4 de los Basaltos A. **a)** Muestra MSL60: aspecto general de la roca, donde se destaca la textura subofítica. Con analizador intercalado. **b)** Muestra SOM22: aspecto general de la roca, donde se presenta la textura subofítica, la tonalidad de los cristales de clinopiroxeno y la alteración de los olivinos. Sin analizador intercalado.

### **Basaltos A - Subgrupo 5: SOM31-MSL23-MSL43-MSL44-MSL45**

Estas muestras corresponden a rocas volcánicas lávicas hipocristalinas, de textura afírica a microporfírica, subofítica (Fig. 5.7a, b). Están compuestas por plagioclasa, clinopiroxeno, olivino, minerales opacos, apatito y vidrio volcánico. Poseen entre 10 y 20 % de vesículas.

Los cristales de plagioclasa (30 %) son subhedrales a euhedrales, de hábito tabular, con tamaños entre 400 y 1000  $\mu\text{m}$ . Presentan macla polisintética y algunos cristales desarrollan zonación

concéntrica y textura cribada en el núcleo. Están parcialmente incluidos en los cristales de clinopiroxeno.

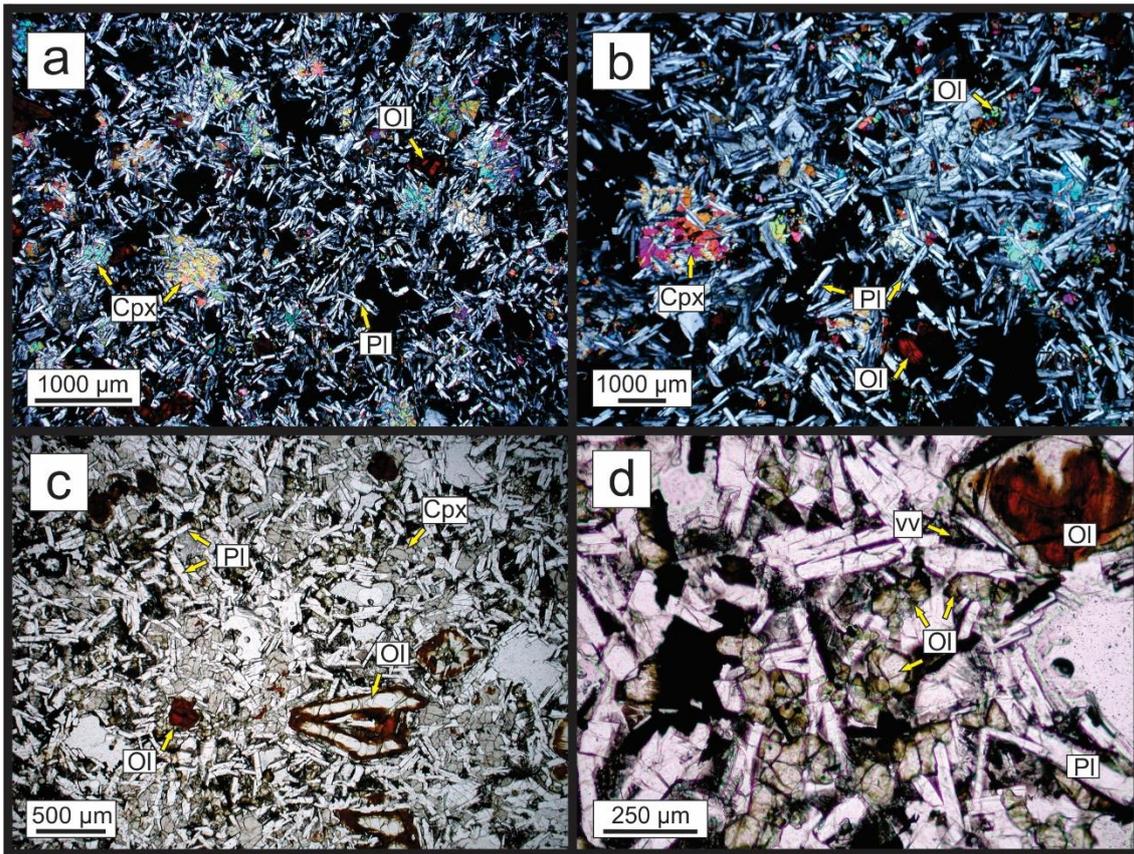
Los cristales de clinopiroxeno (25 %) son coloreados con tono rosado a castaño (Fig. 5.7c), sin pleocroísmo, subhedrales y de hábito prismático. Poseen tamaños entre 400 y 1500  $\mu\text{m}$  y localmente desarrollan macla simple.

Los cristales de olivino (25 %) presentan tamaños muy variables con diferente alteración: a) los cristales de mayor tamaño (400 a 2000  $\mu\text{m}$ ) son subhedrales a euhedrales, con formas esqueletales. En general presentan alteración pseudomórfica a iddingsita (Fig. 5.7a), aunque en algunos se reconocen bordes sin alteración (Fig. 5.7d). En la muestra MSL45 la alteración se da tanto en los bordes como en todo el cristal (Fig. 5.7c); b) los cristales de menor tamaño (desde menores a 50 hasta 400  $\mu\text{m}$ ) son subhedrales a anhedrales. La alteración varía entre las diferentes muestras, predomina una moderada alteración pseudomórfica parcial a bowlingita e iddingsita, a partir de bordes y fracturas (Fig. 5.7d), aunque algunos cristales presentan el núcleo totalmente alterado iddingsita. En la muestra MSL45 predomina la alteración a bowlingita en los bordes y fracturas.

Los minerales opacos (10 %) se encuentran como inclusiones en los demás cristales que conforman la roca.

Como mineral accesorio se observa apatito (2 %), de hábito acicular, ubicado entre los intersticios de los silicatos o incluido en los cristales de plagioclasa.

Además, se reconoce vidrio volcánico (8 %) de coloración castaña (Fig. 5.7d), localizado en los intersticios de los cristales.



**Figura 5.7:** Fotomicrografías de muestras representativas del subgrupo 5 de los Basaltos A. **a)** Muestra SOM31: aspecto general de la roca, donde se destaca la textura subofítica y la intensa alteración de algunos cristales de olivino. Con analizador intercalado. **b)** Muestra MSL23: aspecto general de la roca, donde se observa la textura subofítica. Con analizador intercalado. **c)** Muestra MSL45: aspecto general de la roca donde se destaca la coloración de los clinopiroxenos y la alteración de los cristales de olivino. Sin analizador intercalado. **d)** Muestra MSL45: detalle de la diferente alteración de los olivinos, según su tamaño. Se observa vidrio volcánico (vv) intersticial. Sin analizador intercalado.

### **Basaltos A - Subgrupo 6: MSL58-LU16-LU64**

Estas muestras corresponden a rocas volcánicas lávicas hipocristalinas, de textura afírica a microporfírica, intersertal y subofítica (Fig. 5.8a). Están compuestas por plagioclasa, clinopiroxeno, olivino, minerales opacos, apatito y vidrio volcánico. Presentan un 20 % de vesículas las cuales localmente están rellenas por carbonato (LU64) (Fig. 5.8b).

Los cristales de plagioclasa (30 %) son euhedrales a subhedrales, con hábito tabular y tamaños que varían entre 100 y 600  $\mu\text{m}$ . Presentan macla polisintética, algunos cristales desarrollan zonación concéntrica y textura cribada en el núcleo. Están parcialmente alterados a ceolitas.

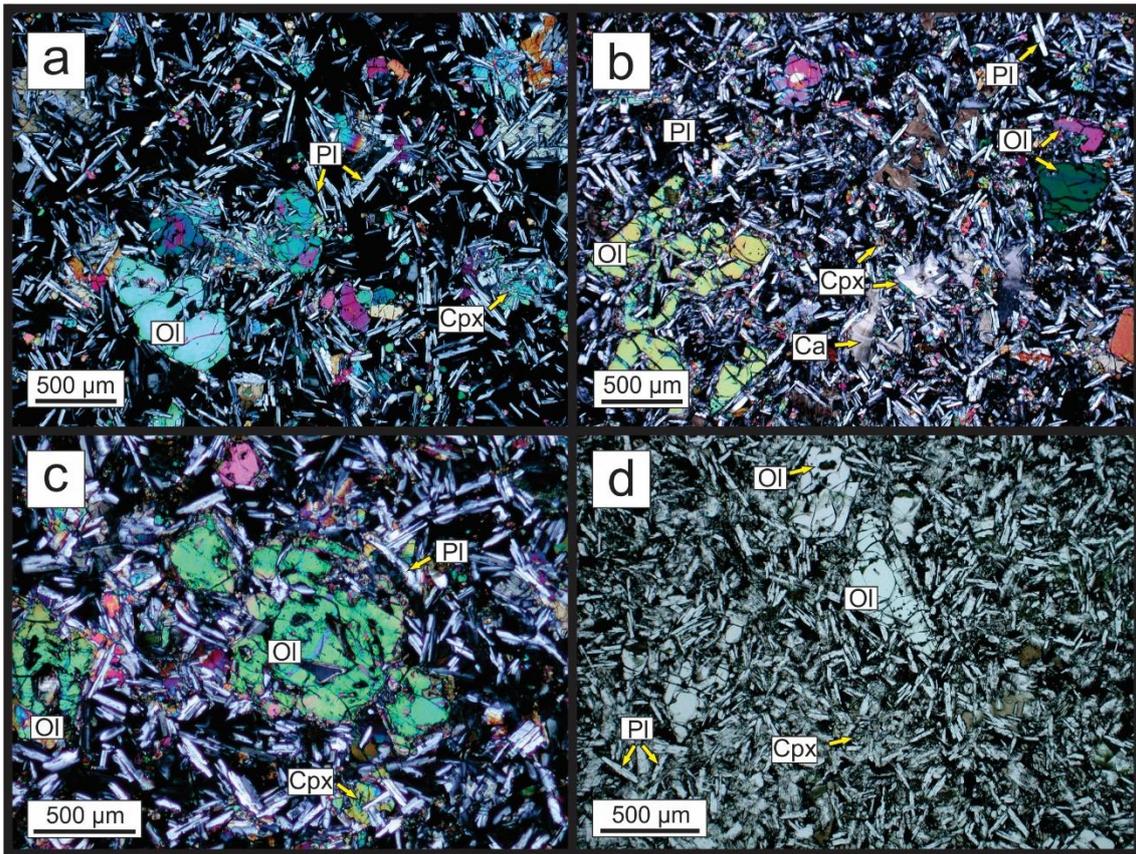
Los cristales de clinopiroxeno (25 %) son levemente coloreados, con tonos rosado pálido a castaño, sin pleocroísmo. Son subhedrales y presentan tamaños que varían entre 300 a 1800  $\mu\text{m}$ .

Los cristales de olivino (20 %) son subhedrales, con tamaños muy variables entre 50 y 1400  $\mu\text{m}$  y formas esqueléticas (Fig. 5.8b, c). En general no presentan alteración (Fig. 5.8d), aunque algunos individuos tienen alteración a esmectitas (MSL58) o bowlingita (LU64) en bordes y fracturas.

Los minerales opacos (10 %) se encuentran como inclusiones en los silicatos que conforman la roca.

Como mineral accesorio se reconoce apatito (3 %), de hábito acicular, dispuesto entre los intersticios de los minerales o incluido en los cristales de plagioclasa.

Además, se reconoce vidrio volcánico (12 %) de coloración castaña, localmente alterado a esmectitas y dispuesto entre los intersticios de los cristales de la roca.



**Figura 5.8:** Fotomicrografías de muestras representativas del subgrupo 6 de los Basaltos A. **a)** Muestra LU16: aspecto general de la roca, donde se destaca la textura subofítica. Con analizador intercalado. **b)** Muestra LU64: aspecto general de la roca, donde se observa la forma esqueletal de los cristales de olivino y el carbonato (Ca) relleno las vesículas. Con analizador intercalado. **c)** Muestra LU64: detalle de la forma esqueletal de los cristales de olivino. **d)** Muestra LU64: se destaca la ausencia de alteración de los olivinos Sin analizador intercalado.

### 1.2.2 *Basaltos B*

Este conjunto comprende 34 muestras de lavas máficas, distribuidas al sur, oeste y centro del área de estudio (Fig. 4.4 del Capítulo 4). A partir del análisis petrográfico fueron divididas en distintos subgrupos de acuerdo a las características observadas, las cuales se resumen en el Cuadro 5.3.

BASALTOS B	TEXTURA	ALTERACIÓN DE LOS OLIVINOS	COLOR Y TAMAÑO DE LOS CLINOPIROXENOS
<b>Subgrupo 1: SOM25-SOM28-SOMW34-SOMW39-MSL54-LU17B-LU29-LU61-LU71</b>	Intergranular y subofítica.	<b>Microfenocristales</b> Intensidad: moderada. Tipo: iddingsita (bowlingita). Ocurrencia: en bordes y fracturas o en todo el cristal (núcleo). <b>Microlitos</b> Intensidad: moderada. Tipo: iddingsita. Ocurrencia: en bordes y fracturas o en el núcleo.	Color: rosado. Tamaño: entre 200 $\mu\text{m}$ y 800 $\mu\text{m}$ .
<b>Subgrupo 2: SOM23-SOM27-SOMW35-MSL55-LU19-LU20-LU21-LU22-LU23-LU65-LU66</b>	Intergranular.	<b>Microfenocristales</b> Intensidad: fuerte. Tipo: iddingsita (bowlingita). Ocurrencia: en el borde (núcleo) <b>Microlitos</b> Intensidad: fuerte. Tipo: iddingsita. Ocurrencia: en todo el cristal.	Color: incoloro o levemente colorado con tono verde pálido. Tamaño: entre 25 $\mu\text{m}$ y 250 $\mu\text{m}$ .
<b>Subgrupo 3: SOMW40-LU70-LU72</b>	Intergranular y subofítica subordinada.	<b>Microfenocristales</b> Intensidad: fuerte. Tipo: iddingsita (bowlingita). Ocurrencia: en el borde (núcleo). <b>Microlitos</b> Intensidad: fuerte. Tipo: iddingsita. Ocurrencia: en todo el cristal.	Color: incoloro o levemente colorado con tono verde pálido a rosado. Tamaño: entre 25 $\mu\text{m}$ y 400 $\mu\text{m}$ .
<b>Subgrupo 4: SOM32-LU4-LU5-LU6-LU47-LU48</b>	Intergranular y subofítica subordinada	Sin alteración. Ocasionalmente moderada alteración a iddingsita (bowlingita) tanto bordes y fracturas, en el núcleo o en todo el cristal	Color: incoloro o levemente colorado con tono rosado. Tamaño: entre 150 $\mu\text{m}$ y 1200 $\mu\text{m}$ .
<b>Subgrupo 5: SOM29-MSL56-MSL57-LU38</b>	Amigdaloides, intersertal.	Sin alteración. Ocasionalmente incipiente alteración a bowlingita e iddingsita en bordes y fracturas.	Color: incoloro o levemente colorado con tono rosado. Tamaño: entre 100 $\mu\text{m}$ y 1000 $\mu\text{m}$ .
<b>Subgrupo 6: SOM20</b>	Intergranular, traquítica y subofítica subordinada	<b>Microfenocristales y Microlitos</b> Intensidad: fuerte. Tipo: iddingsita (bowlingita). Ocurrencia: en el borde (núcleo)	Color: rosado. Tamaño: entre 200 $\mu\text{m}$ y 1000 $\mu\text{m}$

**Cuadro 5.3:** Características petrográficas de los basaltos B. Entre paréntesis se indican los rasgos subordinados.

## **Basaltos B - Subgrupo 1: SOM25-SOM28-SOMW34-SOMW39-MSL54-LU17B-LU29-LU61-LU71**

Estas muestras corresponden a rocas volcánicas lávicas holocristalinas a hipocristalinas, con textura afírica seriada a microporfírica con microfenocristales (1-5 %) de olivino y plagioclasa, en una pasta (99-95 %) de textura intergranular y subofítica (Fig. 5.9a), compuesta por plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, minerales opacos y apatito.

Los microfenocristales de olivino (50 %) son subhedrales, con tamaños variables entre 900  $\mu\text{m}$  y 2000  $\mu\text{m}$ , aunque algunos cristales desarrollan forma esqueletal. Presentan moderada alteración pseudomórfica a iddingsita tanto parcial, a partir de bordes y fracturas, como total (Fig. 5.9b). Algunos cristales poseen además alteración a bowlingita en el núcleo. La muestra LU17B presenta el mayor porcentaje de microfenocristales de olivino, los cuales tienen alteración a iddingsita únicamente en los bordes.

Los microfenocristales de plagioclasa (50 %) son subhedrales, de hábito tabular, con tamaños que varían entre 1200  $\mu\text{m}$  y 6000  $\mu\text{m}$ . Desarrollan macla polisintética y compuesta. Algunos cristales tienen zonación concéntrica y textura cribada, esta última tanto en el núcleo (Fig. 5.9c) como en el borde de los mismos. Localmente presentan alteración a ceolitas.

Los cristales de plagioclasa de la pasta (50 %) son subhedrales a euhedrales, de hábito tabular, con tamaños entre 200  $\mu\text{m}$  y 800  $\mu\text{m}$ . Las tablillas de plagioclasa están parcialmente orientadas (Fig. 5.9a, d), presentan macla polisintética y localmente desarrollan zonación concéntrica. Los cristales están parcialmente alterados a ceolitas y en parte incluidos en cristales de clinopiroxeno.

Los cristales de olivino (20 %) son subhedrales y presentan tamaños entre 50  $\mu\text{m}$  y 800  $\mu\text{m}$ . Predomina una moderada alteración a iddingsita que afecta tanto los bordes y fracturas de los cristales, como al núcleo de los mismos (Fig. 5.9c, d).

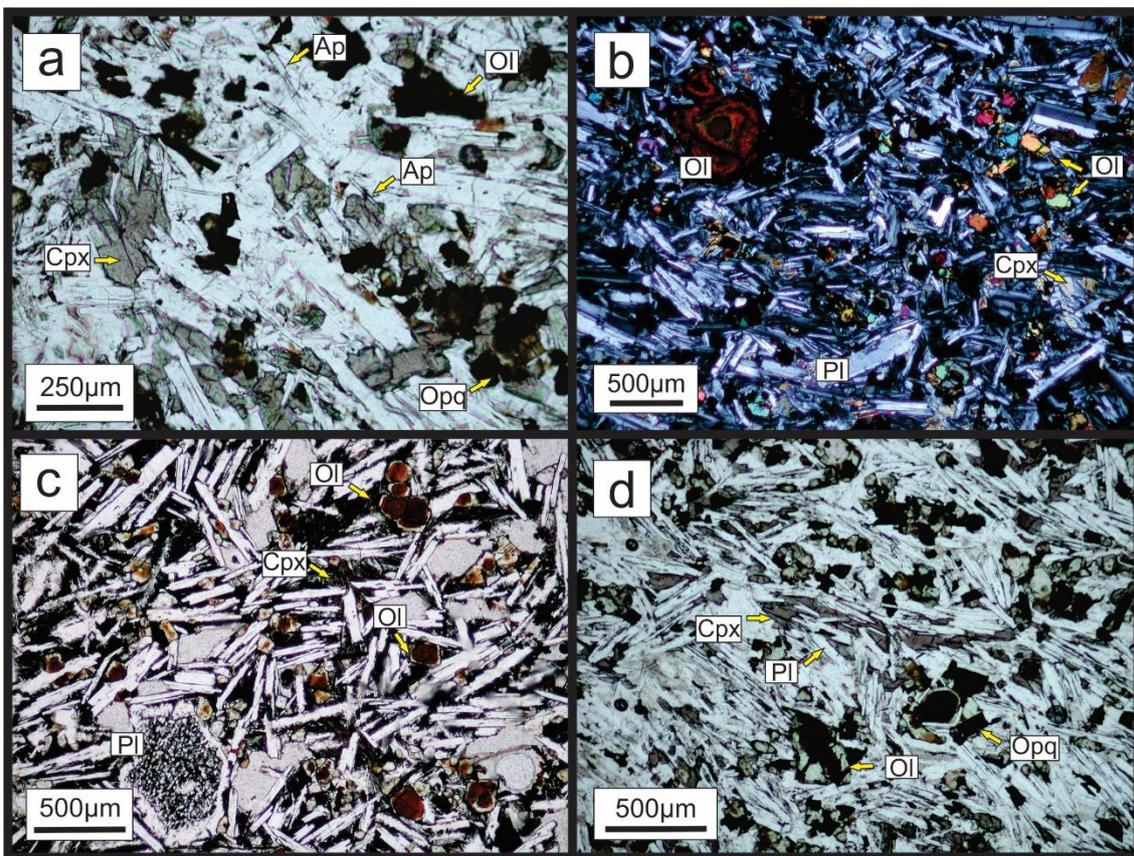
Los cristales de clinopiroxeno (15 %) exhiben coloración rosada a castaña violácea (Fig. 5.9a, d), sin pleocroísmo. Son subhedrales a anhedrales y sus tamaños varían entre 200  $\mu\text{m}$  y 700  $\mu\text{m}$ .

Los minerales opacos (10 %) presentan forma subhedral a euhedral, algunos con secciones cuadradas y otros de hábito acicular. Están incluidos en los silicatos que conforman la roca.

Los cristales de apatito (Fig. 5.9a) se presentan en proporciones accesorias (4 %), son subhedrales, de hábito acicular y están incluidos en cristales de plagioclasa.

La roca posee minerales de alteración (5 %) tales como agregados muy finos de esmectitas o carbonato, localizados en los intersticios de los microlitos.

Las muestras LU29 y LU71 están incluidas dentro de este subgrupo aunque presentan características particulares. En este sentido, en la muestra LU29 los cristales tienen mayor desarrollo y tamaño que las muestras antes descritas; y los cristales de olivino presentan moderada alteración a iddingsita en el núcleo. La muestra LU71 posee cristales de olivino donde la alteración a iddingsita predomina en el núcleo de los mismos; y cristales de clinopiroxeno de menor tamaño (<150  $\mu\text{m}$ ) que las muestras anteriormente descritas.



**Figura 5.9:** Fotomicrografía de muestras representativas del subgrupo 1 de los Basaltos B. **a)** Muestra SOM28: aspecto general de la roca, donde se destaca la textura subofítica, la orientación de las plagioclasas, el color de los cristales de clinopiroxeno y la forma de los cristales de apatito. Sin analizador intercalado. **b)** Muestra SOM25: aspecto general de la roca donde se observa la intensa alteración del microfenocrystal de olivino. Con analizador intercalado. **c)** Muestra LU71: detalle de un microfenocrystal de plagioclasa con textura cribada en el núcleo y alteración a iddingsita en los núcleos de los cristales de olivino. Sin analizador intercalado. **d)** Muestra SOM25: aspecto general de la roca donde se destaca la orientación subparalela de los cristales de plagioclasa, la coloración de los clinopiroxenos y la alteración de los núcleos de los cristales de olivino. Sin analizador intercalado.

## **Basaltos B - Subgrupo 2: SOM23-SOM27-SOMW35-MSL55-LU19-LU20-LU21-LU22-LU23-LU65-LU66**

Estas muestras corresponden a rocas volcánicas lávicas holocristalinas, con textura afírica seriada a microporfírica compuesta por microfenocristales (5-10 %) de plagioclasa y olivino (Fig. 5.10a, b), inmersos en una pasta (95-90 %) de textura intergranular, integrada por cristales de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, minerales opacos y apatito (Fig. 5.10a-d).

Si bien se identifican microfenocristales, estas muestras serán descriptas como rocas de textura seriada ya que los tamaños de los cristales desarrollan una variación continua.

Por otro lado, las muestras LU20, LU66 y MSL55 tienen aproximadamente un 10 % de vesículas. Algunas muestras (principalmente la LU19) poseen un 1 % de amígdalas rellenas con carbonato (Fig. 5.10d).

Los cristales de plagioclasa (40 %) son euhedrales a subhedrales, de hábito tabular, con tamaños que varían entre 100  $\mu\text{m}$  y 2000  $\mu\text{m}$ . Presentan macla polisintética y macla compuesta (Fig. 5.10a). En algunos cristales se observan bordes corroídos, zonación concéntrica y textura cribada tanto en el núcleo (Fig. 5.10a) como en el borde.

Los cristales de olivino (30 %) son subhedrales, desarrollan tamaños muy variables, entre 50  $\mu\text{m}$  y 1500  $\mu\text{m}$ , y localmente tienen forma esqueletal. Presentan intensa alteración pseudomórfica a iddingsita en todo el cristal (Fig. 5.10a, b, c, d), aunque algunos cristales de mayor tamaño conservan el núcleo sin alteración (Fig. 5.10b, c, d) o con una incipiente alteración a bowlingita. En las muestras LU21 y LU22 la alteración a iddingsita de los olivinos es menos intensa, predominando en bordes y fracturas.

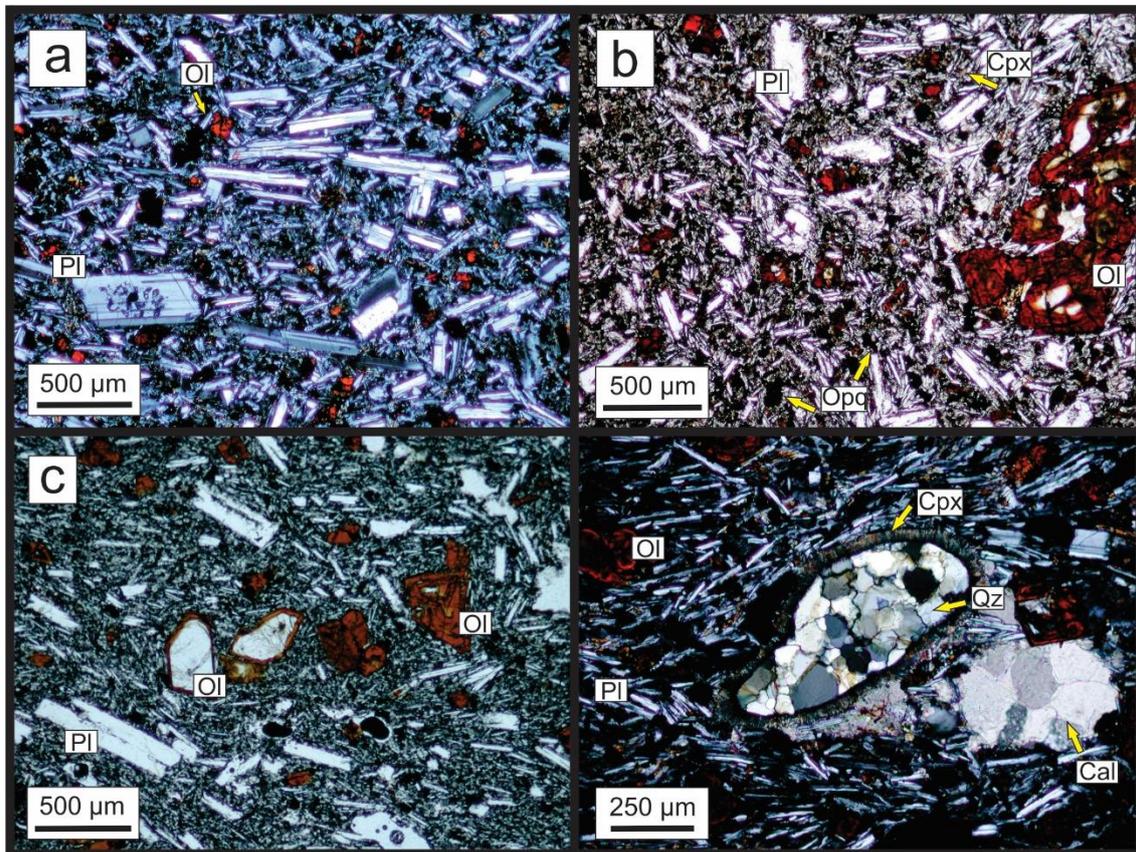
Los cristales de clinopiroxeno (10 %) son incoloros a levemente coloreados con tonos verdosos muy pálidos, sin pleocroísmo. Presentan formas subhedrales y tamaños entre 25  $\mu\text{m}$  y 250  $\mu\text{m}$ .

Los minerales opacos (15 %) presentan forma subhedral y están incluidos en los demás cristales que conforman la roca.

Los cristales de apatito (5 %), presentan hábito acicular y están incluidos en cristales de plagioclasa.

Entre los minerales secundarios se reconocen agregados muy finos de ceolitas y esmectitas dispuestos entre los intersticios de los cristales.

La muestra LU19 presenta un xenolito, conformado por un agregado cristalino de cuarzo anhedral, cuyo borde desarrolla una corona de reacción con la pasta de la roca, formada por cristales aciculares de clinopiroxeno (Fig. 5.10d).



**Figura 5.10:** Fotomicrografía de muestras representativas del subgrupo 2 de los Basaltos B. **a)** Muestra SOMW35: aspecto general de la roca, donde se destaca un cristal de plagioclasa con textura cribada en el núcleo, y la intensa alteración a iddingsita de los olivinos. Con analizador intercalado. **b)** Muestra LU66: aspecto general de la roca donde se observa la alteración a iddingsita de los olivinos, abarcando todo el cristal o solo los bordes. Sin analizador intercalado. **c)** Muestra LU20: aspecto general de la roca donde se reconoce la alteración de los olivinos, abarcando todo el cristal o solo los bordes. Sin analizador intercalado. **d)** Muestra LU19: xenolito compuesto por cristales de cuarzo, con corona de reacción constituida por cristales aciculares de clinopiroxeno; amígdala rellena con calcita. Con analizador intercalado.

### Basaltos B - Subgrupo 3: SOMW40-LU70-LU72

Estas muestras corresponden a rocas volcánicas lávicas holocristalinas a hipocristalinas, de textura muy fina, afírica seriada a microporfírica (Fig. 5.11a), compuestas por microfenocristales (3 %) de olivino y plagioclasa, inmersos en una pasta (97 %) de textura

intergranular (Fig.5.11b) y subofítica subordinada, integrada por cristales de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, minerales opacos y apatito. Los microfenocristales y los microlitos de la pasta presentan características petrográficas similares.

Los cristales de plagioclasa (35 %) son euhedrales a subhedrales, con hábito tabular y tamaños que varían entre 50  $\mu\text{m}$  y 1000  $\mu\text{m}$ . Las tablillas están parcialmente orientadas (Fig. 5.11a, b) y presentan macla polisintética. Localmente desarrollan zonación concéntrica (Fig. 5.11c) y textura cribada tanto en los bordes como en el núcleo.

Los cristales de olivino (25 %) son subhedrales, con tamaños que varían entre 50  $\mu\text{m}$  y 900  $\mu\text{m}$  y localmente desarrollan forma esquelética (Fig. 5.11c). Presentan intensa alteración a pseudomórfica a iddingsita que afecta a todo el cristal (Fig. 5.11a-c), aunque algunos cristales de mayor tamaño conservan el núcleo sin alteración, o alterado a bowlingita.

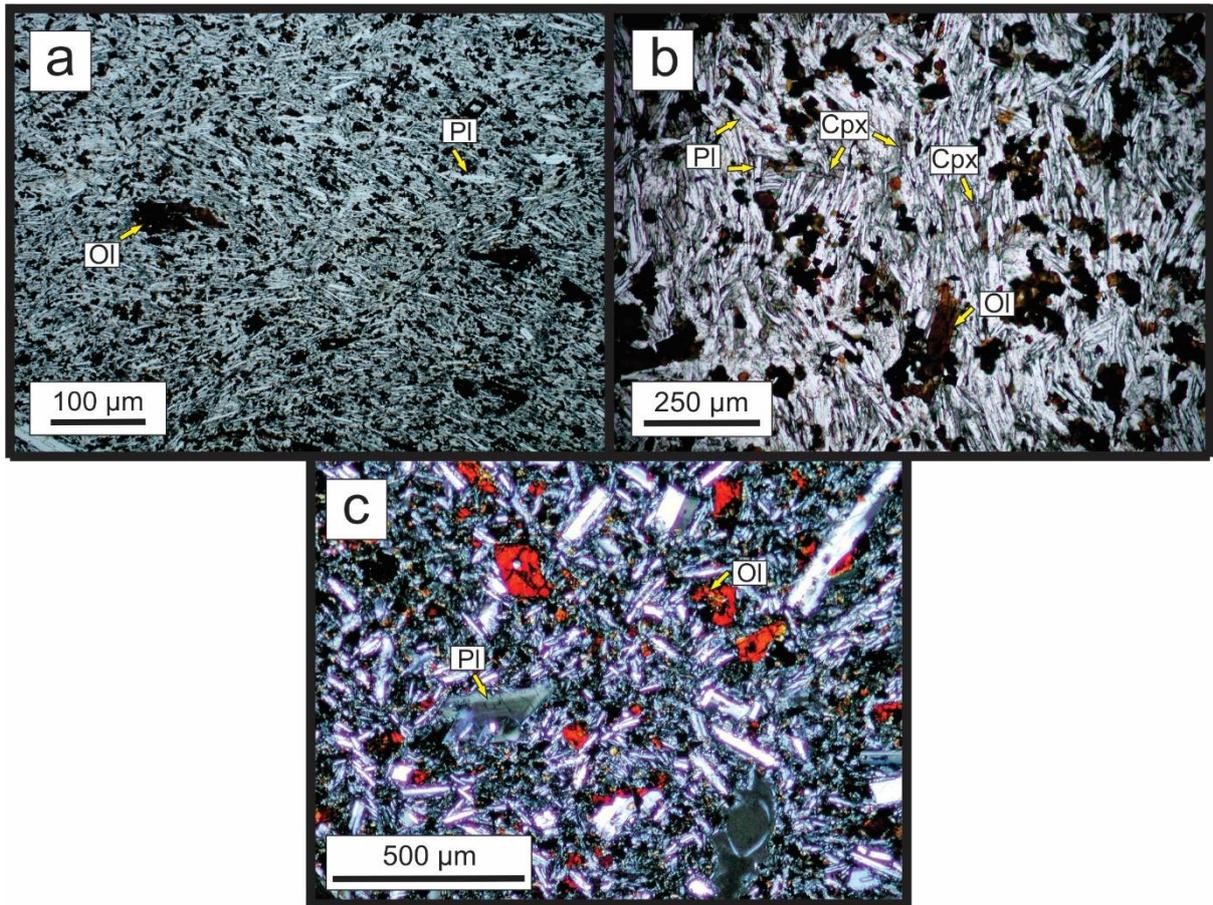
Los cristales de clinopiroxeno (20 %) son incoloros a levemente coloreados con coloración rosada a castaña (Fig. 5.11b), sin pleocroísmo. Presentan formas subhedrales a anhedrales y tamaños que varían entre 25  $\mu\text{m}$  y 400  $\mu\text{m}$ .

Los minerales opacos (17 %) tienen forma subhedral y están incluidos en los silicatos que conforman la roca.

Los cristales de apatito (3 %) son subhedrales, de hábito acicular y están incluidos en cristales de plagioclasa.

Entre los minerales secundarios se reconocen agregados muy finos de ceolitas, esmectitas y carbonato entre los intersticios de los microlitos y rellenando vesículas.

La muestra LU65 se diferencia parcialmente de las demás muestras del subgrupo, ya que sus cristales de olivino presentan alteración a iddingsita de menor intensidad, respecto a las muestras anteriores, tanto en bordes y fracturas como en el núcleo.



**Figura 5.11:** Fotomicrografías de muestras representativas del subgrupo 3 de los Basaltos B. **a)** Muestra LU72: aspecto general de la roca, donde se destaca la textura seriada a microporfírica, la orientación de las tabillas de plagioclasa y la intensa alteración de los olivinos. Sin analizador intercalado. **b)** Muestra LU70: aspecto general de la roca, donde se observa la textura subofítica, la tonalidad de los cristales de clinopiroxeno y la alteración de los olivinos. Sin analizador intercalado. **c)** Muestra SOMW40: detalle de la roca, donde se reconoce zonación en un cristal de plagioclasa, cristales de olivino con forma esqueletal y su intensa alteración a iddingsita. Con analizador intercalado.

#### **Basaltos B - Subgrupo 4: SOM32-LU4-LU5-LU6-LU47-LU48**

Estas muestras corresponden a rocas volcánicas lávicas holocristalinas a hipocristalinas, de textura afírica seriada (Fig. 5.12a), intergranular y subofítica subordinada. Están conformadas por cristales de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, minerales opacos y apatito. Los tamaños de los cristales son muy variables.

Los cristales de plagioclasa (40 %) son euhedrales a subhedrales, con hábito tabular y tamaños promedio entre 50  $\mu\text{m}$  y 1000  $\mu\text{m}$ . Las tablillas están parcialmente orientadas (Fig. 5.12b) y presentan macla polisintética y compuesta. Están parcialmente incluidos en cristales de

clinopiroxeno. Por otra parte, algunos cristales desarrollan textura cribada en el núcleo y zonación concéntrica.

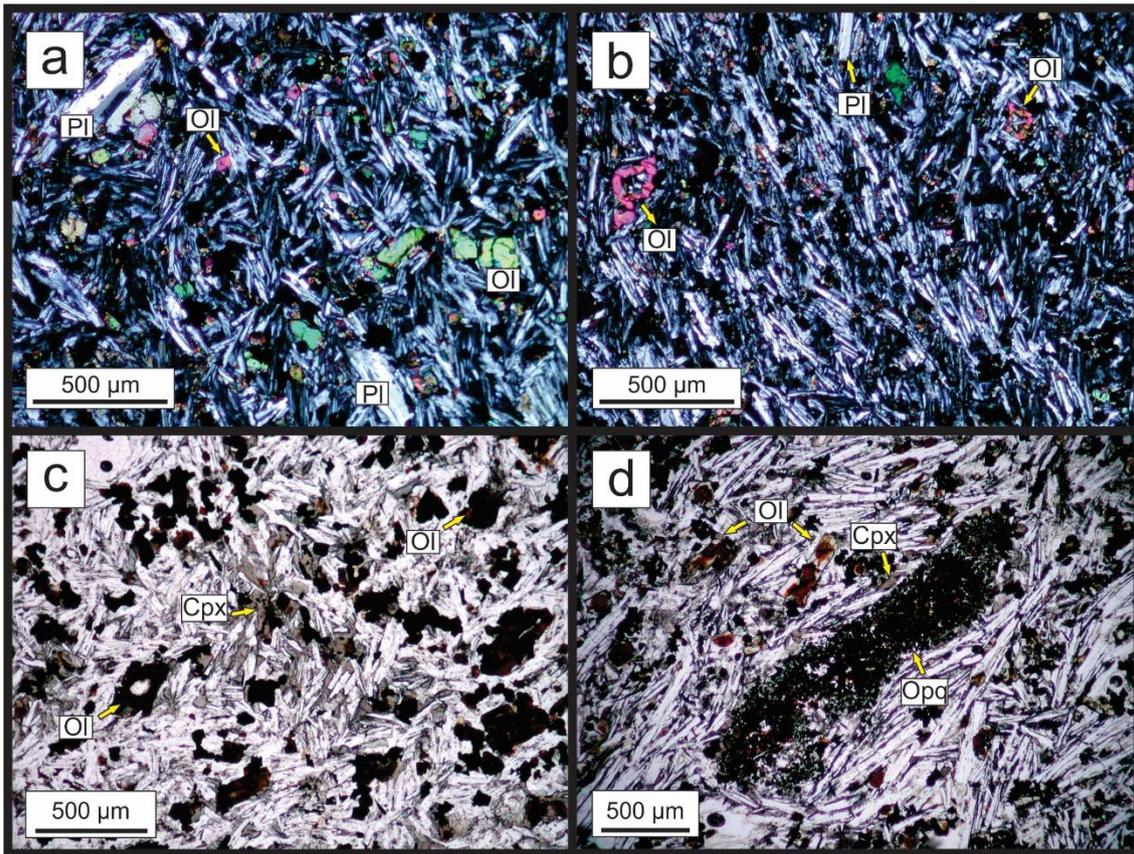
Los cristales de olivino (20-30 %) son subhedrales a anhedrales, con tamaños promedio entre 50  $\mu\text{m}$  y 800  $\mu\text{m}$ , y algunos poseen formas esqueletales (Fig. 5.12b). La alteración varía dependiendo la muestra que se analice. En general los cristales están frescos (Fig. 5.12a, b), sin embargo algunas muestras (LU47-SOM32) tienen moderada alteración a iddingsita (Fig. 5.12c, d), y bowlingita subordinada, tanto en bordes y fracturas, en el núcleo, o incluso en todo el cristal.

Los cristales de clinopiroxeno (10-20 %) presentan tonalidad rosada a castaña (Fig. 5.12c), sin pleocroísmo. Son anhedrales y sus tamaños varían entre 150  $\mu\text{m}$  y 1200  $\mu\text{m}$ . Algunos individuos desarrollan macla simple.

Los minerales opacos (17 %) son subhedrales, presentan secciones cuadradas y formas alargadas. En general están agrupados y se hallan como inclusiones en los demás cristales que conforman la roca. En la muestra LU47 se reconoce un agregado (2400  $\mu\text{m}$ ) de minerales opacos de pequeño tamaño (25  $\mu\text{m}$ ) (Fig. 5.12d).

Los cristales de apatito (3 %), con forma subhedral y hábito acicular. Se disponen como inclusiones en los cristales de plagioclasa.

La roca presenta 2 % de vesículas, las cuales localmente están rellenas por agregados finos de ceolitas y esmectitas.



**Figura 5.12:** Fotomicrográficas de muestras representativas del subgrupo 4 de los Basaltos B. **a)** Muestra LU4: aspecto general de la roca, donde se destaca la textura afírica a seriada y la ausencia de alteración en los cristales de olivino. Con analizador intercalado. **b)** Muestra LU6: se observa la textura general de la roca, la orientación de las tablillas de plagioclasa y la forma esqueletal de los cristales de olivino. Con analizador intercalado. **c)** Muestra SOM32: se reconoce la coloración de los clinopiroxenos y la moderada alteración de los cristales de olivino. Sin analizador intercalado. **d)** Muestra LU47: detalle del agregado de minerales opacos y de la moderada alteración de los cristales de olivino. Sin analizador intercalado.

### **Basaltos B - Subgrupo 5: SOM29-MSL56-MSL57-LU38**

Estas muestras corresponden a rocas volcánicas lávicas hipocrystalinas, de textura microporfírica, amigdaloides, compuestas por microfenocristales (1-3 %) de olivino y plagioclasa (Fig. 5.13a) con textura seriada, inmersos en una pasta (99-97 %) con textura intersertal, compuesta por plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, minerales opacos, apatito y vidrio volcánico. Los microfenocristales de olivino y plagioclasa presentan las mismas características petrográficas que los microlitos de la pasta, por lo que se describirán en conjunto.

Los cristales de plagioclasa (35 %) son subhedrales a anhedrales, desarrollan textura seriada con tamaños que varían desde 100 µm hasta 4000 µm. Presentan macla polisintética (Fig.

5.13b) y algunos individuos poseen bordes corroídos, textura cribada en el núcleo (Fig. 5.13a) y zonación concéntrica.

Los cristales de olivino (25 %) son subhedrales a anhedrales, con tamaños entre 100  $\mu\text{m}$  y 2800  $\mu\text{m}$  y formas esqueléticas (Fig.5.13c). En general se preservan frescos (Fig. 5.13c, d) o muestran incipiente alteración pseudomórfica parcial a bowlingita e iddingsita, a partir de bordes y fracturas. Están fracturados, presentan bordes corroídos y engolfamientos (Fig. 5.13c).

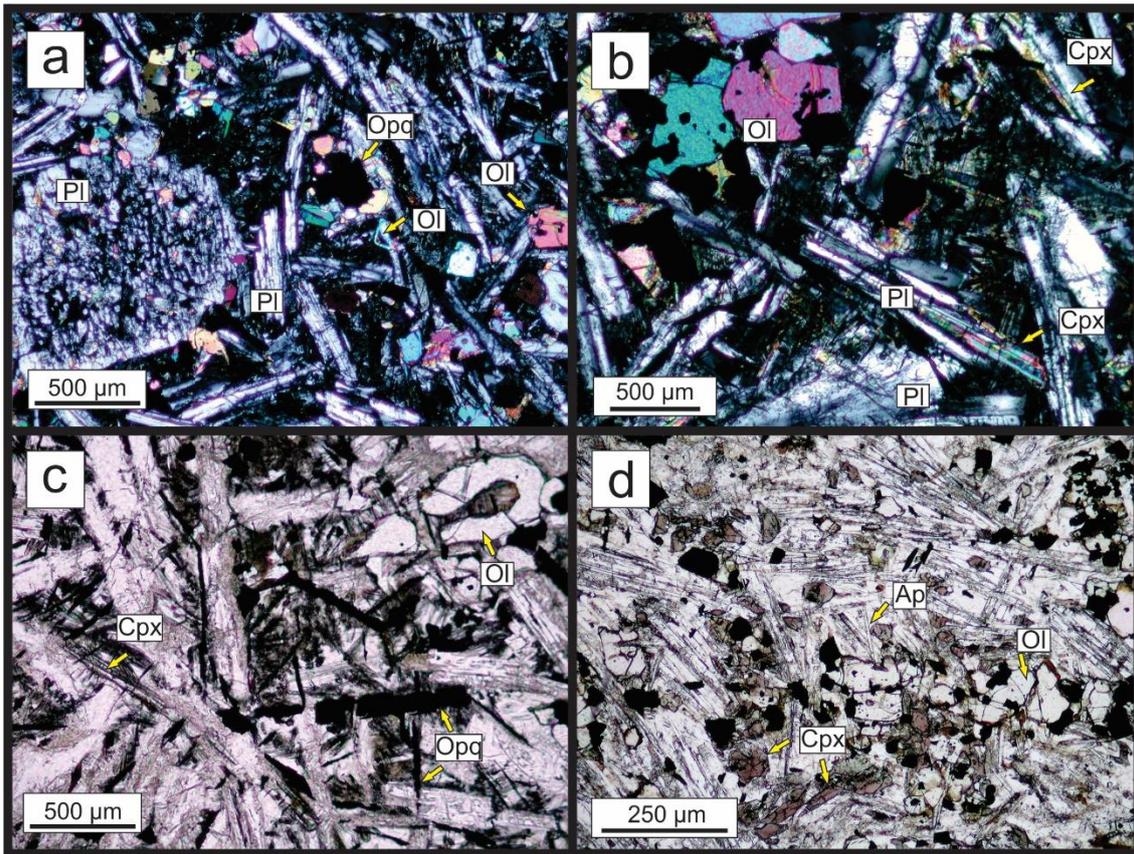
Los cristales de clinopiroxeno (20 %) son incoloros (SOM29-MSL56) a levemente coloreados (MSL57-LU38), con tonalidades rosadas (Fig. 5.13d) y sin pleocroísmo. Presentan formas subhedrales, hábito acicular (Fig. 5.13b) y tamaños entre 100  $\mu\text{m}$  y 1000  $\mu\text{m}$ .

Los minerales opacos (15 %) son subhedrales, presentan secciones cuadradas o hábito acicular, y se hallan como inclusiones en los silicatos que conforman la roca.

Los cristales de apatito (5 %) (Fig. 5.13d) son subhedrales, de hábito acicular. Se localizan como inclusiones en los cristales de plagioclasa.

Se reconoce vidrio volcánico intersticial de coloración castaña a verdosa.

Además, en estas muestras se observan amígdalas (5 %), rellenas con agregados muy finos de ceolitas y esmectitas.



**Figura 5.13:** Fotomicrografías de muestras representativas del subgrupo 5 de los Basaltos B. **a)** Muestra SOM29: microfenocristal de plagioclasa con textura cribada en el núcleo. Con analizador intercalado. **b)** Muestra MSL56: detalle de las maclas de las plagioclasas y del hábito acicular de los cristales de clinopiroxeno. Con analizador intercalado. **c)** Muestra SOM29: se destaca un cristal de olivino con engolfamiento, forma esqueletal y sin alteración. Sin analizador intercalado. **d)** Muestra MSL57: aspecto general de la roca, donde se reconoce la coloración de los clinopiroxenos, los cristales de olivino sin alteración y los cristales de apatito. Sin analizador intercalado.

### Basaltos B - Subgrupo 6: SOM20

Esta muestra corresponde a una roca volcánica lávica holocristalina, de textura porfírica compuesta por 5 % de microfenocristales de plagioclasa y olivino (Fig. 5.14a), inmersos en una pasta (95 %) de textura intergranular, traquítica, y subofítica subordinada, compuesta por cristales de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino, minerales opacos y apatito (Fig. 5.14a, b).

Los microfenocristales de plagioclasa (60 %) desarrollan formas anhedrales a subhedrales con tamaños muy variables entre 800 µm y 4000 µm. Presentan corrosión en los bordes, y desarrollan zonación concéntrica y textura cribada (Fig. 5.14a). Poseen inclusiones de apatito.

Los microfenocristales de olivino (40 %) desarrollan formas subhedrales, con tamaños entre 800  $\mu\text{m}$  y 2000  $\mu\text{m}$ . Se observan total o parcialmente alterados a iddingsita, aunque algunos presentan iddingsita en el borde y bowlingita en el núcleo (Fig. 5.14a).

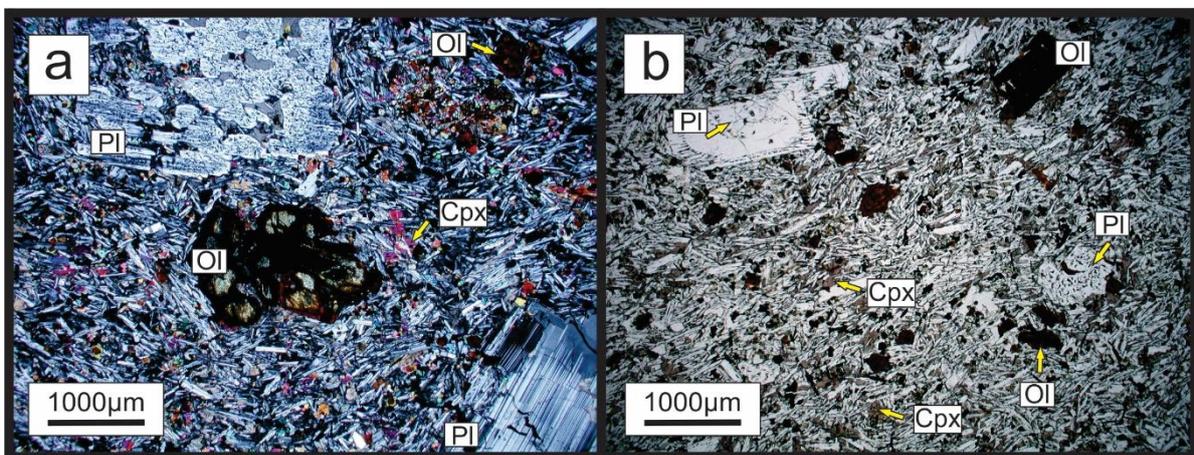
Los cristales de plagioclasa de la pasta (35 %) son euhedrales a subhedrales, con hábito tabular y tamaños entre 200 y 400  $\mu\text{m}$ . Las tablillas están parcialmente incluidas en los cristales de clinopiroxeno y en general presentan inclusiones de apatito.

Los cristales de clinopiroxeno (25 %) son anhedrales, levemente coloreados, con tonalidades rosadas (Fig. 5.14b), sin pleocroísmo y tamaños variables entre 200  $\mu\text{m}$  y 1000  $\mu\text{m}$ .

Los cristales de olivino (20 %) son subhedrales a anhedrales, con tamaños entre 100  $\mu\text{m}$  y 300  $\mu\text{m}$ . En general están totalmente alterados a iddingsita (Fig. 5.14a, b), aunque algunos cristales tienen alteración a bowlingita en el núcleo.

Los minerales opacos (13 %) son subhedrales, con secciones cuadradas y se presentan como inclusiones en los demás cristales que conforman la roca.

Se reconocen cristales subhedrales de apatito (2 %), de hábito acicular, en proporciones accesorias.



**Figura 5.14:** Fotomicrografías representativas del subgrupo 6 (muestra SOM20) de los Basaltos B. **a)** Detalle de la textura porfírica de la roca. Con analizador intercalado. **b)** Aspecto general de la roca, donde se destaca la coloración de los clinopiroxenos. Sin analizador intercalado.

### 1.3 Foiditas correspondientes a los conos volcánicos y coladas de reducida extensión que sobreyacen la meseta

Se realizó el análisis petrográfico de 5 muestras correspondientes a conos volcánicos y coladas de reducida extensión que sobreyacen la meseta, las cuales de acuerdo a la clasificación modal QAPF propuesta por la IUGS para rocas volcánicas (Streckeisen 1978, Le Maitre *et al.* 2002), corresponden a foiditas. Las muestras PR4 y PRA1 están localizada en las inmediaciones del poblado de Prahuaniyeu, las muestras EC13 y MSL26 se ubican a 4 km al noreste del cerro Medina, y la muestra SMED1 corresponde al área de dicho cerro (Fig. 4.6 del Capítulo 4).

#### **PR4-PRA1-EC13-MSL26-SMED1**

Estas muestras corresponden a rocas volcánicas lávicas hipocrystalinas, de textura microporfírica, con microfenocristales (5-10 %) de olivino (Fig. 5.15a) en una pasta (95-90 %) compuesta por un entramado de cristales de clinopiroxeno, olivino, nefelina, minerales opacos, apatito y vidrio volcánico.

Los microfenocristales de olivino son subhedrales, con tamaños entre 500  $\mu\text{m}$  y 2000  $\mu\text{m}$ . Poseen moderada alteración pseudomórfica a iddingsita (con mayor intensidad en la muestra MSL26 y menor en la muestra PRA1), principalmente en bordes y fracturas. Algunos cristales presentan márgenes reabsorbidos, contornos corroídos y engolfamientos (Fig. 5.15a).

Los cristales de clinopiroxeno (35 %) son de coloración castaña a verdosa pálida (Fig. 5.15b), sin pleocroísmo. Presentan formas subhedrales a euhedrales, hábito prismático (Fig. 5.15b, c, d) y tamaños entre 50  $\mu\text{m}$  y 400  $\mu\text{m}$ . Algunos cristales poseen macla simple.

Los cristales de olivino (25 %) son subhedrales, con tamaños entre 50  $\mu\text{m}$  y 300  $\mu\text{m}$ , y ocasionalmente desarrollan forma esquelética. Presentan moderada alteración pseudomórfica a iddingsita tanto parcial, a partir de bordes y fracturas, como total (Fig. 5.15b, c). La muestra MSL26 es la que tiene mayor alteración.

Los cristales de nefelina (18 %) conforman agregados muy finos entre los demás cristales de la roca (Fig. 5.15a, c). Localmente se reconocen cristales anhedrales, de tamaños entre 50 y 100  $\mu\text{m}$ , que parcialmente alterados a ceolitas (Fig. 5.15d) y esmectitas.

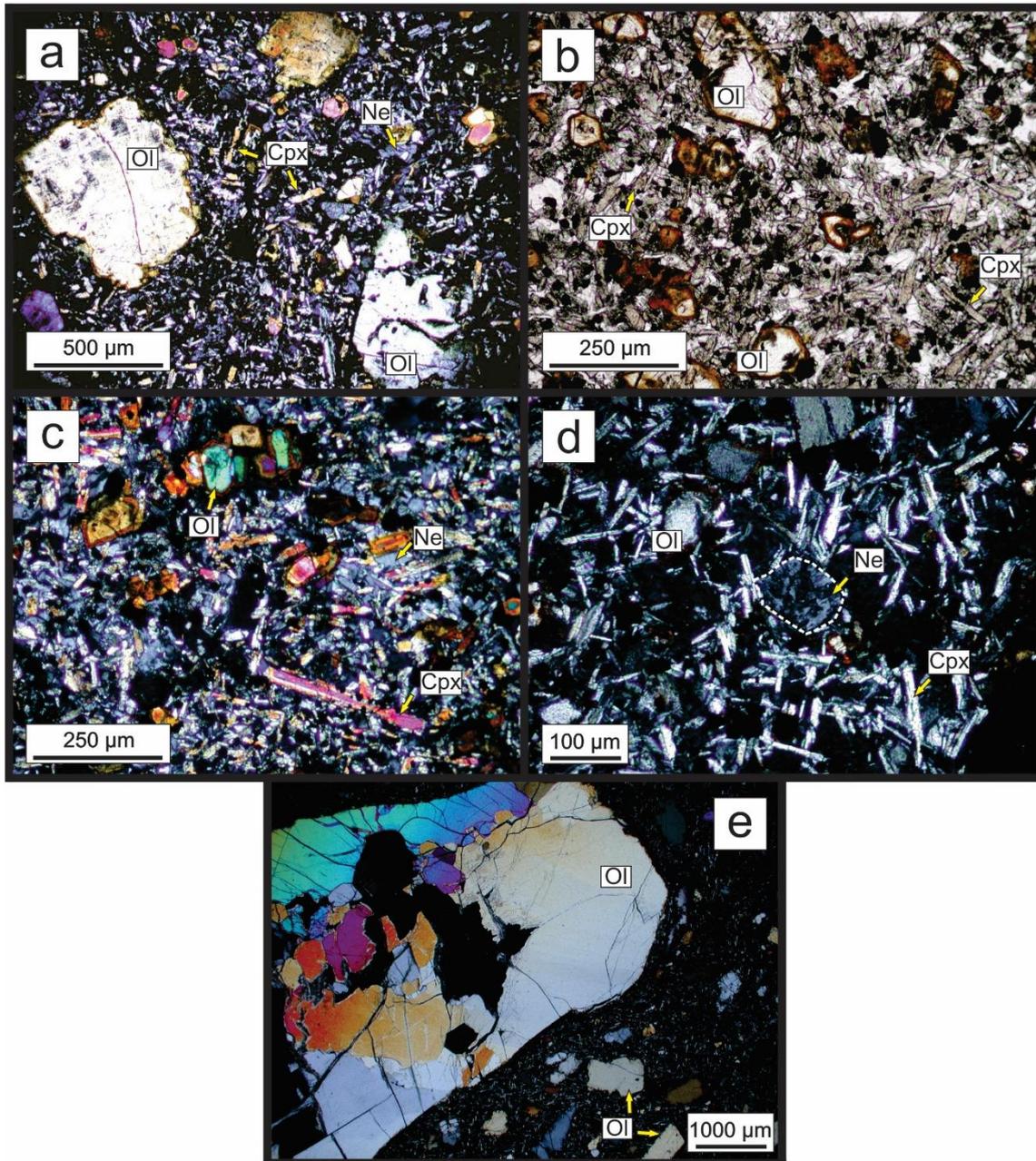
Los minerales opacos (15 %) presentan forma subhedrales a euhedral, con secciones cuadradas o de hábito acicular, y se disponen como inclusiones en los silicatos de la roca.

Los cristales de apatito se presentan en proporciones accesorias (2 %), con formas subhedrales y hábito acicular.

Se reconoce vidrio volcánico (5 %), con “*glassy basalt threads - Pele’shair*”, en los intersticios de los cristales de la roca.

Estas rocas tienen entre 1 y 5 % de vesículas, las cuales ocasionalmente están rellenas por agregados finos de ceolitas y carbonato.

La muestra PRA1 presenta un xenolito peridotítico de 9,2 mm, en contacto neto con la roca hospedante, constituido principalmente por olivino, espinelo y piroxeno subordinados (Fig. 5.15e). Presenta textura protogranular transicional a porfiroclástica.



**Figura 5.15:** Fotomicrografías representativas de las muestras de los conos volcánicos y coladas de reducida extensión que sobreyacen la meseta. **a)** Muestra EC13: aspecto general de la roca, donde se destacan los microfenocristales de olivino, con engolfamientos y bordes corroídos. Con analizador intercalado. **b)** Muestra MSL26: detalle de la coloración y hábito de los clinopiroxenos, y de la alteración de los cristales de olivino. Sin analizador intercalado. **c)** Muestra MSL26: aspecto general de la roca, donde se observa el hábito de los clinopiroxenos, y de la alteración de los cristales de olivino. También se destaca la presencia de nefelina. Con analizador intercalado. **d)** Muestra PRA1: detalle del cristal de nefelina totalmente ceolitizado. **e)** Muestra PRA1: detalle del xenolito peridotítico. Con analizador intercalado.

#### 1.4 Niveles de tobas vítreas

A continuación se describen las características petrográficas de las muestras correspondientes a depósitos volcánoclasticos. Dado que el tamaño de los componentes que integran las rocas no supera la fracción ceniza, 2 mm, las mismas se clasifican como tobas (Scasso y Limarino 1997). Asimismo, considerando que estas tobas están constituidas por más del 50 % de material vítreo, se las clasifica como tobas vítreas (Pettijohn *et al.* 1987).

#### *Laguna Soledad*

##### **MSL5**

Esta muestra pertenece al área de la laguna Soledad (Fig. 4.8 del Capítulo 4), presenta un espesor estimado de 2 m, y se encuentra intercalada entre coladas de los basaltos A. Corresponde a una roca volcánoclastica consolidada, con estructura masiva, fabrica clasto-sostén y buena selección. Está compuesta por vitroclastos (60 %), cristaloclastos (20 %), litoclastos (15 %) y material ligante (5 %) (Fig. 5.16a).

Los vitroclastos están representados por trizas vítreas (60 %) y fragmentos pumíceos (40 %). Las trizas vítreas son incoloras, angulosas, desarrollan formas alargadas, aciculares, curvadas, en medialuna, “Y” griega, y su tamaño varía entre 50 y 550  $\mu\text{m}$ . Los fragmentos pumíceos son subredondeados, y sus tamaños varían entre 50 y 400  $\mu\text{m}$ . Algunos vitroclastos presentan coloración amarillenta pálida, producto de la alteración a esmectitas y/o minerales arcillosos, e inclusiones de minerales opacos.

Los cristaloclastos están representados principalmente por fragmentos de cristales de plagioclasa y feldespatos alcalinos, con proporciones subordinadas de piroxeno y biotita. Los feldespatos son angulosos, presentan tamaños entre 50 y 300  $\mu\text{m}$ , y desarrollan macla polisintética y simple. Los piroxenos son incoloros a coloreados, con tonalidad verdosa y amarillenta, y en general presentan pleocroísmo entre tonos verdoso pálido y verdoso intenso. Son angulosos y sus tamaños varían entre 50 y 200  $\mu\text{m}$ . Las biotitas son muy escasas, presentan coloración castaña y pleocroísmo con tonalidades de castaña oscura a clara. Presenta forma anhedral, secciones angulosas y tamaños de hasta 250  $\mu\text{m}$ .

Los litoclastos presentan contornos subredondeados y tamaños entre 50 y 400  $\mu\text{m}$ . Están totalmente alterados a agregados muy finos de ceolitas y/o esmectitas, aunque en algunos se reconocen tablillas de plagioclasa y minerales opacos.

El material ligante de la roca está representado por un agregado de aspecto pulverulento, tamaño arcilla, de coloración castaño muy pálido a amarillento.

#### *Bajo de la Estancia Buen Abrigo*

##### **MSL41**

Esta muestra corresponde a la base de una sucesión volcánica ubicada en el bajo de la Estancia Buen Abrigo (Fig. 4.8 del Capítulo 4) y presenta un espesor estimado de 4 m. Corresponde a una roca volcanoclástica consolidada, con estructura masiva a laminar, fabrica clasto-sostén y buena selección. Está compuesta por vitroclastos (70 %), cristaloclastos (10 %), litoclastos (5%) y material ligante (10 %) (Fig. 5.16b).

Los vitroclastos están representados por trizas vítreas y fragmentos pumíceos en proporciones similares. Las trizas vítreas son incoloras, angulosas, desarrollan formas alargadas, planares, aciculares, curvadas, en medialuna, “Y” griega, y su tamaño varía entre 50 y 500  $\mu\text{m}$ . Los fragmentos pumíceos son redondeados a subredondeados, y sus tamaños varían entre 150 y 450  $\mu\text{m}$ . Algunos vitroclastos presentan coloración amarillenta pálida, producto de la alteración a esmectitas y/o minerales arcillosos, e inclusiones de minerales opacos.

Los cristaloclastos están representados principalmente por fragmentos de cristales de plagioclasa y feldespatos alcalino (95 %), con proporciones subordinadas de hornblenda y biotita (5 %) cuyos pequeños tamaños dificultan la descripción de sus características. Los feldespatos son angulosos a subangulosos y presentan tamaños entre 60 y 300  $\mu\text{m}$ .

Los litoclastos presentan formas subredondeadas y sus tamaños varían entre 100 y 200  $\mu\text{m}$ . Están parcialmente alterados a agregados muy finos de ceolitas y/o esmectitas.

El material ligante de la roca está representado por un agregado de aspecto pulverulento, tamaño arcilla, de coloración castaño muy pálido a amarillento.

#### *Laguna Cardozo*

##### **MSL39-2, MSL39-3, MSL39-5, MSL39-6**

Estas muestras corresponden a la sucesión volcanoclástica ubicada al sureste del cerro Medina, en la laguna Cardozo (Fig. 4.8 del Capítulo 4), cuyo perfil columnar fue descrito anteriormente (Capítulo 4 - sección 4.1.4).

Corresponden a rocas volcánicas moderadamente consolidadas, con estructura masiva, fábrica clasto-sostén y moderada selección. Están compuestas por vitroclastos (55 %), cristaloclastos (25 %), litoclastos (15 %) y material ligante (5 %) (Fig. 5.16c, d).

Los vitroclastos están representados por fragmentos pumíceos y trizas vítreas en proporciones similares. Los fragmentos pumíceos son subredondeados a redondeados y sus tamaños varían entre 100  $\mu\text{m}$  y 1000  $\mu\text{m}$ . Algunos vitroclastos presentan coloración amarillenta pálida, producto de la alteración a esmectitas y/o minerales arcillosos, e inclusiones de cristaloclastos, de plagioclasa, piroxeno y minerales opacos, y litoclastos. Las trizas vítreas son incoloras, angulosas, desarrollan formas alargadas, aciculares, curvadas, en medialuna, en “Y” griega, y sus tamaños varían entre 50 y 600  $\mu\text{m}$ . Localmente presentan alteración a agregados finos de esmectitas en los bordes.

Los cristaloclastos están representados principalmente por fragmentos de cristales de plagioclasa y feldespato alcalino, con proporciones subordinadas de piroxeno. Los feldespatos son angulosos a subangulosos, presentan tamaños entre 50 y 1000  $\mu\text{m}$  y algunos desarrollan macla polisintética y/o simple y/o zonación concéntrica. Los piroxenos son coloreados, con tonalidad verdosa pálida, sin pleocroísmo. Desarrollan contornos angulosos y tamaños entre 100 y 400  $\mu\text{m}$ .

Los litoclastos presentan formas subredondeadas a redondeadas y sus tamaños varían entre 100 y 700  $\mu\text{m}$ . Algunos están representados por un agregado de tablillas de plagioclasa, fragmentos de cristales de piroxeno y minerales opacos, mientras que otros están totalmente alterados a agregados muy finos de ceolitas y/o esmectitas.

El material ligante de la roca está representado por un agregado de aspecto pulverulento, tamaño arcilla, de coloración castaño muy pálido a amarillento.

Cabe mencionar que la muestra MSL39-6 es la que presenta mayor granulometría, con fragmentos pumíceos y litoclastos que alcanzan tamaños de 1800 y 1100  $\mu\text{m}$ , respectivamente. Asimismo presenta un mayor porcentaje de cristaloclastos de piroxeno, en comparación a las restantes muestras.

### *Margen NO de la meseta*

#### **LU17A**

Esta muestra corresponde al sector noroeste del área de estudio (Fig. 4.8 del Capítulo 4), presenta un espesor estimado de 0,5 m y se encuentra intercalada entre coladas de los basaltos B. Corresponde a una roca volcániclastica consolidada, con estructura masiva, fábrica clasto-sostén y buena a moderada selección. Está compuesta por vitroclastos (65 %), cristaloclastos (20 %), litoclastos (10 %) y material ligante (5 %) (Fig. 5.16e).

Los vitroclastos están representados por trizas vítreas y fragmentos pumíceos en similares proporciones. Las trizas vítreas son incoloras, angulosas, desarrollan formas alargadas, aciculares, zigzagueantes, curvadas, en medialuna, y su tamaño varía entre 50 y 400  $\mu\text{m}$ . Los fragmentos pumíceos son subredondeados y de tamaño entre 50 y 650  $\mu\text{m}$ . Algunos vitroclastos presentan coloración amarillenta pálida, producto de la alteración a esmectitas y/o minerales arcillosos, e inclusiones de minerales opacos.

Los cristaloclastos están representados principalmente por fragmentos de cristales de plagioclasa y feldespato alcalino, con proporciones subordinadas de piroxeno. Los feldespatos son angulosos a subangulosos, presentan tamaños que varían entre 50 y 700  $\mu\text{m}$  y algunos desarrollan macla polisintética y simple y/o zonación concéntrica. Los piroxenos son incoloros a coloreados, con tonalidad verdosa y amarillenta, sin pleocroísmo. Son angulosos y sus tamaños varían entre 50 y 300  $\mu\text{m}$ .

Los litoclastos presentan formas subredondeadas a redondeadas y tamaños entre 100 y 550  $\mu\text{m}$ . Algunos están representados por agregados de tablillas de plagioclasa y minerales opacos, mientras que otros están totalmente alterados a agregados finos de ceolitas y/o esmectitas.

El material ligante de la roca está representado por un agregado de aspecto pulverulento, tamaño arcilla, de coloración castaño muy pálido a amarillento.

### *Sur de El Caín*

#### **LU40a, LU42 y LU45**

Estas tres muestras corresponden a la sucesión volcániclastica ubicada al sureste de la localidad de El Caín (Fig. 4.8 del Capítulo 4), cuyo perfil columnar fue presentado anteriormente (Capítulo 4 - sección 4.1.4). A pesar de presentar diferencias en el afloramiento, microscópicamente muestran pocas variaciones, por lo que se las describirá en conjunto.

Corresponden a rocas volcánicas consolidadas, con fábrica clasto-sostén y pobre (LU40a) a buena selección. Están compuestas por vitroclastos (75 %), cristaloclastos (15 %), litoclastos (5 %) y material ligante (5 %).

Los vitroclastos están representados por trizas vítreas (60 %) y fragmentos pumíceos (40 %). Las trizas vítreas son incoloras, angulosas, con forma alargada, acicular, curvada, en medialuna, “Y” griega y planares. Presentan tamaños de entre 25 y 700  $\mu\text{m}$  (alcanzando hasta 1300  $\mu\text{m}$  en la muestra LU40a). Los fragmentos pumíceos son redondeados a subredondeados y sus tamaños varían entre 100  $\mu\text{m}$  y 700  $\mu\text{m}$ . Algunos vitroclastos presentan coloración amarillenta pálida, producto de la alteración a esmectitas y/o minerales arcillosos, e inclusiones de cristaloclastos y minerales opacos.

Los cristaloclastos están representados principalmente por fragmentos de cristales de plagioclasa y feldespato alcalino, y biotita subordinada. Los feldespatos son angulosos a subangulosos, con tamaños entre 50  $\mu\text{m}$  y 300  $\mu\text{m}$  (alcanzando hasta 800  $\mu\text{m}$  en la muestra LU40a). Desarrollan macla polisintética y simple, respectivamente, y localmente poseen alteración a ceolitas en los bordes. Las biotitas son muy escasas, presentan coloración castaña, pleocroísmo con tonalidades de castaña oscura a clara, y forma anhedral,

Los litoclastos son redondeados a subredondeados, con tamaños entre 100  $\mu\text{m}$  y 300  $\mu\text{m}$ , aunque en la muestra LU40a se reconoce un litoclasto de 2400  $\mu\text{m}$ . Están representados por agregados de cristales de plagioclasa y minerales opacos, algunos están totalmente alterados a agregados finos de esmectitas, y otros presentan el aspecto de una pasta volcánica ceolitizada.

El material ligante de la roca está representado por un agregado de aspecto pulverulento, tamaño arcilla, de coloración castaño muy pálido a amarillento.

#### **LU46a**

Roca volcánicas consolidada, con fábrica clasto-sostén y parcial selección. Está compuesta por vitroclastos (65 %), cristaloclastos (20 %), litoclastos (10 %), y material ligante (5 %) (Fig. 5.16f). Presenta 10 % de vesículas.

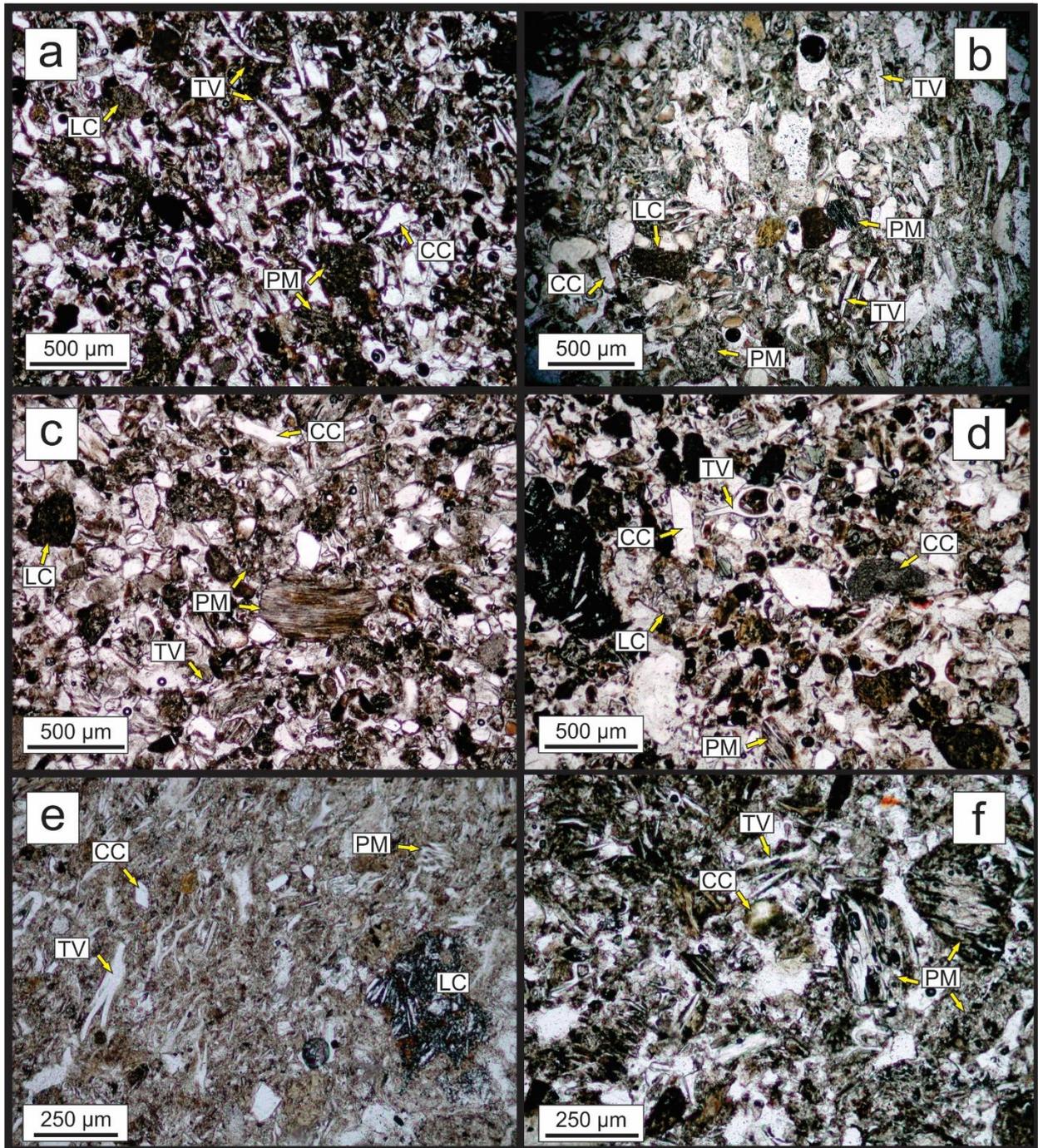
Los vitroclastos están representados por fragmentos pumíceos (80 %) y trizas vítreas (20 %). Los fragmentos pumíceos son redondeados a subredondeados, con tamaños que varían entre 100  $\mu\text{m}$  y 2000  $\mu\text{m}$  (Fig. 5.16f). Algunos vitroclastos presentan coloración amarillenta pálida, producto de la alteración a esmectitas y/o minerales arcillosos, e inclusiones de minerales

opacos. Las trizas vítreas son incoloras, angulosas y desarrollan forma alargada, acicular, curvada, en media luna y secciones planares, y sus tamaños varían entre 100  $\mu\text{m}$  y 300  $\mu\text{m}$ .

Los cristaloclastos corresponden a fragmentos de cristales de plagioclasa, feldespato alcalino y biotita subordinada. Los feldespatos son angulosos a subangulosos, con tamaños entre 100  $\mu\text{m}$  y 700  $\mu\text{m}$ . Algunos cristales de plagioclasa y feldespato alcalino desarrollan macla polisintética y simple, respectivamente. Los cristaloclastos de biotita son de coloración castaña, con pleocroísmo entre tonalidades castaño oscura a castaño amarillenta. Presentan forma anhedral.

Los litoclastos son redondeados a subredondeados, con tamaños entre 50  $\mu\text{m}$  y 500  $\mu\text{m}$ . Están representados por agregados de tablillas de plagioclasa, algunos están totalmente alterados a agregados finos de esmectitas, y otros presentan el aspecto de una pasta volcánica ceolitizada.

El material ligante de la roca está representado por un agregado de aspecto pulverulento, tamaño arcilla, de coloración castaño muy pálido a amarillento.



**Figura 5.16:** Fotomicrografías representativas de las muestras volcanoclasticas antes descritas. Todas sin analizador intercalado. **a)** Muestra MSL5: aspecto general de la roca, donde se destaca la fábrica clasto-sostén y los componentes que integran la roca. **b)** Muestra MSL41: detalle de la roca, donde se observa el alto porcentaje de vitroclastos. **c)** Muestra MSL39-2: aspecto general de la roca, donde en la parte central se destaca un fragmento pumíceo y los restantes componentes de la roca. **d)** Muestra MSL39-6: detalle de la textura general de la roca y los componentes que la integran. **e)** Muestra LU17A: textura general de la roca y los componentes que la integran. **f)** Muestra LU46a: detalle de la roca, donde se destaca el alto porcentaje de fragmentos pumíceos. PM: pómez; TV: triza vítrea; CC: cristaloclasto; LC: litoclasto.

## CAPÍTULO 6

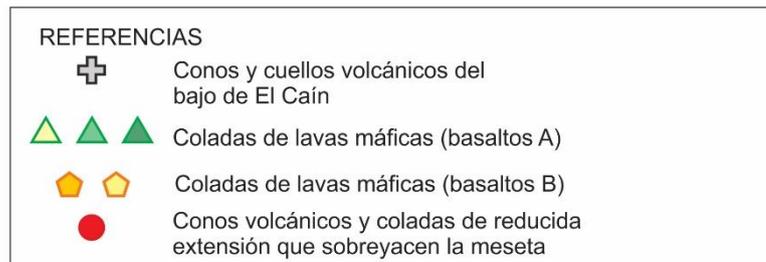
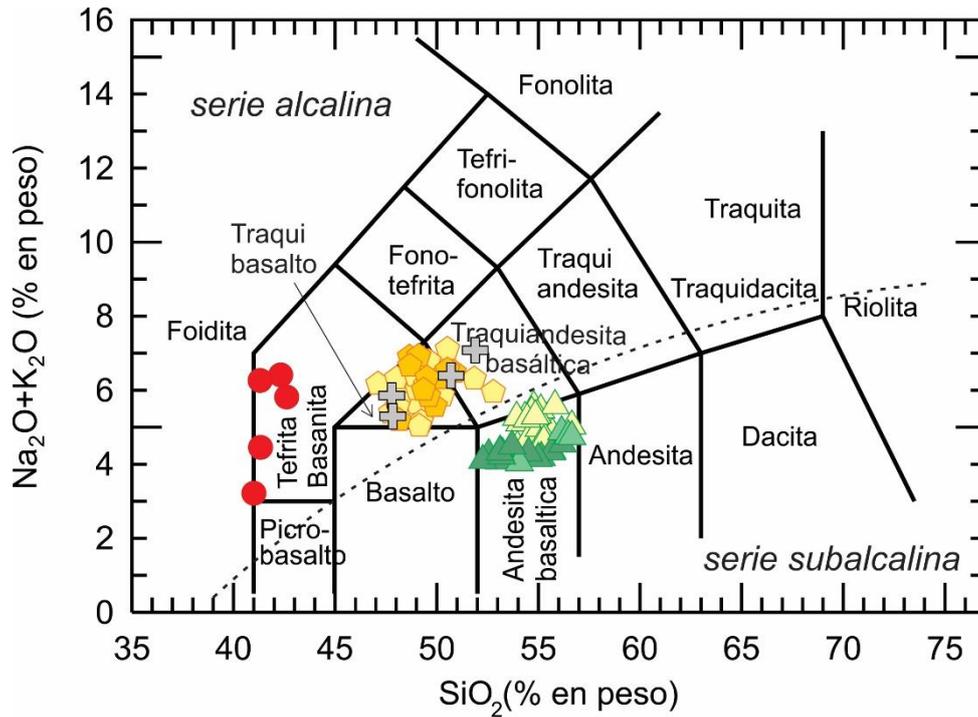
### **GEOQUIMICA DE ROCA TOTAL DE LOS NIVELES VOLCÁNICOS**

#### **1. Geoquímica de elementos mayoritarios y traza**

En el Anexo III se presentan los resultados completos de los análisis geoquímicos de muestras representativas de los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín (Cuadro III.1), de las coladas de lavas máficas A y B (Cuadro III.2 y III.3, respectivamente) y de los conos volcánicos y las coladas de reducida extensión que sobreyacen la meseta (Cuadro III.4).

En el diagrama álcalis totales *versus* sílice (TAS, Le Bas *et al.* 1986) (Fig. 6.1), las muestras analizadas están representadas en 4 campos diferentes: basanitas, andesitas basálticas, traquibasaltos y traquiandesitas basálticas, estas últimas con menor representación. En el Cuadro 6.1 se muestra la relación de las diferentes litologías definidas geoquímicamente (Fig. 6.1), respecto de su yacencia y de su clasificación modal obtenida del análisis petrográfico.

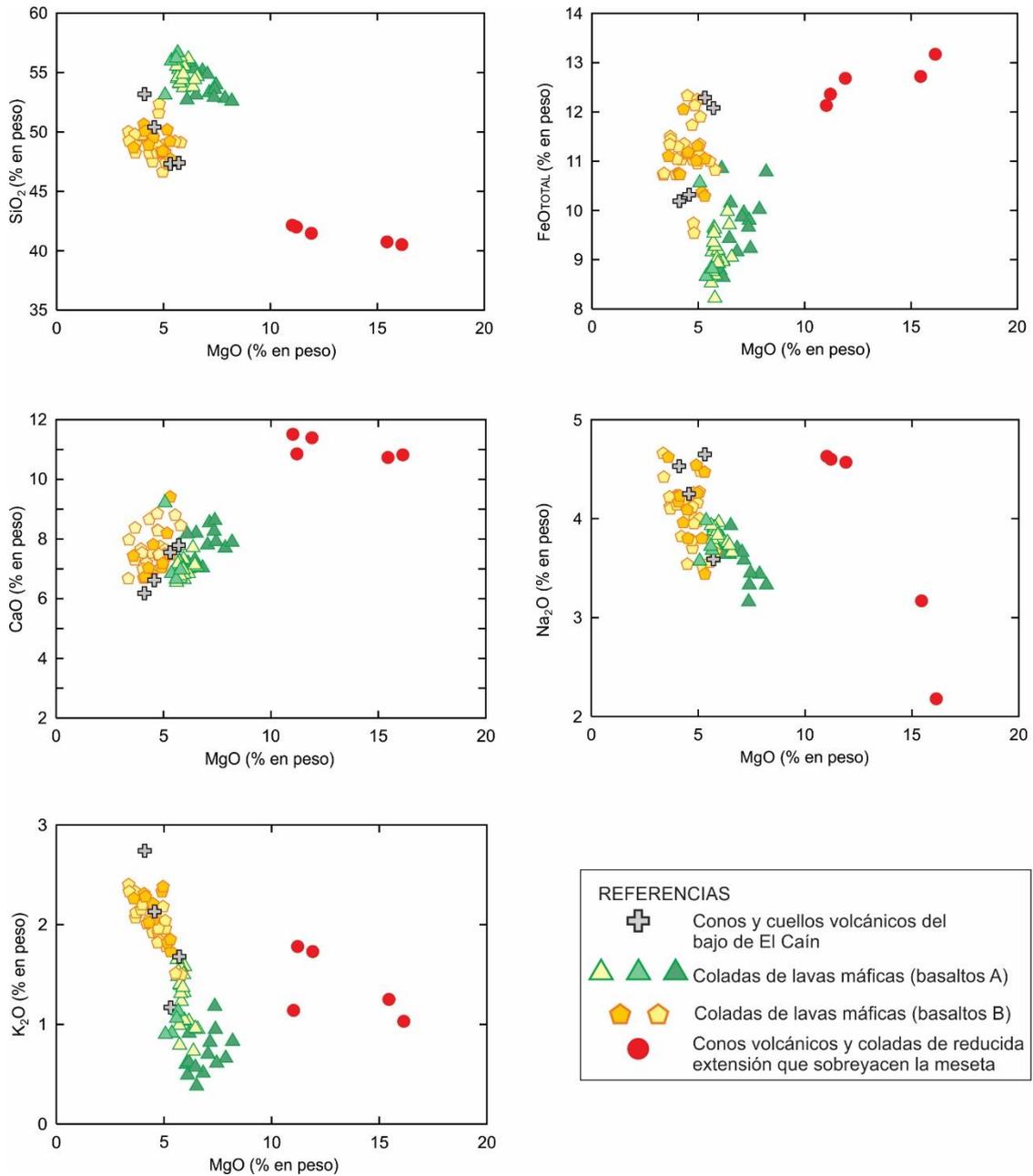
En los diagramas bivariantes de las Figuras 6.2 y 6.3 se presentan las relaciones de MgO (% en peso) *versus* elementos mayoritarios (% en peso) y elementos traza (ppm), respectivamente, para los diferentes grupos litológicos establecidos. Estos diagramas serán descritos en cada una de las unidades litológicas que a continuación se detallan.



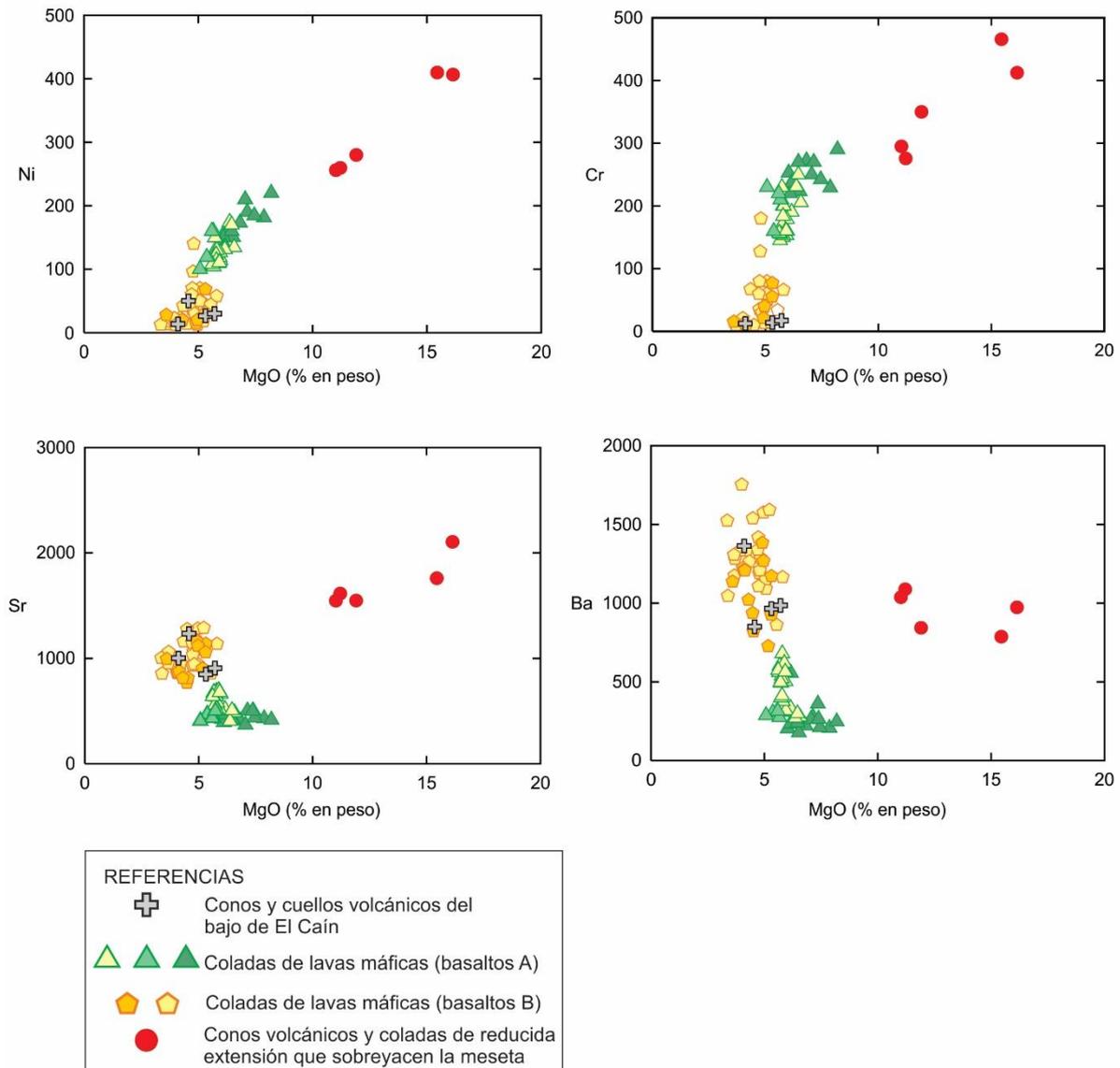
**Figura 6.1:** Diagrama TAS (Le Bas *et al.* 1986) para la clasificación geoquímica de las muestras del área de estudio. La línea punteada limita los campos de las series alcalina y subalcalina de Irvine y Baragar (1971).

**Cuadro 6.1:** Clasificación geoquímica de las litologías y su relación con la yacencia que presentan las unidades y la clasificación modal petrográfica.

YACENCIA	CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	CLASIFICACIÓN GEOQUÍMICA
Conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín	Basaltos	Traquibasaltos y traquiandesitas basálticas
Coladas de lavas máficas	Basaltos A	Andesitas basálticas
	Basaltos B	Traquibasaltos y traquiandesitas basálticas
Conos volcánicos y coladas de reducida extensión que sobreyacen la meseta	Foiditas	Basanitas



**Figura 6.2:** Diagramas bivariantes de los elementos mayoritarios *versus* MgO (% en peso), para los distintos grupos litológicos establecidos.



**Figura 6.3:** Diagramas de bivalentes de elementos traza (ppm) *versus* MgO (% en peso), para los distintos grupos litológicos establecidos.

### 1.1 Traquibasaltos y traquiandesitas basálticas de los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín

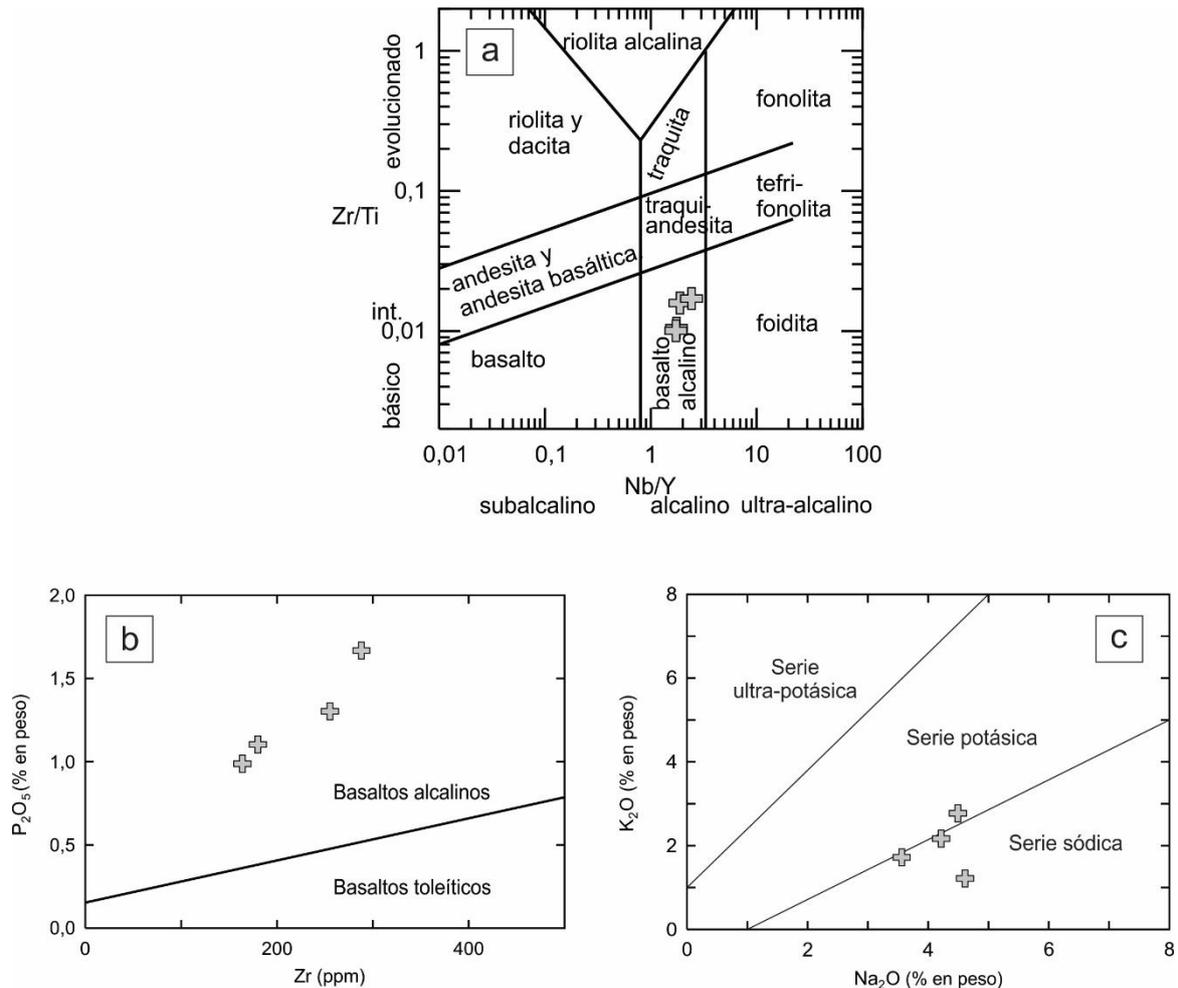
Las muestras que integran este grupo fueron obtenidas en conos y cuellos volcánicos ubicados en el bajo de El Caín (Fig. 6.4). La muestra LU73 corresponde al cerro El Morro, la muestra LU32 al cerro Verdín, y las muestras SOMW37 y SOMW38 son del cerro Herradura. En el Cuadro 6.2 se presenta un resumen de los resultados de los análisis geoquímicos de roca total para cada una de las muestras.



**Figura 6.4:** Imagen satelital de *Google Earth* del área de estudio, con el bajo de El Cañ indicado con el recuadro rojo. Los sitios de muestreo están señalados con cruces grises y se indican las nomenclaturas de las muestras correspondientes.

Estas muestras presentan concentraciones de  $\text{SiO}_2$  que varían entre 47,30 y 53,18 % en peso,  $\text{MgO}$  entre 4,11 y 5,71 %,  $\text{FeO}_{\text{TOTAL}}$  entre 10,19 y 12,29 %,  $\text{CaO}$  entre 6,18 y 7,79 %,  $\text{Na}_2\text{O}$  entre 3,59 y 4,65 %, y  $\text{K}_2\text{O}$  entre 1,17 y 2,74 % (Fig. 6.2). El  $\#Mg$  oscila entre 41,78 y 45,73, y los contenidos de Ni y Cr son inferiores a 50 ppm y 7,30 ppm, respectivamente (Fig. 6.3).

Estos traquibasaltos y traquiandesitas basálticas pertenecen al campo de la serie alcalina, por encima de la línea definida por Irvine y Baragar (1971) (Fig. 6.1), y al campo de los basaltos alcalinos en los diagramas  $\text{Zr}/\text{Ti}$  versus  $\text{Nb}/\text{Y}$  (Pearce 1996) y  $\text{P}_2\text{O}_5$  versus  $\text{Zr}$  (Winchester y Floyd 1976) (Fig. 6.5a, b). Según el diagrama de Middlemost (1975) corresponden a la serie sódica, excepto la muestra LU73 que limita con el campo de la serie potásica (Fig. 6.5c).

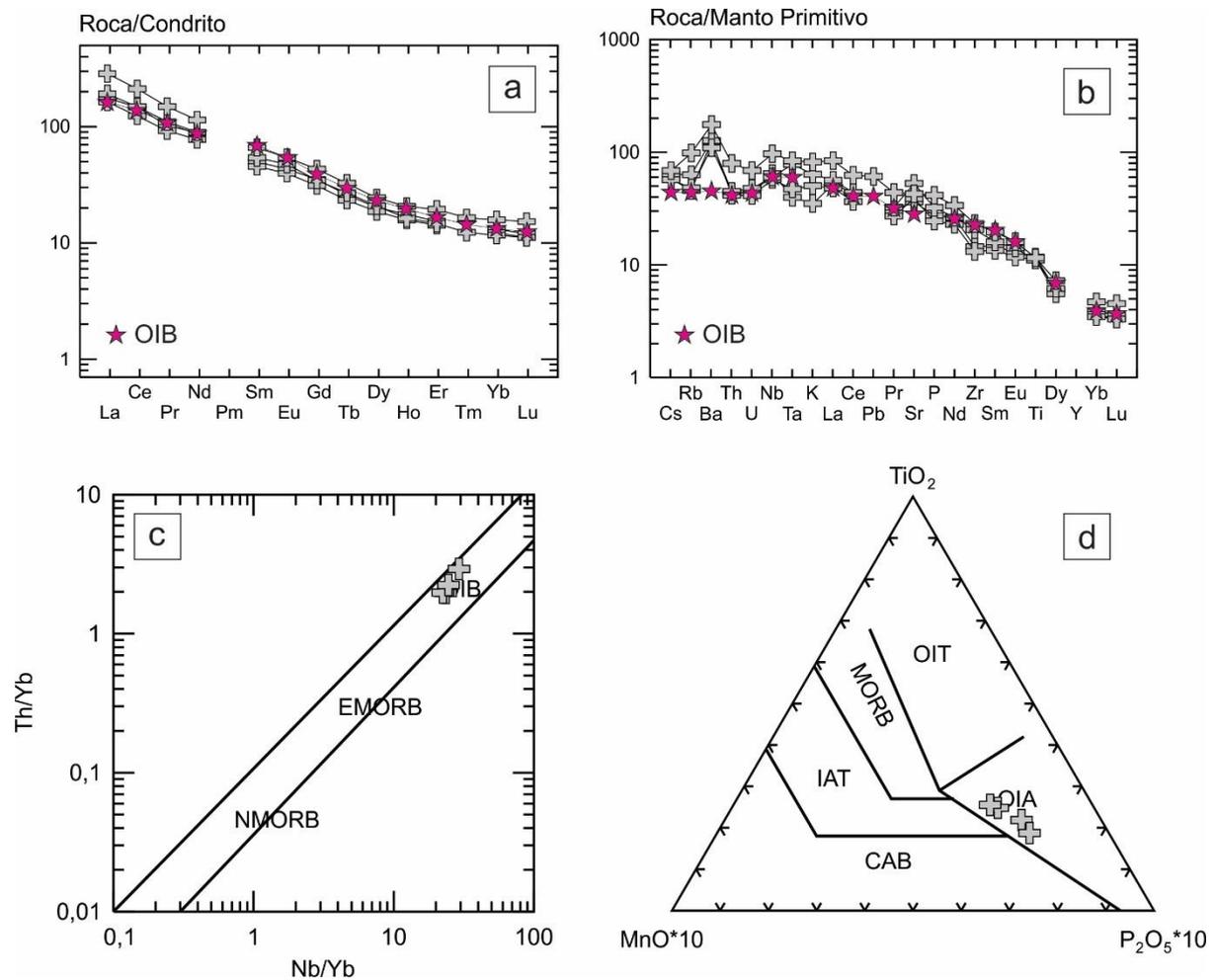


**Figura 6.5:** Diagramas geoquímicos para los traquibasaltos y traquiandesitas basálticas de los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín, indicados mediante cruces grises. **a)**  $Zr/Ti$  versus  $Nb/Y$  (Pearce 1996) Int: intermedio. **b)**  $P_2O_5$  versus  $Zr$  (Winchester y Floyd 1976). **c)**  $K_2O$  versus  $Na_2O$  (Middlemost 1975).

En el diagrama de distribución de abundancia relativa de los elementos de las tierras raras normalizados a condrito (Sun y McDonough 1989) (Fig. 6.6a), estas rocas muestran un diseño empinado de pendiente negativa, con relaciones  $La_N/Yb_N$  variables entre 13,30 y 17,99, debido al enriquecimiento en los contenidos de tierras raras livianas (*Light Rare Earth Elements*, LREE), entre 100 y 300 veces el valor del condrito; respecto a los contenidos de los elementos de las tierras raras pesadas (*Heavy Rare Earth Elements*, HREE). Asimismo, se observa que las muestras presentan una tendencia geoquímica similar al patrón OIB (*Oceanic Island Basalts*) de Sun y McDonough (1989).

En el diagrama multielemental normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough 1989) (Fig. 6.6b), estas lavas presentan valores enriquecidos, destacándose una marcada anomalía positiva en Ba, y una anomalía negativa en Zr menos definida.

En el diagrama de Pearce (2008) (Fig. 6.6c) se observa que las muestras estudiadas coinciden con el campo de los basaltos OIB, mientras que en el diagrama de Mullen (1983) (Fig. 6.6d) lo hacen con el campo de los OIA (*Oceanic Island Alkaline Basalts*).



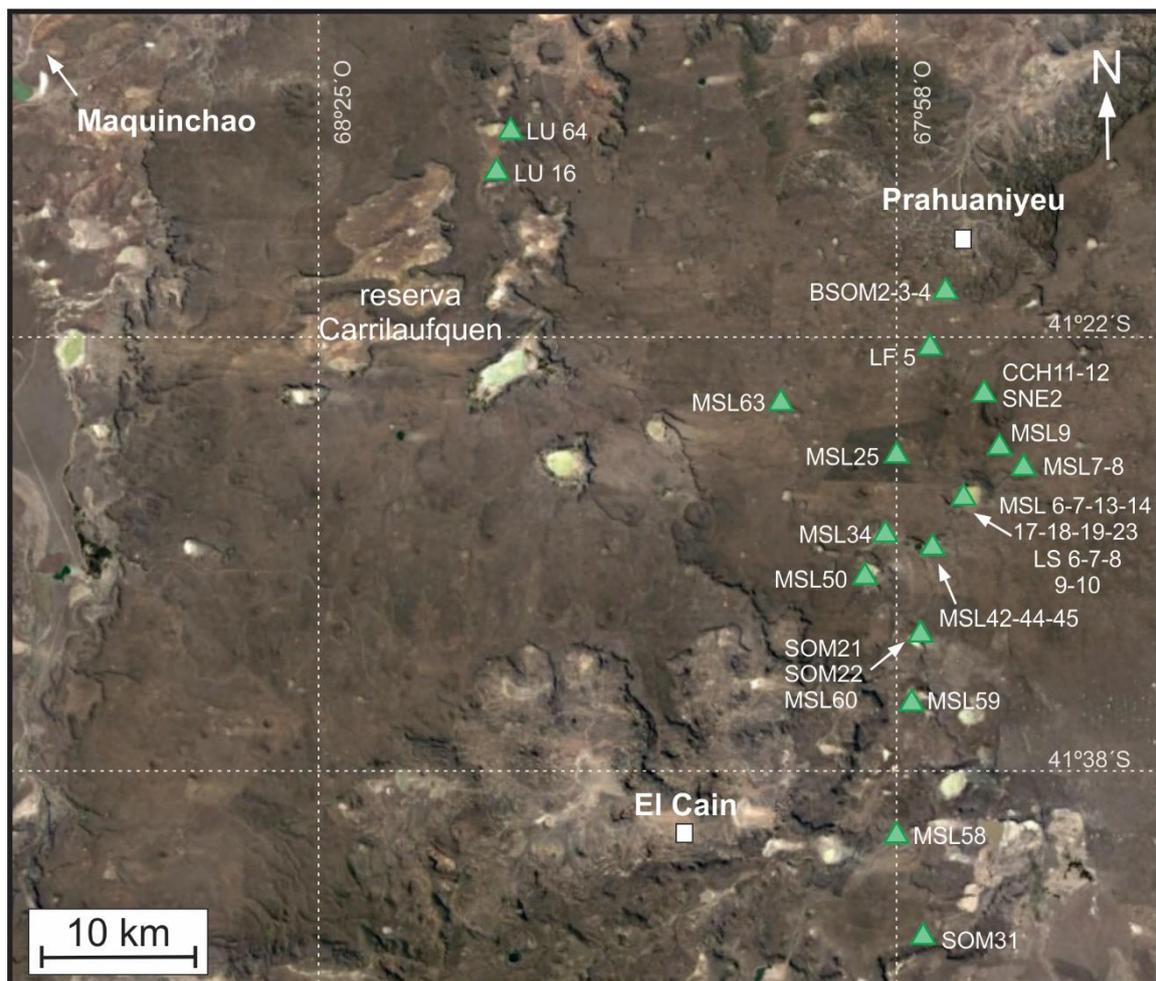
**Figura 6.6:** Diagramas geoquímicos para los traquibasaltos y traquiandesitas basálticas de los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Cañán, indicados con cruces grises. **a)** Distribución de abundancias relativas de tierras raras normalizadas a condrito C1 de Sun y McDonough (1989). Patrón de OIB de Sun y McDonough (1989). **b)** Distribución de abundancias relativas de elementos traza normalizados a manto primitivo de Sun y McDonough (1989). **c)** Th/Yb versus Nb/Yb (Pearce 2008). **d)** Diagrama de discriminación tectónica (Mullen 1983).

**Cuadro 6.2:** Análisis geoquímicos de elementos mayoritarios (% en peso) y traza (ppm), de los traquibasaltos y traquiandesitas basálticas de los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín. DLD: debajo del límite de detección; NA: no analizado; \*: valores normalizados a condrito C1 (Sun y McDonough 1989).

<b>Muestra</b>	<b>SOMW37</b>	<b>SOMW38</b>	<b>LU32</b>	<b>LU73</b>
SiO <sub>2</sub>	47,30	47,39	50,40	53,18
TiO <sub>2</sub>	2,81	2,67	2,64	2,77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,99	17,30	17,49	17,55
FeO <sub>TOTAL</sub>	12,29	12,08	10,32	10,19
MnO	0,17	0,17	0,14	0,17
MgO	5,31	5,71	4,57	4,11
CaO	7,55	7,79	6,62	6,18
Na <sub>2</sub> O	4,65	3,59	4,25	4,53
K <sub>2</sub> O	1,17	1,68	2,13	2,74
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,66	0,59	0,78	1,00
Total	98,91	99,00	99,33	102,41
#Mg	43,51	45,73	44,10	41,78
LOI	DLD	0,42	2,75	0,97
Nb	51,20	45,40	47,70	76,70
Zr	179,60	163,30	255,00	288,00
Y	27,77	25,03	24,10	30,10
Sr	849,40	907,50	1234,00	1000,90
Rb	32,30	44,50	34,00	69,30
Ni	26,50	29,90	50,00	1,00
Cr	3,80	7,30	DLD	2,40
Ba	964,30	985,60	850,00	1363,00
Cs	0,51	0,56	0,50	0,60
La	39,57	36,71	43,00	64,20
Ce	85,50	71,82	86,20	122,80
Pr	9,24	8,32	9,94	13,43
Nd	39,31	34,38	39,70	50,50
Sm	7,27	6,63	7,87	9,61
Eu	2,38	2,19	2,62	2,99
Gd	6,89	6,09	6,77	8,43
Tb	0,92	0,83	0,96	1,16
Dy	4,89	4,51	5,03	5,90
Ho	0,95	0,85	0,88	1,11
Er	2,42	2,24	2,32	3,07
Tm	NA	NA	0,30	0,40
Yb	2,13	1,98	1,89	2,56
Lu	0,29	0,27	0,27	0,37
Ta	1,80	2,13	3,53	3,80
Th	4,19	3,92	4,23	7,50
U	1,01	0,96	1,11	1,60
Tl	NA	NA	DLD	NA
Pb	NA	NA	DLD	4,80
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub> *	13,33	13,30	16,32	17,99

## 1.2 Andesitas basálticas de las coladas de lavas máficas (basaltos A)

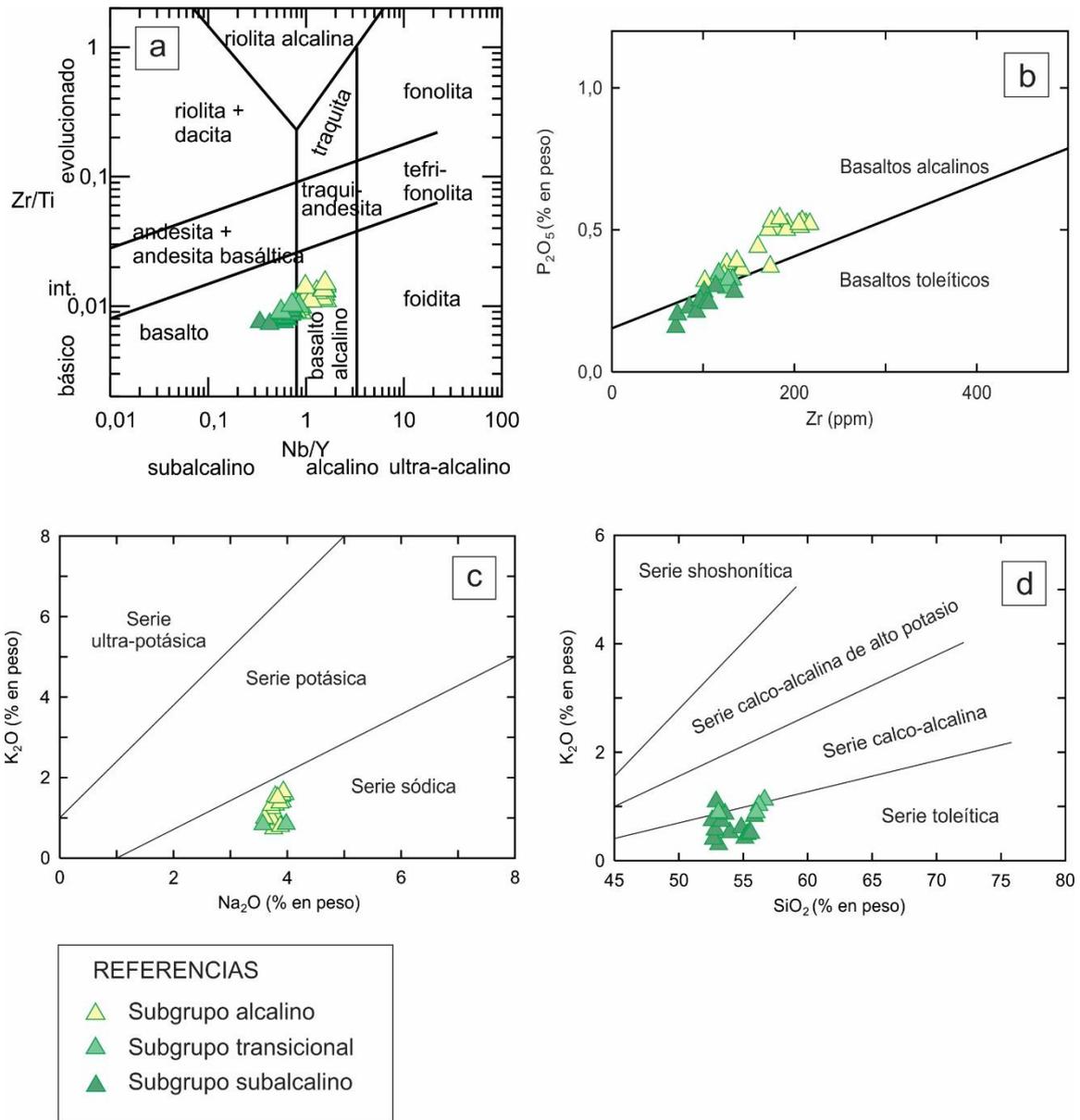
Se realizaron análisis geoquímicos de roca total en 38 muestras de niveles volcánicos correspondientes a coladas de lavas máficas indicadas como “basaltos A” en el Capítulo 5, ubicadas principalmente en el sector noreste y este del área de estudio (Fig. 6.7). Estas lavas clasifican geoquímicamente como andesitas basálticas (Fig. 6.1), y un resumen de sus análisis químicos se presenta en el Cuadro 6.3.



**Figura 6.7:** Imagen satelital de *Google Earth* del área de estudio, con la ubicación de los sitios de muestreo de las andesitas basálticas correspondientes a las coladas de lavas máficas A, indicados con triángulos verdes, junto a las nomenclaturas de las muestras correspondientes. Los sitios donde se indica más de una muestra para el mismo triángulo corresponden a perfiles verticales de muestreo realizados en los frentes de afloramiento de los bajos topográficos.

Estas rocas presentan contenidos de SiO<sub>2</sub> que varían entre 52,59 y 56,66 % en peso, MgO entre 5,07 y 8,19 %, FeO<sub>TOTAL</sub> entre 8,22 y 10,85 %, CaO entre 6,55 y 9,21 %, Na<sub>2</sub>O entre 3,16 y 3,98 %, y K<sub>2</sub>O entre 0,38 y 1,65 % (Fig. 6.2). El #Mg oscila entre 46,10 y 58,98.

Las andesitas basálticas se agrupan en el campo de la serie subalcalina, por debajo de la línea definida por Irvine y Baragar (1971) (Fig. 6.1). Sin embargo, en los diagramas Zr/Ti *versus* Nb/Y (Pearce 1996) (Fig. 6.8a) y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> *versus* Zr (Winchester y Floyd 1976) (Fig. 6.8b), las muestras se disponen transicionalmente entre los campos alcalino y subalcalino. Dicha característica permitió diferenciar las muestras estudiadas en tres subgrupos: alcalino, transicional y subalcalino. Las andesitas basálticas del subgrupo alcalino corresponden a la serie sódica (Middlemost 1975) (Fig. 6.8c), mientras que las del subgrupo subalcalino coinciden principalmente con el campo de la serie toleítica, con algunas desviaciones subordinadas hacia el campo de la serie calco-alcalina (Rickwood 1989) (Fig. 6.8d). Las muestras de carácter transicional son aquellas que varían entre los campos alcalino y subalcalino en los distintos diagramas, o que se presentan en el límite entre dichos campos.



**Figura 6.8:** Diagramas geoquímicos para las andesitas basálticas correspondientes a las coladas de lavas máficas A. **a)** Zr/Ti *versus* Nb/Y (Pearce 1996). Int: intermedio. **b)** P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> *versus* Zr (Winchester y Floyd 1976). **c)** K<sub>2</sub>O *versus* Na<sub>2</sub>O (Middlemost 1975). **d)** K<sub>2</sub>O *versus* SiO<sub>2</sub> (Rickwood 1989).

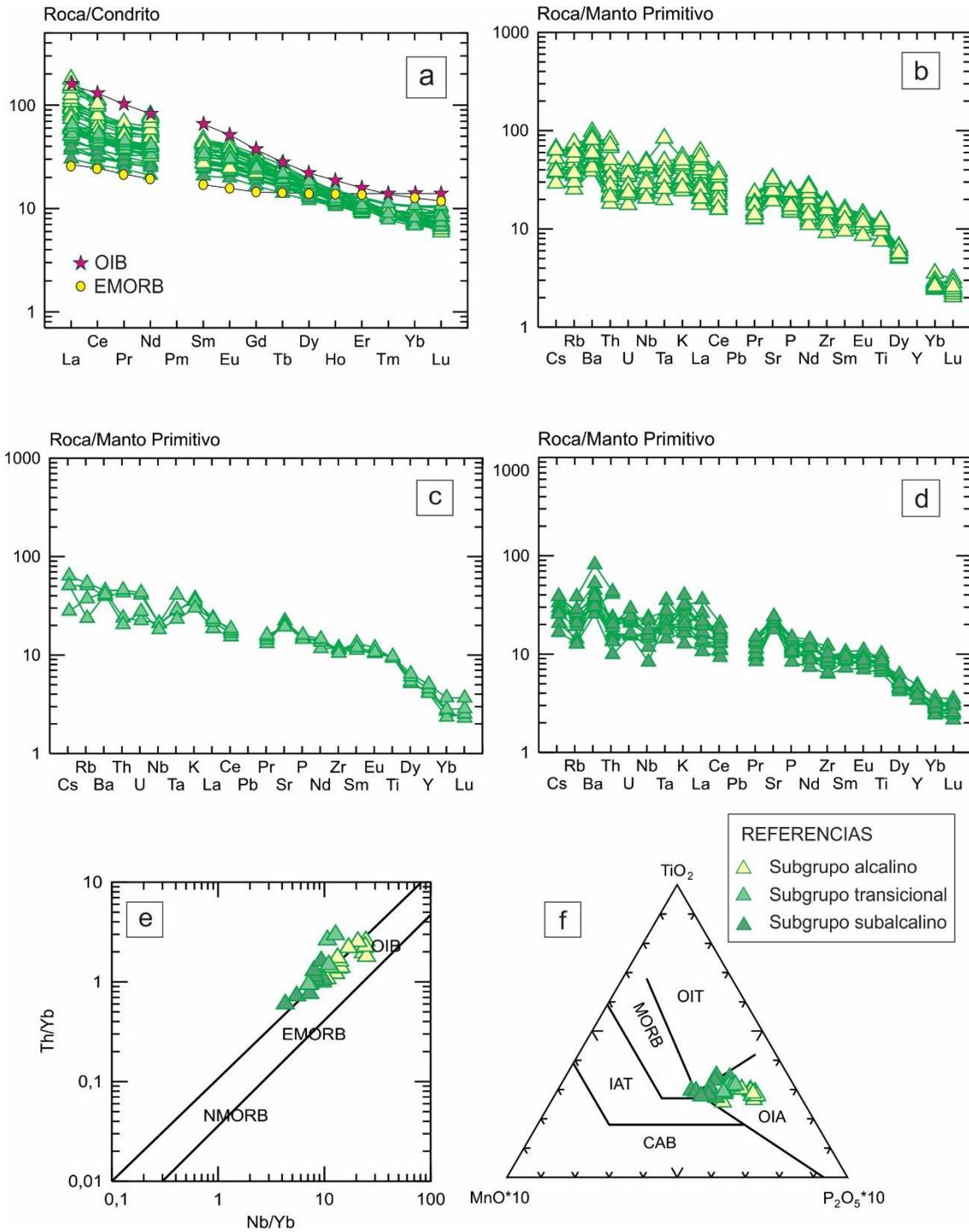
En el diagrama de distribución de abundancia relativa de los elementos de las tierras raras normalizados a condrito (Sun y McDonough 1989) (Fig. 6.9a), estas andesitas basálticas presentan un diseño de pendiente negativa, con relaciones  $La_N/Yb_N$  variables entre 3,83 y 13,26, debido a que las LREE están enriquecidas entre 30 y 110 veces el valor del condrito respecto a los contenidos de HREE. En particular, las muestras del subgrupo alcalino muestran relaciones  $La_N/Yb_N$  entre 5,77 y 13,26, y contenidos de LREE entre 50 y 110 veces el condrito. Las muestras transicionales presentan relaciones  $La_N/Yb_N$  entre 6,22 y 9,15, y contenidos de LREE

de aproximadamente 50 veces el valor del condrito. Por su parte, las muestras del subgrupo subalcalino poseen diseño de pendiente negativa menos pronunciada, con relaciones  $La_N/Yb_N$  entre 3,83 y 6,87, y abundancias de LREE entre 30 y 80 veces el valor del condrito. Cabe destacar que todas las andesitas basálticas estudiadas desarrollan una suave pendiente entre los LREE y los elementos de las tierras raras medias (*Middle Rare Earth Elements*, MREE), evidenciada por relaciones  $La_N/Sm_N$  entre 1,33 y 2,30, la cual se vuelve más abrupta entre los MREE y los HREE, con relaciones  $Sm_N/Yb_N$  entre 2,61 y 6,33.

Por otra parte, en la Figura 6.9a las muestras analizadas presentan una tendencia geoquímica transicional entre los patrones de OIB y EMORB (*Enriched Mid-Ocean Ridge Basalts*) de Sun y McDonough (1989). En particular, las rocas del subgrupo alcalino tienen distribuciones con enriquecimientos relativos más cercanos al patrón OIB, mientras que las del subgrupo subalcalino presentan distribuciones con enriquecimientos relativos más cercanos al patrón EMORB.

En los diagramas multielementales normalizados a manto primitivo (Sun y McDonough 1989) (Fig. 6.9b, c, d), las andesitas basálticas presentan valores enriquecidos y se destacan anomalías positivas en Ba y Sr en la mayoría de las muestras analizadas, aunque algunas evidencian anomalías positivas subordinadas en Ta. Las muestras MSL8 y MSL9, correspondientes al subgrupo transicional, no desarrollan la típica anomalía positiva en Ba (aunque sí la de Sr), y por el contrario, poseen una leve anomalía negativa en Nb (Fig. 6.9c), no observada en las demás muestras del área de estudio.

En el diagrama de Pearce (2008) (Fig. 6.9e) se observa que, la mayoría de las andesitas basálticas se ubican entre los campos de EMORB y OIB, mientras que algunas muestras subalcalinas y transicionales se desplazan hacia mayores contenidos de Th/Yb. Al igual que en la Figura 6.9a las muestras alcalinas se encuentran más cercanas al campo de OIB, mientras que las subalcalinas al campo de EMORB. Por otra parte, en el diagrama de Mullen (1983) (Fig. 6.9f) la mayoría de las muestras estudiadas coinciden con el campo de los OIA, aunque algunas del subgrupo subalcalino limitan con los campos de OIT (*Oceanic Island Tholeiitic Basalts*) y MORB (*Mid-Ocean Ridge Basalts*).



**Figura 6.9:** Diagramas geoquímicos correspondientes a las andesitas basálticas de las coladas de lavas máficas A. **a)** Distribución de abundancias relativas de tierras raras normalizadas a condrito C1 de Sun y McDonough (1989). Patrones de OIB y EMORB de Sun y McDonough (1989). **b, c, d)** Distribución de abundancias relativas de elementos traza normalizados a manto primitivo de Sun y McDonough (1989) para los subgrupos alcalino, transicional y subalcalino respectivamente. **e)** Th/Yb *versus* Nb/Yb (Pearce 2008). **f)** Diagrama de discriminación tectónica (Mullen 1983).

**Cuadro 6.3:** Análisis geoquímicos de elementos mayoritarios (% en peso) y traza (ppm) de las andesitas basálticas de las coladas de lavas máficas A. DLD: Debajo del límite de detección; NA: no analizado; \* valores normalizados a condrito C1 (Sun y McDonough 1989).

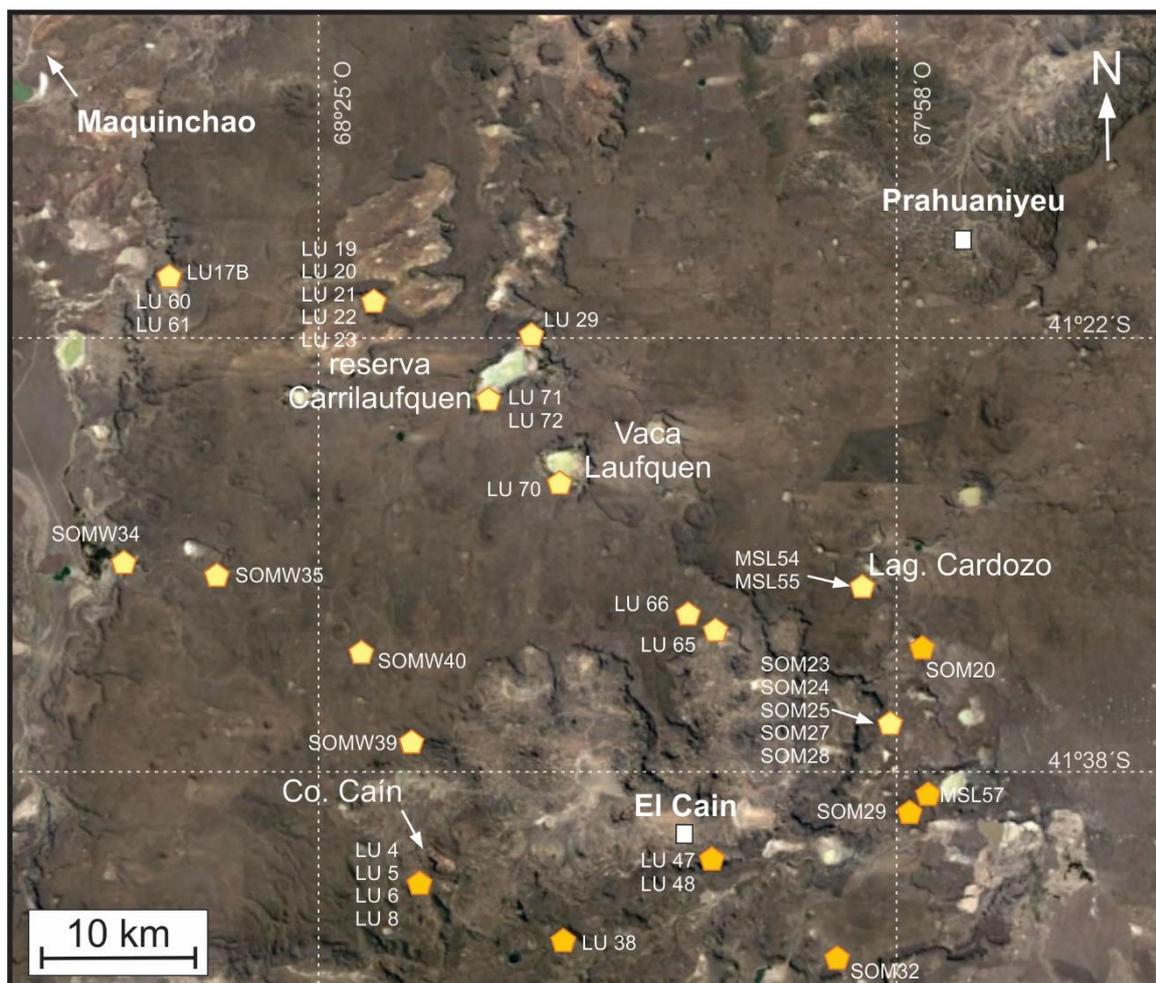
Muestras	Subgrupo subcalino														Subgrupo transicional			
	BSOM2	BSOM3	BSOM4	SOM21	SOM22	MSL23	MSL25	MSL45	MSL60	MSL58	MSL59	MSL63	LU64	LU16	LF5	MSL8	MSL9	MSL44
SiO <sub>2</sub>	55,58	55,13	55,50	53,09	52,82	52,69	55,30	53,30	52,59	54,85	53,96	55,87	53,59	52,91	55,98	56,66	56,20	53,09
TiO <sub>2</sub>	2,00	2,02	1,95	1,41	1,63	1,50	1,94	1,61	1,73	1,63	1,62	2,17	1,79	1,87	2,06	2,08	2,02	2,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,48	15,20	15,20	15,70	14,96	16,23	15,44	14,97	14,82	14,61	15,19	14,60	14,81	14,72	15,45	15,15	14,71	13,84
FeO <sub>TOTAL</sub>	8,78	9,16	8,99	10,15	10,02	10,85	9,43	9,95	10,78	9,87	9,23	8,64	9,80	9,66	8,66	8,81	8,81	10,56
MnO	0,12	0,13	0,12	0,14	0,14	0,15	0,19	0,15	0,15	0,14	0,13	0,11	0,13	0,14	0,11	0,12	0,12	0,15
MgO	6,03	6,82	6,15	6,52	7,87	6,10	6,46	7,14	8,19	7,05	7,45	6,17	7,39	7,36	5,37	5,66	5,59	5,07
CaO	7,21	7,03	7,19	8,19	7,70	8,17	7,30	8,54	7,89	7,80	7,91	7,01	8,62	8,26	6,84	6,70	6,65	9,21
Na <sub>2</sub> O	3,78	3,70	3,73	3,93	3,44	3,81	3,64	3,58	3,33	3,66	3,45	3,64	3,33	3,16	3,98	3,68	3,72	3,57
K <sub>2</sub> O	0,60	0,51	0,62	0,38	0,66	0,49	0,57	0,82	0,83	0,70	0,61	0,91	0,95	1,18	0,91	1,13	1,06	0,90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	0,26	0,26	0,18	0,24	0,22	0,26	0,25	0,26	0,27	0,23	0,30	0,30	0,32	0,33	0,33	0,31	0,35
<b>Total</b>	99,82	99,97	99,72	99,68	99,47	100,23	100,53	100,31	100,56	100,58	99,77	99,42	100,72	99,58	99,68	100,32	99,19	98,83
#Mg	55,04	57,03	54,94	53,38	58,34	50,06	54,96	56,13	57,50	56,00	58,98	56,00	57,34	57,58	52,50	53,41	53,07	46,10
LOI	0,01	0,07	0,31	0,29	0,46	1,00	0,82	1,34	1,73	2,18	1,05	0,51	0,95	0,59	DLD	0,69	0,57	1,11
Nb	11,0	11,5	11,2	5,9	10,6	8,3	11,0	11,8	11,8	16,6	10,3	15,6	11,0	12,4	15,0	14,8	14,9	12,9
Zr	99,0	105,2	103,5	70,0	87,6	72,0	105,0	94,0	102,0	97,0	92,8	134,3	101,2	113,8	133,1	130,0	126,0	117,0
Y	18,4	17,8	17,7	17,5	18,6	19,5	17,9	18,5	18,0	22,1	18,3	20,8	15,5	17,5	19,2	18,6	20,7	22,9
Sr	424,9	408,8	422,5	411,4	429,3	393,0	421,0	503,0	416,0	370,0	437,1	466,1	503,0	499,6	468,3	431,0	433,0	407,0
Rb	14,3	9,0	14,9	8,2	15,0	8,0	12,0	16,0	17,0	14,0	13,1	24,0	16,4	17,8	23,6	32,0	34,0	15,0
Ni	142,1	172,9	158,5	150,3	181,3	150,0	160,0	190,0	220,0	210,0	184,4	136,0	NA	NA	119,0	160,0	160,0	100,0
Cr	252,7	272,4	236,1	223,0	229,1	220,0	270,0	270,0	290,0	250,0	242,0	237,2	NA	NA	159,8	210,0	220,0	230,0
Ba	202,8	221,1	233,4	177,4	206,0	308,0	239,0	278,0	247,0	261,0	210,6	555,7	264,0	360,0	305,5	275,0	314,0	287,0
Cs	0,3	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	NA	NA	0,3	0,2	0,2	0,4	0,5	0,4
La	9,0	8,8	8,9	7,3	10,7	9,5	11,4	13,8	13,3	14,2	17,6	24,1	13,2	14,6	12,8	14,8	16,3	15,8
Ce	23,4	19,2	19,5	16,4	23,2	19,9	22,7	29,5	28,7	28,6	25,3	36,2	27,1	31,3	27,2	29,6	31,2	32,8
Pr	2,6	2,7	2,7	2,3	3,1	2,8	3,1	3,8	3,8	3,5	NA	NA	3,6	4,1	3,6	3,9	4,2	4,4
Nd	12,5	11,9	12,0	9,9	13,1	12,9	15,6	17,4	17,0	16,0	11,9	17,9	15,9	19,0	15,8	18,3	19,5	19,7
Sm	4,1	4,3	4,2	3,2	3,7	3,8	4,7	4,6	4,2	4,6	NA	NA	3,9	4,2	5,0	5,4	5,9	5,3
Eu	1,6	1,6	1,6	1,2	1,3	1,4	1,8	1,6	1,5	1,6	NA	NA	1,3	1,5	1,7	1,8	2,0	1,8
Gd	4,3	4,4	4,4	3,4	3,9	4,0	4,9	4,4	4,3	4,9	NA	NA	3,9	4,3	4,9	5,3	5,5	5,2
Tb	0,6	0,7	0,6	0,5	0,6	0,6	0,7	0,7	0,7	0,8	NA	NA	0,6	0,7	0,7	0,8	0,8	0,8
Dy	3,4	3,4	3,4	3,1	3,3	3,7	3,9	3,9	3,8	4,6	NA	NA	3,3	3,7	3,8	4,0	4,4	4,7
Ho	0,6	0,6	0,6	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,8	NA	NA	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,9
Er	1,5	1,5	1,5	1,6	1,6	1,7	1,7	1,8	1,8	2,1	NA	NA	1,7	1,9	1,6	1,7	1,8	2,2
Tm	NA	NA	NA	NA	NA	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	NA	NA	0,2	0,3	NA	0,2	0,2	0,3
Yb	1,2	1,2	1,3	1,4	1,5	1,5	1,2	1,5	1,6	1,8	NA	NA	1,4	1,6	1,3	1,2	1,4	1,8
Lu	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	NA	NA	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3
Ta	1,0	0,9	0,8	0,9	1,4	0,6	0,7	0,8	0,8	1,1	NA	NA	0,7	0,7	1,7	1,1	1,2	0,9
Th	1,3	1,4	1,3	0,8	1,2	1,1	2,0	1,7	1,6	1,9	3,4	3,6	1,9	1,7	2,0	3,6	3,9	1,7
U	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,5	0,5	0,5	NA	NA	0,5	0,6	0,5	0,9	0,9	0,6
Tl	NA	NA	NA	NA	NA	DLD	DLD	DLD	DLD	DLD	NA	NA	NA	NA	NA	DLD	0,1	DLD
Pb	NA	NA	NA	NA	NA	DLD	DLD	DLD	DLD	DLD	NA	NA	NA	NA	NA	DLD	DLD	DLD
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub> *	5,4	5,2	5,1	3,8	5,3	4,5	6,9	6,7	6,1	5,7			6,8	6,7	6,9	9,2	8,4	6,2

continuación

Muestras	Subgrupo alcalino																			
	LS6	LS-7	LS8	LS9	LS10	CCH11	CCH12	SOM31	MSL7	MSL14	MSL18	MSL42	MSL34	MSL50	SNE2	MSL6	MSL13	MSL16	MSL17	MSL19
SiO <sub>2</sub>	54,42	54,06	54,66	54,49	53,72	56,15	55,53	53,79	54,10	54,41	54,76	54,65	55,26	55,47	56,30	55,03	54,62	54,40	55,53	54,85
TiO <sub>2</sub>	2,44	2,64	2,09	2,58	2,59	2,15	2,17	1,62	2,56	2,36	2,41	2,44	2,39	2,24	2,07	2,47	2,54	2,61	2,42	2,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,63	14,90	14,88	14,89	14,80	15,20	14,99	15,20	15,00	14,55	14,78	14,52	14,65	14,99	14,73	14,78	14,68	15,07	14,61	14,77
FeO <sub>TOTAL</sub>	9,06	9,28	9,05	9,16	9,19	8,96	8,92	9,98	9,65	9,71	9,62	9,27	9,35	9,54	8,22	8,68	8,76	9,02	8,53	8,93
MnO	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,15	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,11	0,11	0,11	0,12	0,11	0,12
MgO	5,96	5,77	6,57	5,65	5,93	6,16	5,95	6,37	5,74	6,46	5,77	5,81	5,71	5,73	5,78	5,79	5,67	5,88	5,61	5,92
CaO	6,64	6,93	7,07	6,73	7,32	6,84	6,82	7,71	7,27	7,13	6,69	7,05	7,78	7,23	6,77	6,96	7,17	7,01	6,55	6,97
Na <sub>2</sub> O	3,96	3,87	3,66	3,81	3,79	3,78	3,80	3,76	3,91	3,73	3,90	3,73	3,60	3,88	3,72	3,91	3,79	3,87	3,93	3,83
K <sub>2</sub> O	1,58	1,39	0,95	1,48	1,32	1,03	1,04	0,73	1,40	0,96	1,54	1,23	0,99	0,79	1,31	1,57	1,53	1,37	1,65	1,50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,52	0,50	0,33	0,50	0,50	0,36	0,36	0,32	0,53	0,38	0,54	0,44	0,39	0,34	0,37	0,52	0,51	0,53	0,52	0,52
<b>Total</b>	99,33	99,47	99,39	99,41	99,26	100,76	99,71	99,64	100,29	99,83	100,14	99,26	100,25	100,34	99,39	99,83	99,40	99,88	99,47	99,97
#Mg	53,97	52,57	56,41	52,37	53,49	55,07	54,32	53,22	51,46	54,24	51,66	52,73	52,10	51,70	55,65	54,29	53,53	53,73	53,98	54,17
LOI	DLD	DLD	DLD	0,02	0,08	0,12	DLD	0,62	0,70	0,12	0,50	0,26	2,42	0,65	0,60	DLD	0,37	0,16	DLD	0,15
Nb	34,0	32,4	16,2	33,8	31,5	18,7	18,5	18,4	29,0	17,1	30,2	22,5	18,0	14,6	20,7	34,9	33,5	33,5	34,9	33,4
Zr	192,2	180,8	123,6	191,6	171,5	141,6	142,5	101,9	175,0	126,0	184,0	160,0	137,0	123,0	173,7	212,8	206,7	208,6	217,1	205,0
Y	21,8	22,3	18,4	22,2	19,9	20,6	19,3	23,2	19,8	19,4	23,5	20,0	21,4	18,8	21,0	22,2	22,1	22,0	22,3	21,6
Sr	661,6	684,1	486,4	673,7	679,2	515,0	504,0	404,8	664,0	506,0	635,0	578,0	557,0	501,0	516,1	686,4	677,1	695,6	638,0	677,6
Rb	42,6	32,7	22,0	39,9	30,5	26,4	25,5	16,1	31,0	22,0	40,0	30,0	23,0	19,0	33,6	38,6	38,6	23,4	47,7	38,2
Ni	113,8	109,8	134,4	104,8	118,9	131,3	126,3	174,1	130,0	170,0	150,0	130,0	120,0	150,0	122,7	113,8	103,8	109,1	107,7	110,7
Cr	160,1	149,9	205,5	145,0	153,1	190,2	178,6	230,8	170,0	250,0	200,0	200,0	210,0	230,0	183,6	152,7	155,3	160,0	156,9	160,3
Ba	559,8	538,8	276,2	560,7	502,5	331,7	317,7	269,7	493,0	298,0	519,0	376,0	497,0	399,0	411,7	679,3	601,9	618,6	573,6	563,5
Cs	0,5	0,3	0,4	0,5	0,3	0,4	0,3	0,2	0,3	0,3	0,5	0,3	0,3	0,3	NA	NA	NA	NA	NA	NA
La	23,5	22,5	12,1	23,3	20,1	14,7	14,1	14,0	22,0	14,8	25,4	19,0	17,6	14,0	27,3	29,9	42,1	34,6	36,6	36,8
Ce	47,6	45,0	30,8	52,4	41,9	36,0	29,7	27,8	44,5	30,3	49,5	39,4	34,1	28,0	48,7	68,0	62,2	59,3	69,2	62,9
Pr	6,1	6,0	3,5	6,1	5,4	4,1	3,9	3,5	5,7	4,2	6,4	5,1	4,8	3,9	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Nd	25,9	25,2	16,1	26,8	23,2	18,7	17,1	14,9	25,8	19,7	28,8	23,8	22,7	18,8	27,1	33,6	37,5	31,4	36,0	35,4
Sm	6,6	6,8	4,7	6,7	6,3	5,3	5,2	4,2	6,8	5,8	7,1	6,6	6,6	5,5	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Eu	2,2	2,3	1,7	2,3	2,2	1,8	1,8	1,4	2,4	2,1	2,4	2,2	2,2	2,0	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Gd	6,3	6,5	4,8	6,5	5,9	5,3	5,1	4,5	6,2	5,8	6,9	6,0	6,0	5,5	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Tb	0,9	0,9	0,7	0,9	0,8	0,7	0,7	0,7	0,9	0,8	1,0	0,9	0,9	0,8	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Dy	4,4	4,6	3,7	4,5	4,1	3,9	3,8	4,1	4,5	4,5	4,9	4,5	4,8	4,2	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Ho	0,8	0,8	0,7	0,8	0,7	0,7	0,7	0,8	0,7	0,7	0,8	0,7	0,8	0,7	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Er	1,8	1,9	1,5	1,8	1,7	1,7	1,6	2,0	1,8	1,8	2,0	1,8	1,9	1,8	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Tm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Yb	1,4	1,4	1,3	1,4	1,3	1,4	1,3	1,7	1,2	1,2	1,5	1,3	1,4	1,3	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Lu	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Ta	1,2	1,8	0,8	1,1	1,7	1,1	1,8	1,3	1,9	1,2	2,0	1,6	1,3	1,0	NA	3,4	NA	NA	NA	NA
Th	3,5	2,7	1,5	3,1	2,3	1,9	1,8	1,9	2,7	2,0	3,7	2,9	2,4	1,8	4,3	5,8	5,7	6,1	6,8	6,0
U	0,9	0,7	0,4	0,8	0,6	0,5	0,5	0,5	0,7	0,5	1,0	0,8	0,6	0,5	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Tl	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	DLD	DLD	0,2	DLD	DLD	DLD	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Pb	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	DLD	DLD	DLD	DLD	DLD	DLD	NA	NA	NA	NA	NA	NA
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub> *	12,2	11,6	6,8	11,8	11,5	7,6	7,8	5,8	13,3	8,6	12,5	10,2	9,4	7,8						

### 1.3 Traquibasaltos y traquiandesitas basálticas de las coladas de lavas máficas (basaltos B)

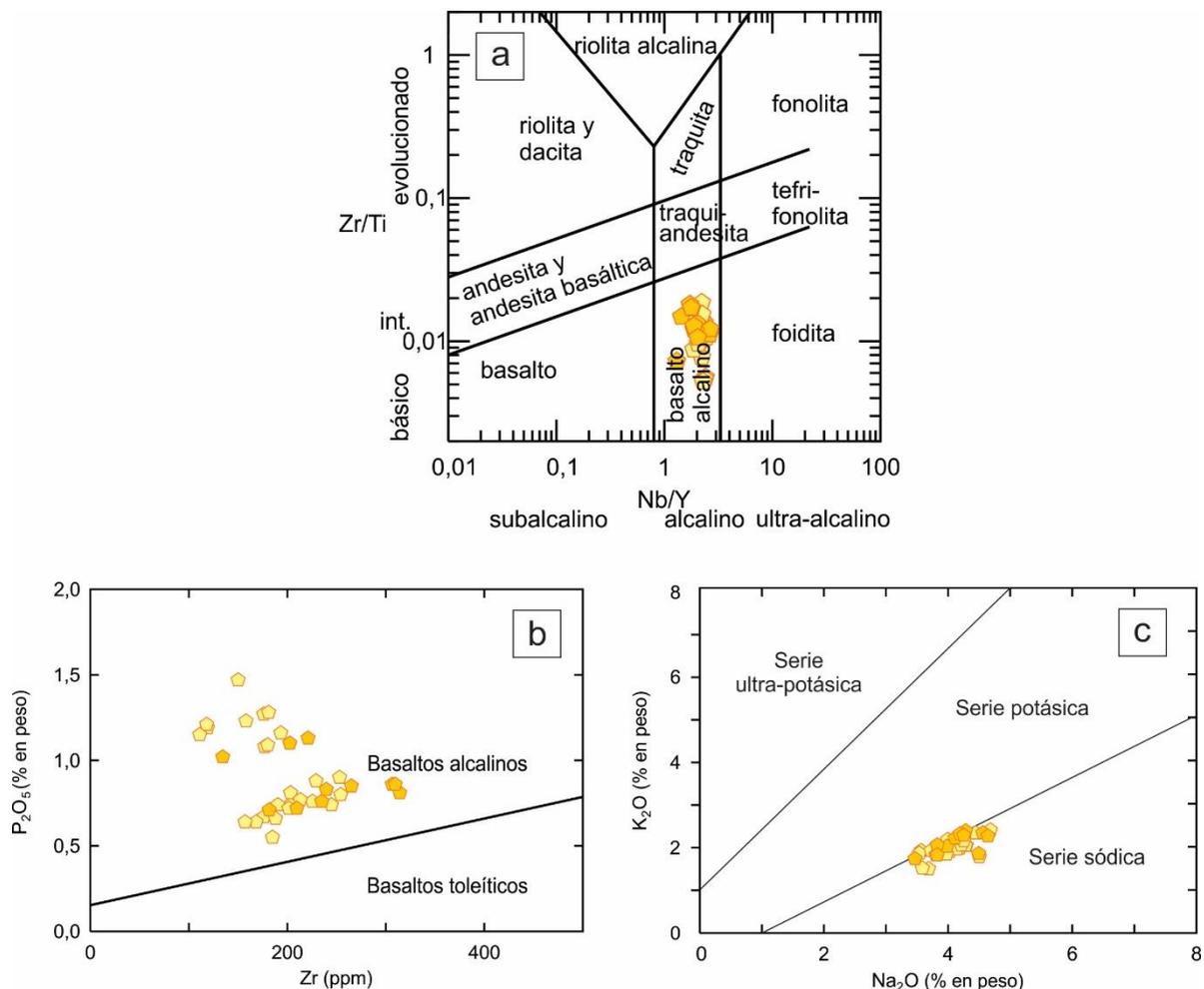
Se realizaron análisis geoquímicos de roca total en 36 muestras de niveles volcánicos correspondientes a coladas de lavas máficas indicadas como “basaltos B” en el Capítulo 5, ubicadas principalmente en los sectores oeste, centro y sur del área de estudio (Fig. 6.10). Estas lavas clasifican geoquímicamente como traquibasaltos y, subordinadamente, como traquiandesitas basálticas (Fig. 6.1). Un resumen de sus análisis químicos se presenta en el Cuadro 6.4.



**Figura 6.10:** Imagen satelital de *Google Earth* del área de estudio, con la ubicación de los sitios de muestreo de los traquibasaltos y traquiandesitas basálticas correspondientes a las coladas de lavas máficas B, indicados con pentágonos de colores amarillos, junto con las nomenclaturas de las muestras correspondientes. Los sitios donde se indica más de una muestra para el mismo pentágono corresponden a perfiles verticales de muestreo realizados en los frentes de afloramiento de los bajos topográficos.

Presentan contenidos de SiO<sub>2</sub> que varían entre 46,63 y 52,35 % en peso, MgO entre 3,36 y 5,80%, FeO<sub>TOTAL</sub> entre 9,54 y 12,33 %, CaO entre 6,67 y 9,41 %, Na<sub>2</sub>O entre 3,44 y 4,66 %, y K<sub>2</sub>O entre 1,50 y 2,40 % (Fig. 6.2). El #Mg oscila entre 35,85 y 48,87. Los contenidos de Ni y Cr son inferiores a 140 ppm y 180 ppm, respectivamente (Fig. 6.3), y son menores a los esperados para basaltos primitivos.

Las muestras coinciden con el campo de la serie alcalina, por debajo de la línea de Irvine y Baragar (1971) (Fig. 6.1) y clasifican como basaltos alcalinos en los diagramas Zr/Ti *versus* Nb/Y (Pearce 1996) (Fig. 6.11a) y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> *versus* Zr (Winchester y Floyd 1976) (Fig. 6.11b). En el diagrama de Middlemost (1975) se ubican en el campo correspondiente a la serie sódica (Fig. 6.11c).

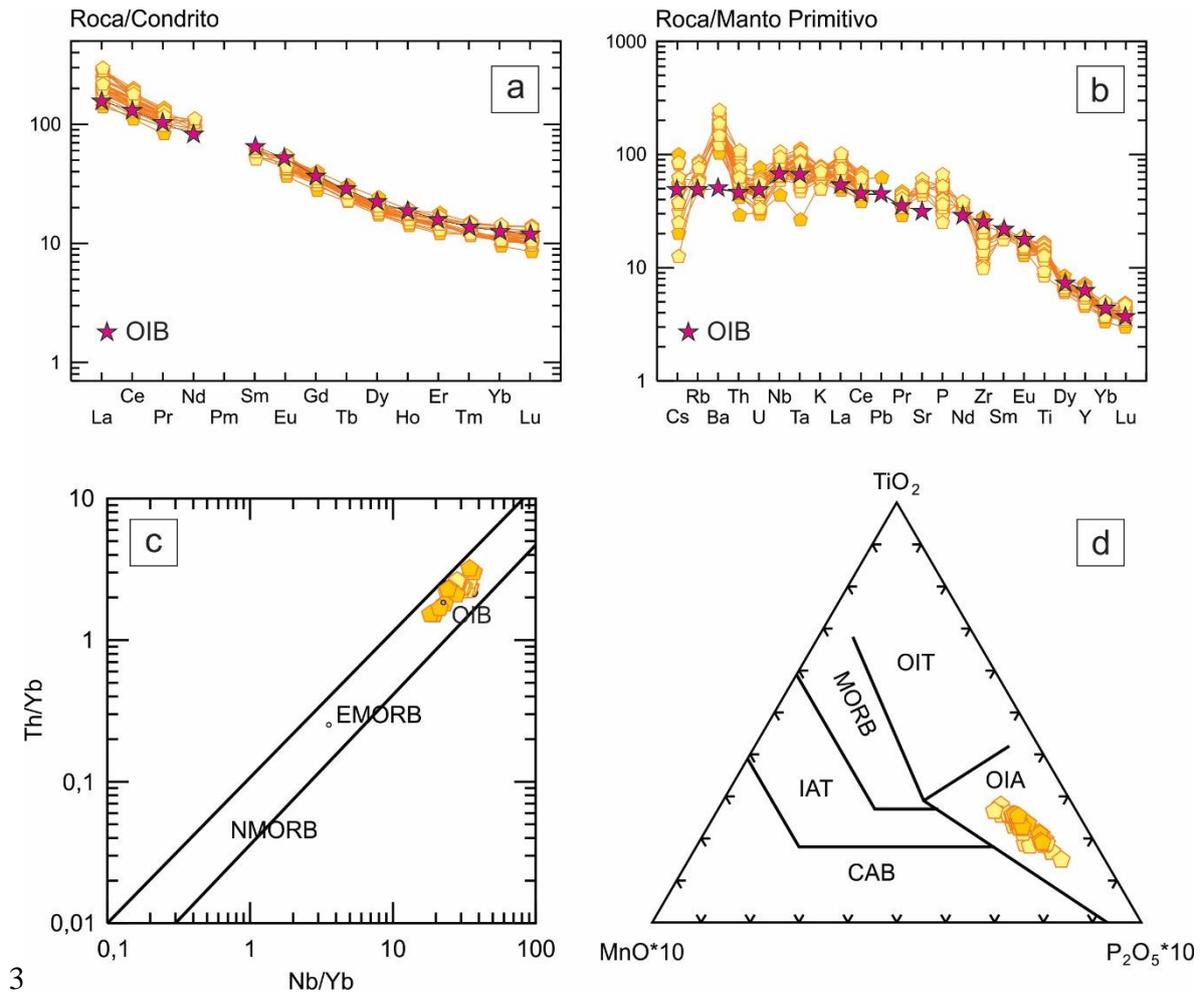


**Figura 6.11:** Diagramas geoquímicos para los traquibasaltos y traquiandesitas basálticas correspondientes a las coladas de lavas máficas B, indicados con pentágonos amarillos. **a)** Zr/Ti *versus* Nb/Y (Pearce 1996). Int: intermedio. **b)** P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> *versus* Zr (Winchester y Floyd 1976). **c)** K<sub>2</sub>O *versus* Na<sub>2</sub>O (Middlemost 1975).

En el diagrama de distribución de abundancia relativa de los elementos de las tierras raras normalizados a condrito (Sun y McDonough 1989) (Fig. 6.12a), las muestras presentan un diseño de marcada pendiente negativa, con relaciones  $La_N/Yb_N$  variables entre 13,72 y 21,59, debido a un enriquecimiento en los contenidos de LREE, entre 100 y 400 veces el valor del condrito; respecto a los contenidos de HREE. Asimismo, se observa que estas lavas poseen una tendencia geoquímica similar al patrón OIB de Sun y McDonough (1989).

En el diagrama multielemental normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough 1989) (Fig. 6.12b), las muestras estudiadas presentan valores enriquecidos respecto al mismo, destacándose una marcada anomalía positiva en Ba, común a todas las muestras, y una anomalía relativa negativa en Zr, menos desarrollada.

En el diagrama de Pearce (2008) (Fig. 6.12c) las lavas de esta unidad coinciden con el campo de los basaltos OIB, y en el diagrama de Mullen (1983) (Fig. 6.12d) con el campo de los OIA.



**Figura 6.12:** Diagramas geoquímicos para los traquibasaltos y traquiandesitas basálticas correspondientes a las coladas de lavas máficas B, indicados con pentágonos amarillos. **a)** Distribución de abundancias relativas de tierras raras normalizadas a condrito C1 de Sun y McDonough (1989). Patrón de OIB de Sun y McDonough (1989). **b)** Distribución de abundancias relativas de elementos traza normalizados a manto primitivo de Sun y McDonough (1989). **c)** Th/Yb *versus* Nb/Yb (Pearce 2008). **d)** Diagrama de discriminación tectónica (Mullen 1983).

**Cuadro 6.4:** Análisis geoquímicos de elementos mayoritarios (% en peso) y traza (ppm) de los traquibasaltos y traquiandesitas basálticas correspondientes a las coladas de lavas máficas B. DLD: Debajo del límite de detección; NA: no analizado; \* valores normalizados a condrito C1 (Sun y McDonough 1989).

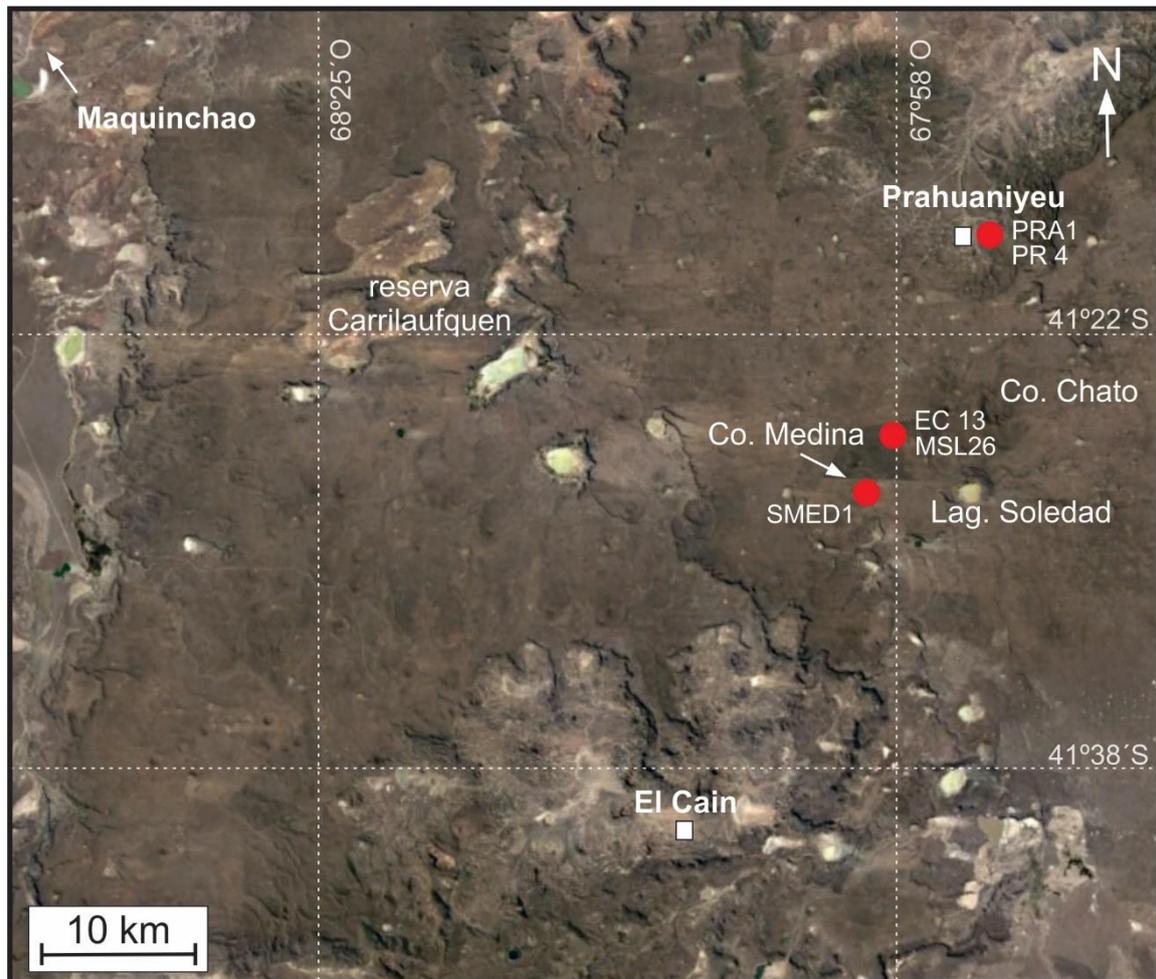
Muestra	SOM23	SOM24	SOM25	SOM27	SOM28	SOMW34	SOMW35	SOMW39	SOMW40	MSL54	MSL55	LU19	LU17B	LU20	LU21	LU22	LU23	LU29
SiO <sub>2</sub>	48,86	46,63	49,88	47,49	47,27	48,25	49,01	48,60	50,01	48,27	49,68	48,20	51,59	48,32	47,42	48,22	48,81	49,10
TiO <sub>2</sub>	2,71	3,57	2,76	3,64	3,57	3,23	2,93	2,77	2,86	3,42	2,76	3,05	2,03	2,83	2,91	2,92	2,82	2,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,40	16,53	17,32	16,60	16,33	16,93	17,36	17,14	17,26	16,22	17,39	16,78	16,66	16,07	16,22	15,83	15,62	16,79
FeO <sub>TOTAL</sub>	10,95	12,25	11,03	12,33	12,26	11,50	11,44	11,07	10,72	12,13	10,73	11,35	9,74	11,34	11,90	11,13	11,03	10,82
MnO	0,17	0,17	0,16	0,18	0,17	0,17	0,15	0,17	0,17	0,17	0,16	0,16	0,15	0,16	0,17	0,17	0,16	0,15
MgO	4,96	4,96	4,21	4,49	5,22	3,68	3,70	4,73	3,36	4,84	3,95	4,34	4,77	5,07	5,10	5,06	4,74	5,80
CaO	7,09	7,46	7,20	7,53	7,59	8,37	7,46	8,29	6,67	7,75	7,66	8,66	7,46	7,64	7,41	7,49	8,28	8,45
Na <sub>2</sub> O	3,97	4,16	3,82	3,54	3,51	4,12	4,10	3,70	4,66	4,00	4,23	4,19	4,26	4,00	4,48	4,27	4,12	3,66
K <sub>2</sub> O	2,18	1,97	2,01	1,92	1,86	2,07	2,12	1,92	2,40	1,90	2,15	2,05	2,04	1,96	1,78	2,04	1,96	1,50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,74	1,19	0,74	1,21	1,15	0,67	0,72	0,64	0,81	1,23	0,80	1,16	0,76	1,08	1,27	1,28	1,09	0,64
<b>Total</b>	99,05	98,91	99,13	98,92	98,93	98,99	99,00	99,05	98,92	99,91	99,50	99,95	99,46	98,49	98,65	98,38	98,65	99,65
#Mg	44,67	41,92	40,49	39,36	43,15	36,32	36,57	43,24	35,85	41,55	39,61	40,51	46,63	44,34	43,30	44,75	43,36	48,87
LOI	0,70	DLD	0,73	0,62	0,08	1,53	0,35	0,65	0,53	1,11	0,69	0,99	0,89	0,30	DLD	0,06	1,04	DLD
Nb	64,30	65,00	60,00	63,70	60,90	61,50	64,40	61,10	76,50	58,70	68,30	67,60	56,00	53,70	55,90	54,30	52,10	46,10
Zr	203,00	118,90	190,40	118,10	111,00	176,20	201,60	168,30	203,30	158,00	254,20	193,40	225,50	177,00	176,00	181,00	180,00	157,10
Y	27,74	26,58	26,69	26,51	26,17	27,41	28,29	27,75	29,51	26,10	30,10	27,20	24,90	24,20	25,50	25,20	24,10	22,00
Sr	944,50	1282,20	954,60	1277,00	1288,00	1060,40	951,40	930,50	1003,10	1186,00	941,50	1159,90	1061,90	1080,00	1135,00	1092,00	1033,00	1137,30
Rb	53,20	58,90	53,80	53,20	52,70	55,80	59,20	53,80	67,80	43,00	53,50	54,70	51,50	47,00	37,00	49,00	48,00	36,90
Ni	27,10	12,30	23,20	13,70	17,90	7,80	17,60	36,60	2,70	30,00	22,80	42,20	96,20	70,00	50,00	50,00	70,00	57,60
Cr	13,00	NA	9,80	0,90	5,30	0,40	9,80	35,20	NA	30,00	16,70	67,20	127,40	80,00	50,00	60,00	80,00	66,20
Ba	1139,70	1575,60	1333,60	1539,10	1592,30	1175,40	1281,70	1417,40	1524,20	1286,00	1335,40	1264,90	1190,20	1091,00	1153,00	1152,00	1107,00	1165,10
Cs	0,25	0,68	0,39	0,29	0,29	0,43	0,41	0,44	0,49	0,20	NA	NA	NA	0,50	0,40	0,50	0,50	NA
La	46,83	47,68	45,15	47,16	45,58	42,88	48,15	44,03	51,51	48,30	70,90	65,30	59,80	48,30	51,50	52,50	48,10	56,10
Ce	91,06	100,51	87,86	92,47	88,70	83,94	91,85	83,29	100,14	93,10	111,10	118,10	103,60	94,90	103,00	103,00	94,40	83,50
Pr	10,50	11,10	10,18	11,01	10,69	9,80	10,68	9,60	11,45	11,20	NA	NA	NA	10,90	11,90	12,00	11,10	NA
Nd	43,52	47,15	41,88	45,61	43,81	40,33	43,63	39,09	46,86	45,40	54,20	50,30	50,10	44,30	47,80	48,50	44,20	35,50
Sm	7,90	8,42	7,61	8,39	8,23	7,52	7,87	7,03	8,43	9,09	NA	NA	NA	8,44	9,31	9,37	8,45	NA
Eu	2,54	3,00	2,48	2,96	2,86	2,53	2,51	2,31	2,71	3,11	NA	NA	NA	2,91	3,19	3,15	2,89	NA
Gd	7,18	7,74	6,92	7,59	7,40	6,97	7,20	6,57	7,61	7,25	NA	NA	NA	7,31	7,88	7,70	7,39	NA
Tb	0,95	0,96	0,92	0,98	0,94	0,94	0,94	0,88	1,00	1,00	NA	NA	NA	0,98	1,02	1,00	1,00	NA
Dy	5,00	4,85	4,79	4,93	4,80	4,94	5,03	4,69	5,29	5,31	NA	NA	NA	5,10	5,36	5,49	5,17	NA
Ho	0,95	0,90	0,92	0,91	0,90	0,93	0,95	0,91	1,00	0,92	NA	NA	NA	0,90	0,92	0,95	0,91	NA
Er	2,47	2,28	2,39	2,30	2,27	2,43	2,47	2,40	2,59	2,43	NA	NA	NA	2,40	2,46	2,52	2,42	NA
Tm	NA	0,31	NA	NA	NA	0,31	0,32	0,33	0,30	NA								
Yb	2,19	1,89	2,10	1,88	1,89	2,06	2,13	2,09	2,26	1,90	NA	NA	NA	1,94	1,88	1,92	1,89	NA
Lu	0,30	0,26	0,28	0,25	0,25	0,28	0,29	0,30	0,31	0,29	NA	NA	NA	0,28	0,27	0,28	0,27	NA
Ta	2,56	2,10	2,08	2,27	1,94	2,22	2,23	2,12	2,36	3,68	3,50	4,30	3,00	3,95	3,96	4,04	3,81	NA
Th	5,19	4,49	4,86	4,40	4,25	4,63	5,46	4,88	5,95	4,56	9,30	7,70	7,40	4,49	4,47	4,73	4,60	6,20
U	1,32	0,89	1,14	0,96	0,86	0,85	1,27	1,09	1,01	0,95	NA	NA	NA	1,05	1,03	1,11	1,04	NA
Tl	NA	DLD	NA	NA	NA	DLD	DLD	DLD	DLD	NA								
Pb	NA	DLD	NA	NA	NA	DLD	DLD	DLD	DLD	NA								
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub> *	15,34	18,10	15,42	17,99	17,30	14,93	16,22	15,11	16,35	18,23				17,86	19,65	19,61	18,26	

continuación

Muestra	LU60	LU61	LU65	LU66	LU70	LU71	LU72	SOM20	SOM29	SOM32	MSL57	LU4	LU5	LU6	LU8	LU38	LU47	LU48
SiO <sub>2</sub>	52,35	48,22	49,84	49,77	49,79	49,20	49,23	47,72	48,31	48,67	48,39	49,72	50,64	50,06	50,17	49,21	49,52	48,89
TiO <sub>2</sub>	1,84	2,87	3,17	3,09	3,01	2,55	2,86	3,11	3,04	2,95	3,05	3,14	3,02	3,02	2,87	2,91	2,98	2,99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,90	16,59	16,60	16,60	17,38	17,16	17,17	16,10	16,75	17,49	16,50	16,66	16,83	16,79	17,20	16,84	17,05	16,74
FeO <sub>TOTAL</sub>	9,54	11,73	11,29	11,04	11,34	11,00	10,75	11,05	11,01	11,10	11,31	11,15	10,75	10,73	10,37	10,29	11,18	12,05
MnO	0,14	0,17	0,17	0,16	0,17	0,16	0,18	0,15	0,17	0,15	0,17	0,17	0,17	0,17	0,14	0,14	0,15	0,18
MgO	4,80	4,71	4,05	4,00	3,66	5,54	3,39	5,31	4,91	3,60	4,96	4,48	4,08	4,14	5,17	5,30	4,52	4,30
CaO	7,48	8,85	6,99	7,53	7,30	8,80	7,97	9,41	7,04	7,43	7,18	6,82	6,69	6,73	8,19	7,47	7,81	7,03
Na <sub>2</sub> O	3,95	3,78	4,23	4,14	4,22	3,56	4,42	3,44	4,54	4,62	4,26	4,09	4,17	4,23	3,80	4,47	3,80	3,96
K <sub>2</sub> O	1,84	1,82	2,21	2,20	2,33	1,51	2,33	1,73	2,33	2,26	2,38	2,21	2,31	2,28	1,82	1,85	2,05	2,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,66	1,47	0,77	0,74	0,90	0,55	0,88	1,02	1,10	0,76	1,13	0,83	0,86	0,86	0,71	0,81	0,72	0,85
<b>Total</b>	98,49	100,20	99,31	99,28	100,11	100,03	99,18	99,04	99,19	99,04	99,34	99,26	99,52	99,02	100,44	99,29	99,77	99,02
#Mg	47,28	41,72	39,00	39,23	36,53	47,30	35,98	46,14	44,29	36,63	43,88	41,71	40,34	40,76	47,06	47,86	41,87	38,90
LOI	1,41	1,25	DLD	0,57	1,52	DLD	1,72	0,35	1,06	0,89	2,60	DLD	0,06	DLD	0,41	2,32	0,15	0,13
Nb	42,70	48,60	59,40	66,60	61,00	46,80	62,10	31,60	70,30	54,50	65,30	48,40	59,10	59,10	42,90	47,20	45,00	43,80
Zr	188,00	150,00	213,20	244,80	253,00	184,90	229,20	134,40	202,60	235,10	221,00	239,60	306,50	309,50	181,60	314,20	209,70	265,00
Y	22,40	25,60	26,40	31,10	27,00	24,60	26,00	23,88	26,38	26,86	24,30	25,40	32,30	32,80	20,70	26,90	22,90	30,00
Sr	943,00	1150,00	859,60	974,50	952,00	856,20	855,70	1138,60	1160,70	994,40	1119,00	767,60	864,00	874,80	903,30	1056,90	812,20	814,00
Rb	38,00	41,00	45,80	56,80	51,00	33,50	48,00	31,80	73,90	52,90	68,00	36,00	48,20	48,30	29,10	42,40	31,60	34,00
Ni	140,00	60,00	NA	11,90	DLD	43,90	NA	68,30	14,90	28,00	20,00	NA	NA	NA	NA	31,60	NA	20,00
Cr	180,00	60,00	NA	20,90	DLD	33,80	NA	77,10	21,20	6,30	40,00	NA	3,90	5,10	NA	55,30	NA	DLD
Ba	1208,00	1339,00	1223,00	1753,30	1307,00	861,90	1046,00	1171,50	1382,90	1136,90	1268,00	937,00	1210,20	1207,70	727,00	926,50	821,00	1021,00
Cs	0,10	0,40	0,20	NA	0,30	NA	0,30	0,16	0,66	0,39	0,80	0,10	NA	NA	0,20	NA	0,40	0,20
La	40,70	50,10	49,30	67,30	56,50	46,70	52,10	33,63	55,70	42,67	57,80	44,20	65,80	68,50	36,00	67,70	39,30	46,80
Ce	79,20	99,80	90,80	105,00	109,00	82,70	99,30	72,48	109,93	85,26	113,00	83,30	110,10	123,60	68,50	117,10	72,90	96,70
Pr	9,40	11,90	10,53	NA	12,30	NA	11,34	9,17	12,64	10,02	13,10	10,52	NA	NA	8,02	NA	9,18	11,50
Nd	37,20	47,80	40,60	42,50	47,30	30,30	43,60	38,12	51,54	41,16	50,80	42,40	50,20	58,40	31,50	50,60	37,10	46,50
Sm	7,36	9,25	7,61	NA	8,96	NA	8,09	7,88	8,70	7,70	9,14	8,15	NA	NA	6,32	NA	7,29	9,76
Eu	2,46	3,18	2,50	NA	2,88	NA	2,59	2,77	2,81	2,53	3,08	2,63	NA	NA	2,15	NA	2,41	3,03
Gd	6,46	7,83	6,86	NA	7,46	NA	7,28	7,10	7,82	7,06	7,53	7,27	NA	NA	5,80	NA	6,83	8,34
Tb	0,87	1,04	1,00	NA	1,03	NA	1,01	0,92	0,97	0,93	0,99	1,08	NA	NA	0,85	NA	0,94	1,16
Dy	4,66	5,36	4,91	NA	5,53	NA	5,28	4,55	4,86	4,85	5,22	5,44	NA	NA	4,46	NA	4,93	6,23
Ho	0,85	0,91	1,02	NA	1,00	NA	1,10	0,84	0,92	0,91	0,90	1,09	NA	NA	0,81	NA	0,95	1,10
Er	2,18	2,42	2,69	NA	2,70	NA	2,80	2,09	2,30	2,33	2,36	2,63	NA	NA	2,03	NA	2,46	3,00
Tm	0,30	0,31	0,38	NA	0,36	NA	0,38	NA	NA	NA	0,31	0,36	NA	NA	0,31	NA	0,32	0,39
Yb	1,81	1,83	2,39	NA	2,20	NA	2,46	1,64	1,94	1,99	1,92	2,31	NA	NA	1,79	NA	1,98	2,43
Lu	0,26	0,27	0,36	NA	0,32	NA	0,35	0,22	0,26	0,26	0,29	0,33	NA	NA	0,26	NA	0,28	0,36
Ta	2,94	3,49	3,50	3,00	4,35	3,30	3,60	1,09	4,63	2,24	4,16	3,10	NA	3,50	2,30	3,70	2,40	3,16
Th	3,94	4,04	5,50	8,70	5,80	6,40	5,40	2,50	5,87	4,18	6,16	3,90	8,10	8,20	4,10	7,70	3,60	3,71
U	0,94	0,71	1,00	NA	1,20	NA	1,20	0,66	1,37	1,05	1,63	1,00	NA	NA	1,10	NA	0,70	0,63
Tl	DLD	DLD	NA	NA	DLD	NA	NA	NA	NA	NA	DLD	NA	NA	NA	NA	NA	NA	DLD
Pb	DLD	DLD	NA	NA	DLD	NA	NA	NA	NA	NA	DLD	NA	4,50	NA	NA	NA	NA	DLD
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub> *	16,13	19,64	14,80		18,42		15,19	14,71	20,59	15,38	21,59	13,72			14,43		14,24	13,81

#### 1.4 Basanitas de los conos y coladas de reducida extensión que sobreyacen la meseta

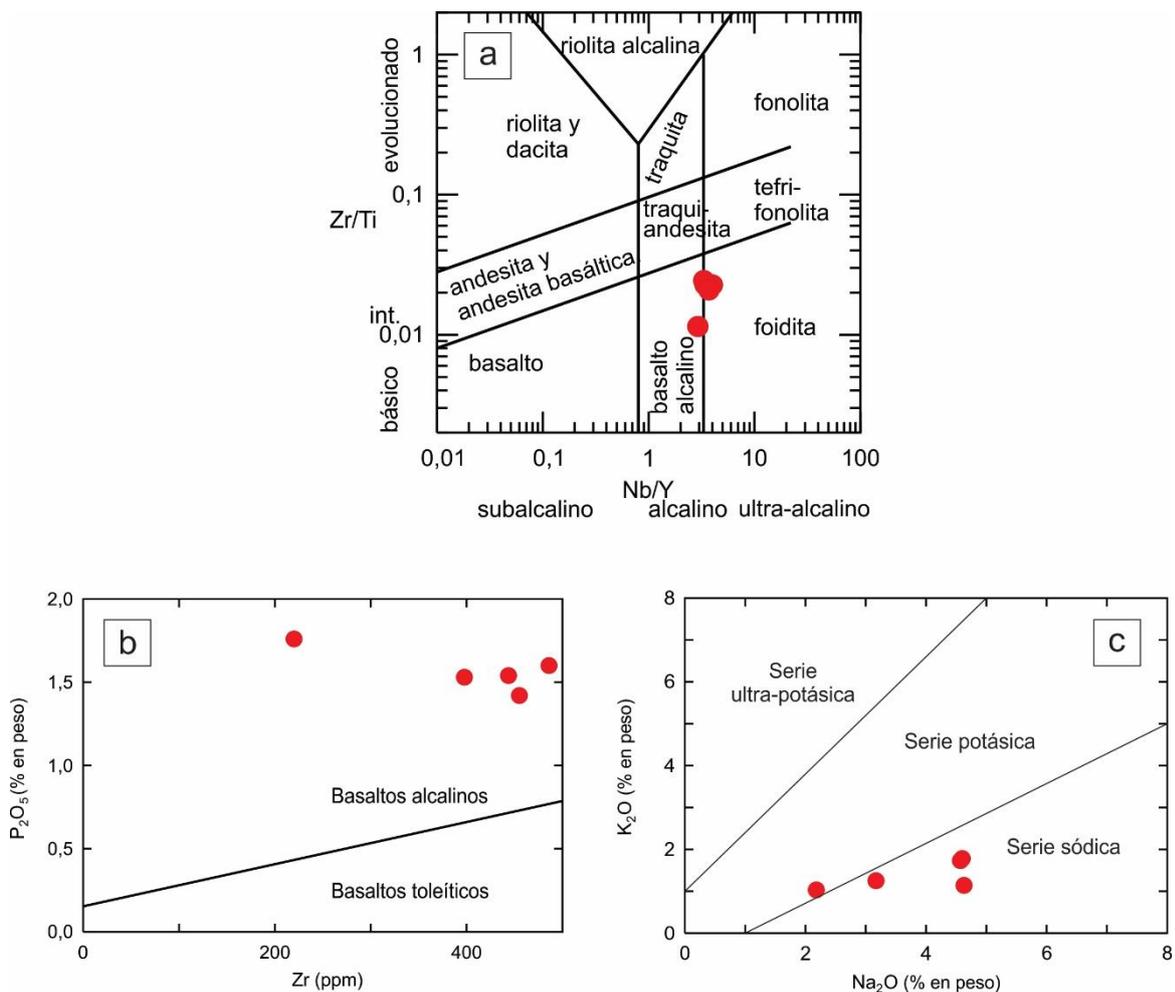
Estos conos volcánicos y coladas se ubican en las inmediaciones de la localidad de Prahuaniyeu y del cerro Medina (Fig. 6.13), y clasifican geoquímicamente como basanitas (Fig. 6.1). En el Cuadro 6.5 se presenta un resumen de sus análisis geoquímicos.



**Figura 6.13:** Imagen satelital de *Google Earth* del área de estudio, con la ubicación de los sitios de muestreo de las basanitas correspondientes a los conos volcánicos y coladas de reducida extensión que sobreyacen la meseta, indicados con círculos rojos, junto a la nomenclatura de las muestras correspondientes.

Las rocas que integran este grupo litológico presentan contenidos de  $\text{SiO}_2$  que varían entre 40,51 y 42,15 % en peso,  $\text{MgO}$  entre 11,02 y 16,14 %,  $\text{FeO}_{\text{TOTAL}}$  entre 12,13 y 13,17 %,  $\text{Na}_2\text{O}$  entre 2,18 y 4,63 %, y  $\text{K}_2\text{O}$  entre 1,03 y 1,78 % (Fig. 6.2). El #Mg oscila entre 61,7 y 68,6. Los contenidos de Ni varían entre 256 ppm y 410 ppm, y los de Cr varían entre 275 ppm y 466 ppm (Fig. 6.3).

Estas muestras se ubican por encima de la curva de Irvine y Baragar (1971) (Fig. 6.1), en el campo de las rocas alcalinas, lo cual puede observarse también en el diagrama de elementos inmóviles de Pearce (1996), donde exhiben composición alcalina a ultra-alcalina y se disponen en el límite entre los campos de foiditas y basaltos alcalinos (Fig. 6.14a). Esto mismo se observa en el diagrama  $P_2O_5$  versus Zr (Winchester y Floyd 1976) (Fig. 6.14b); mientras que en el diagrama  $K_2O$  versus  $Na_2O$  (Middlemost 1975) (Fig. 6.14c) las muestras coinciden con el campo de la serie sódica, aunque la muestra PRA1 limita con el campo de la serie potásica.



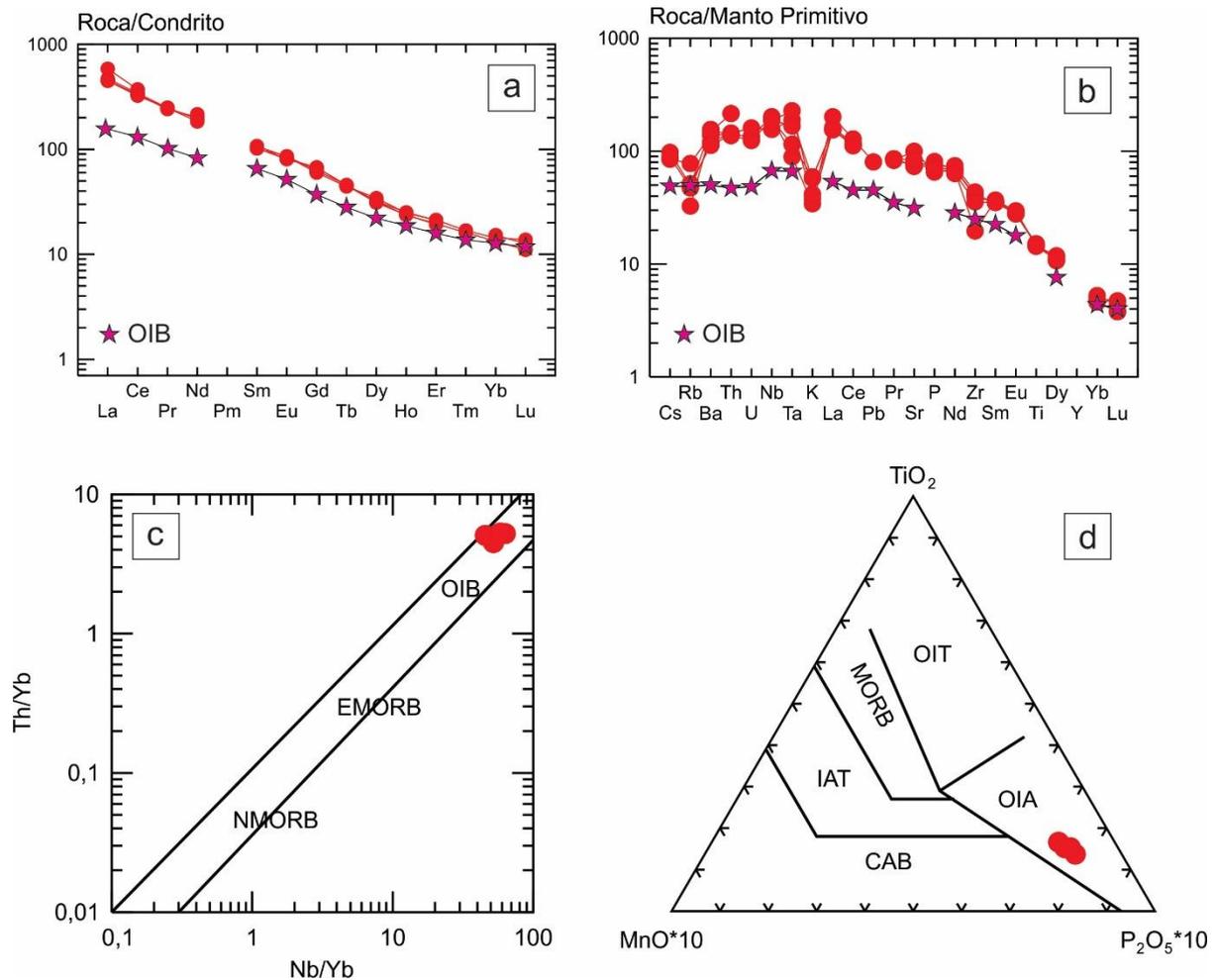
**Figura 6.14:** Diagramas geoquímicos para las basanitas indicadas con círculos rojos. **a)**  $Zr/Ti$  versus  $Nb/Y$  (Pearce 1996). Int: intermedio. **b)**  $P_2O_5$  versus Zr (Winchester y Floyd 1976). **c)**  $K_2O$  versus  $Na_2O$  (Middlemost 1975).

En la Figura 6.15a se comparan los diseños de las distribuciones de abundancia relativa de los elementos de las tierras raras normalizadas a condrito (Sun y McDonough 1989), incluyéndose también el patrón de basaltos OIB (Sun y McDonough 1989). Se observa que las rocas

estudiadas registran una pendiente negativa abrupta, con relaciones  $La_N/Yb_N$  entre 29,37 y 33,62, y enriquecimiento en las LREE mayor a 400 veces el condrito; respecto a los contenidos de HREE. Asimismo, las muestras presentan tendencia geoquímica similar al patrón OIB, aunque enriquecida en las LREE y MREE respecto a este último.

En el diagrama de multielementos normalizado a manto primitivo de Sun y McDonough (1989) (Fig. 6.15b), las muestras poseen contenidos similares entre sí, y enriquecidos respecto al patrón de normalización. Por otra parte, se destaca una marcada anomalía negativa en K, común en todas las muestras, y una anomalía negativa en Rb subordinada.

En el diagrama Th/Yb *versus* Nb/Yb de Pearce (2008) (Fig. 6.15c), las muestras coinciden con el campo de los basaltos OIB, mientras que en el diagrama de Mullen (1983) (Fig. 6.15d), con el campo de los OIA.



**Figura 6.15:** Diagramas geoquímicos para las basanitas indicadas con círculos rojos. **a)** Distribución de abundancias relativas de tierras raras normalizadas a condrito C1 de Sun y McDonough (1989). Patrón de OIB de Sun y McDonough (1989). **b)** Distribución de abundancias relativas de elementos traza normalizados a manto primitivo de Sun y McDonough (1989). **c)** Th/Yb versus Nb/Yb (Pearce 2008). **d)** Diagrama de discriminación tectónica (Mullen 1983).

**Cuadro 6.5:** Análisis geoquímicos de elementos mayoritarios (% en peso) y traza (ppm) de las basanitas correspondientes a los conos y coladas de reducida extensión que sobreyacen la meseta. DLD: debajo del límite de detección; NA: no analizado; \* valores normalizados a condrito C1 (Sun y McDonough 1989).

<b>Muestra</b>	<b>PRA1</b>	<b>EC13</b>	<b>SMED1</b>	<b>MSL26</b>	<b>PR4</b>
SiO <sub>2</sub>	40,51	42,00	41,47	42,15	40,75
TiO <sub>2</sub>	3,28	3,19	3,14	3,26	3,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,85	11,32	11,34	11,11	9,51
FeO <sub>TOTAL</sub>	13,17	12,36	12,68	12,13	12,72
MnO	0,23	0,23	0,22	0,21	0,21
MgO	16,14	11,21	11,91	11,02	15,45
CaO	10,82	10,85	11,39	11,51	10,73
Na <sub>2</sub> O	2,18	4,60	4,57	4,63	3,17
K <sub>2</sub> O	1,03	1,78	1,73	1,14	1,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,42	1,54	1,76	1,60	1,53
Total	98,63	99,08	100,21	98,75	98,43
#Mg	68,60	61,78	62,61	61,82	68,41
LOI	5,01	0,06	0,73	0,82	6,02
Nb	144,10	135,20	111,00	134,70	133,02
Zr	455,20	443,80	220,00	486,00	397,81
Y	36,52	40,11	38,60	41,10	36,31
Sr	2104,40	1614,60	1548,00	1546,80	1760,00
Rb	49,40	31,60	30,00	20,70	32,62
Ni	406,50	259,60	280,00	255,90	409,79
Cr	412,30	275,60	350,00	295,00	465,68
Ba	973,00	1088,10	843,00	1037,40	786,76
Cs	0,67	0,77	0,70	NA	NA
La	106,82	106,05	111,00	138,30	106,35
Ce	202,53	202,61	209,00	227,60	197,71
Pr	22,90	22,94	23,60	NA	23,59
Nd	94,15	93,74	90,80	100,60	85,76
Sm	15,69	15,67	16,40	NA	15,54
Eu	4,70	4,65	4,93	NA	4,98
Gd	13,80	13,79	12,30	NA	12,84
Tb	1,69	1,70	1,65	NA	1,71
Dy	7,89	8,17	8,71	NA	8,08
Ho	1,34	1,42	1,40	NA	1,34
Er	3,19	3,49	3,52	NA	3,24
Tm	NA	NA	0,43	NA	0,41
Yb	2,28	2,59	2,43	NA	2,27
Lu	0,28	0,32	0,35	NA	0,28
Ta	3,62	4,68	7,69	6,80	9,27
Th	11,89	11,66	12,30	18,30	11,97
U	2,84	2,61	3,37	NA	NA
Tl	NA	NA	DLD	NA	14,87
Pb	NA	NA	DLD	5,70	NA
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub> *	33,61	29,37	32,77		33,62

### *Consideraciones generales*

Luego de realizar la caracterización geoquímica de todas las rocas estudiadas, resulta importante destacar la consistencia existente entre las unidades diferenciadas en base al tipo de yacencia, la clasificación petrográfica y la clasificación geoquímica. En este sentido, por ejemplo, en el diagrama TAS de Le Bas *et al.* (1986) de la Figura 6.1 las rocas se agrupan en diferentes campos geoquímicos de manera consistente con las distinciones realizadas respecto al tipo de yacencia y a la petrografía: las coladas de lavas máficas A corresponden a andesitas basálticas, los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín y las coladas de lavas máficas B coinciden con el campo de los traquibasaltos y traquiandesitas basálticas subordinadas, mientras que los conos y coladas de reducida extensión que sobreyacen la meseta clasifican como basanitas (Cuadro 6.1). Las mismas agrupaciones son fácilmente reconocibles en los diagramas bivariantes de elementos mayoritarios *versus* MgO y elementos traza *versus* MgO, de las Figuras 6.2 y 6.3, respectivamente.

Las únicas unidades que no pueden separarse fácilmente a partir de sus características geoquímicas corresponden a los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín y las coladas de lavas máficas B, ya que todas ellas corresponden a traquibasaltos y traquiandesitas basálticas subordinadas, con tendencia geoquímica similar a los basaltos OIB, aunque las primeras coinciden con la serie sódica y, de manera subordinada con la serie potásica en el diagrama  $K_2O$  *versus*  $Na_2O$  de Middlemost (1975) (Fig. 6.5c), mientras que las coladas de lavas máficas B sólo lo hacen con la serie sódica (Fig. 6.11c). Sin embargo, ambas unidades son claramente distintas en lo que respecta a su tipo de yacencia y, como se verá en el siguiente capítulo, también muestran diferencias en la química mineral.

Por otra parte, es destacable la coincidencia con los campos de basaltos alcalinos en los diagramas  $Zr/Ti$  *versus*  $Nb/Y$  (Pearce 1996) y  $P_2O_5$  *versus*  $Zr$  (Winchester y Floyd 1976), para los traquibasaltos y traquiandesitas basálticas de los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín (Fig. 6.5a y b, respectivamente), de las coladas de lavas máficas B (Fig. 6.11a y b, respectivamente), y las basanitas de los conos y coladas de reducida extensión que sobreyacen la meseta (Fig. 6.14a y b, respectivamente). Por otra parte, las coladas de lavas máficas A muestran en ambos diagramas una transición entre los campos de basaltos alcalino y subalcalino (Fig. 6.8a y b, respectivamente). Además, se presenta una consistencia entre los diagramas de discriminación tectónica de Pearce (2008) y Mullen (1983). En el primer caso, todas las muestras estudiadas coinciden claramente el campo de basaltos oceánicos de intraplaca (*Oceanic Island Basalts OIB*) (Figs. 6.6c, 6.12c y 6.15c), aunque las andesitas basálticas de las

coladas de lavas máficas A muestran una mayor variabilidad en las relaciones Th/Yb y Nb/Y (Fig. 6.9e). En el segundo diagrama, todas las muestras coinciden con el campo de basaltos alcalinos de intraplaca (*Oceanic Island Alkaline Basalts* OIA) (Figs. 6.6d, 6.12d y 6.15d), lo cual es coincidente con los diagramas antes mencionados de Pearce (1996) y Winchester y Floyd (1976), aunque las andesitas basálticas de las coladas de lavas máficas A muestran variaciones entre los campos de OIA y MORB (Fig. 6.9f), consistentes con la heterogeneidad geoquímica que demuestran en todos los diagramas.

## CAPÍTULO 7

### QUÍMICA MINERAL Y GEOTERMOMETRÍA

#### 1. Introducción

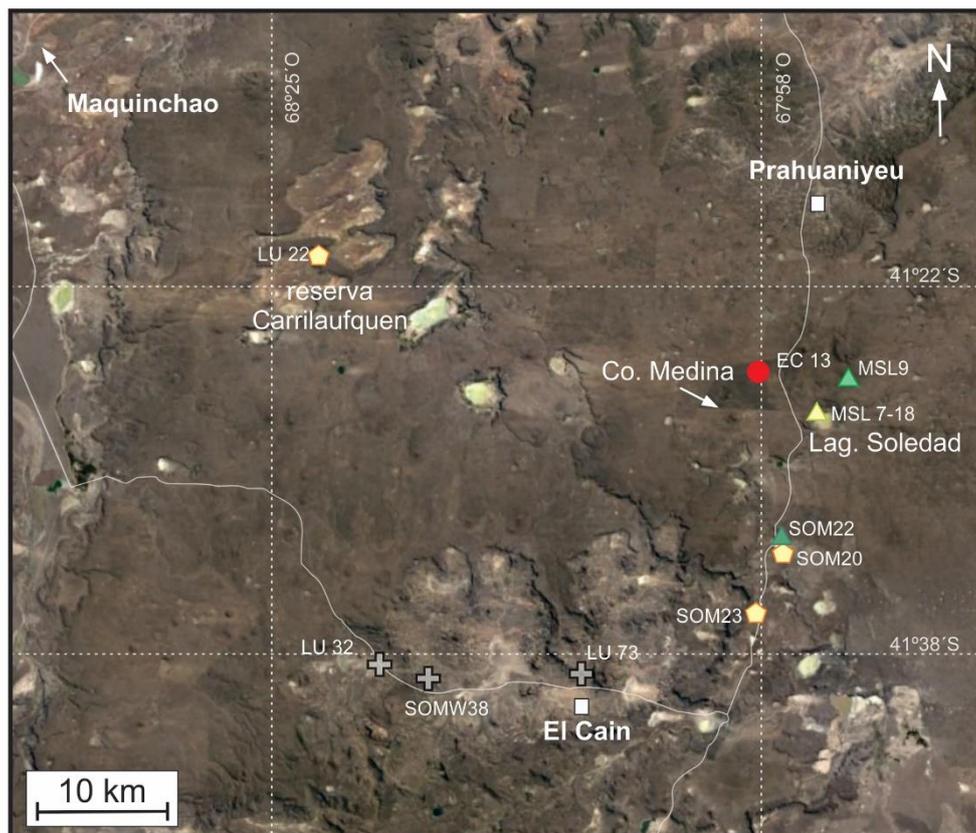
En este capítulo se presentan los primeros resultados de análisis de química mineral de las lavas del sector noroccidental de la Meseta de Somuncurá. A partir de dichos análisis se pretende documentar y caracterizar las principales fases minerales que componen los traquibasaltos y traquiandesitas basálticas de los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín (LU32, LU73, SOMW38), las andesitas basálticas correspondientes a las coladas de lavas máficas (basaltos A) (SOM22, MSL9, MSL7, MSL18), los traquibasaltos de las coladas de lavas máficas (basaltos B) (LU22, SOM23, SOM20), y una basanita correspondiente a una colada de reducida extensión que sobreyace la meseta (EC13) (Cuadro 7.1).

**Cuadro 7.1:** Características de la química mineral de las lavas y su relación con la yacencia de las unidades, la petrografía y la geoquímica.

YACENCIA	CLASIFICACIÓN PETROGRAFICA	CLASIFICACIÓN GEOQUÍMICA	QUÍMICA MINERAL
Conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín	Basaltos	Traquibasaltos y traquiandesitas basálticas	Ol: forsterita (Fo <sub>62,90-54,91</sub> ) Cpx: diópsido-augita (En <sub>42,04-35,96</sub> Fs <sub>14,41-19,05</sub> Wo <sub>43,55-44,99</sub> ) Feld: anortoclasa-sanidina (An <sub>18,94-3,71</sub> Ab <sub>70,65-49,63</sub> Or <sub>10,41-46,67</sub> ) Pl: labradorita-andesina (An <sub>61,95-42,36</sub> Ab <sub>36,19-54,33</sub> Or <sub>1,86-3,31</sub> )
Coladas de lavas máficas	Basaltos A	Andesitas basálticas	Ol: forsterita (Fo <sub>75,05-50,38</sub> ) Cpx: augita (En <sub>48,65-41,62</sub> Fs <sub>22,07-24,05</sub> Wo <sub>29,28-34,33</sub> ) Opx: enstatita (En <sub>79,77-61,09</sub> Fs <sub>17,64-36,32</sub> Wo <sub>2,59-2,60</sub> ) Pl: labradorita-andesina (An <sub>59,58-31,17</sub> Ab <sub>39,65-62,93</sub> Or <sub>0,77-5,90</sub> )
	Basaltos B	Traquibasaltos y traquiandesitas basálticas	Ol: forsterita (Fo <sub>85,93-57,92</sub> ) Cpx: diópsido-augita (En <sub>43,12-34,83</sub> Fs <sub>13-18,52</sub> Wo <sub>43,89-46,66</sub> ) Pl: labradorita-andesina (An <sub>63,24-43,46</sub> Ab <sub>34,96-53,71</sub> Or <sub>1,80-2,83</sub> )
Conos volcánicos y coladas de reducida extensión que sobreyacen la meseta	Foiditas	Basanitas	Ol: forsterita (Fo <sub>84,66-82,75</sub> ) Cpx: diópsido (En <sub>39,89-36,60</sub> Fs <sub>11,27-12,77</sub> Wo <sub>48,84-50,63</sub> ) Nefelina

La ubicación de las muestras estudiadas se presenta en la Figura 7.1 y los resultados de los análisis químicos en el Anexo IV (Cuadros IV.1-IV.5). En los Cuadros 7.2-7.5 se sintetizan las composiciones químicas de los minerales analizados de cada conjunto de muestras.

Para la clasificación química de los minerales se utilizaron los diagramas composicionales de olivino, feldespatos (ambos según Deer *et al.* 1992), y el diagrama de clasificación de piroxenos de Morimoto *et al.* (1988).

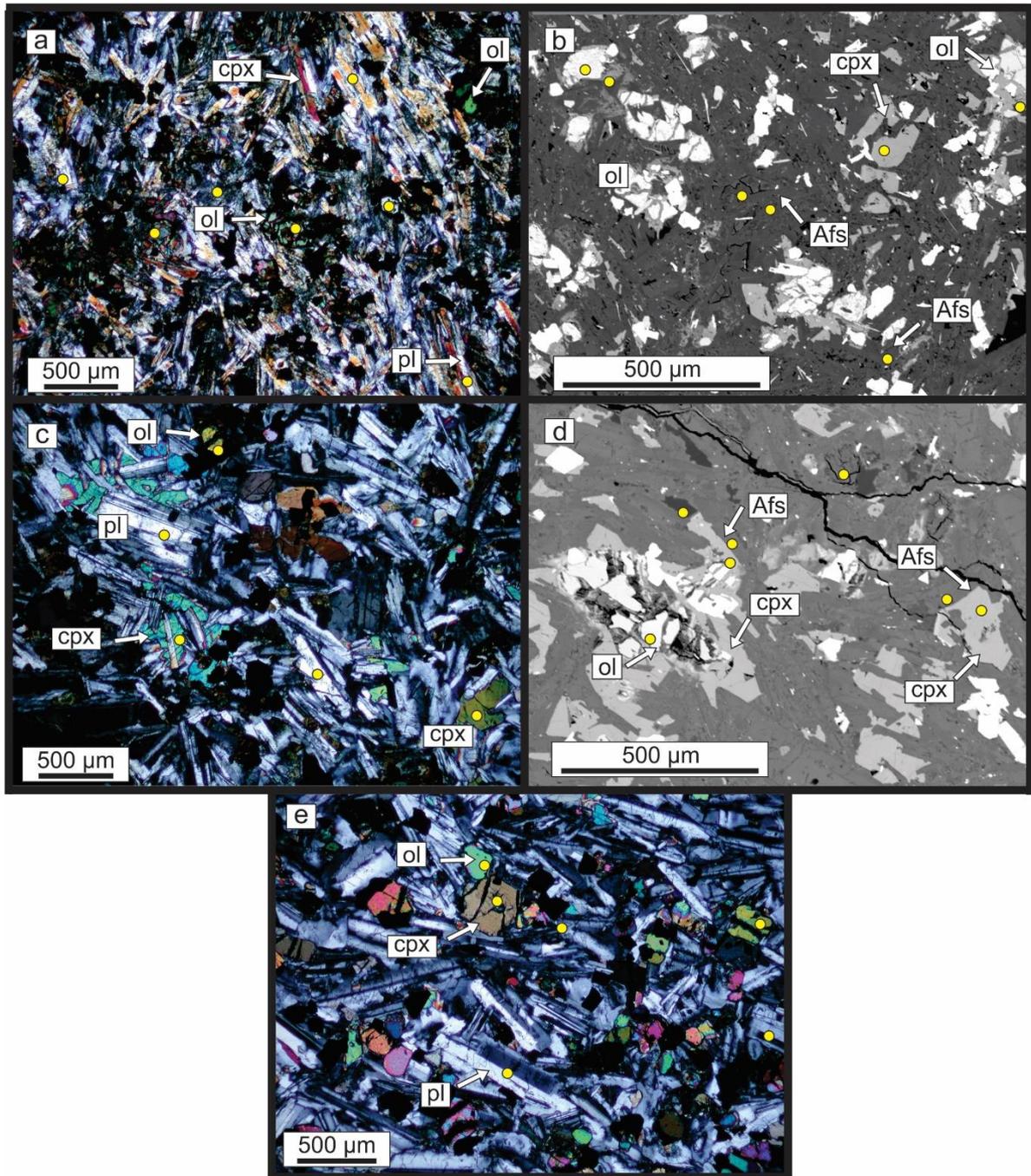


REFERENCIAS	
+	Traquibasaltos y traquiandesitas basálticas de los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín
▲ (yellow)	Subgrupo alcalino
▲ (green)	Subgrupo transicional
▲ (dark green)	Subgrupo subalcalino
} Andesitas basálticas de las coladas de lavas máficas A	
⬠ (yellow)	Traquibasaltos de las coladas de lavas máficas B
● (red)	Basanita de las coladas de reducida extensión que sobreyacen la meseta

**Figura 7.1:** Imagen satelital de *Google Earth* del área de estudio, donde se indica la ubicación de las muestras en las cuales se efectuaron análisis de química mineral.

### 1.1 Traquibasaltos y traquiandesitas basálticas de los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín

Las muestras LU73, LU32 y SOMW38 (Fig. 7.1), corresponden a los cerros El Morro, Verdín y Herradura, respectivamente. Presentan textura holocristalina, afírica seriada a microporfírica. Están compuestas por microfenocristales de plagioclasa (1 %) en una pasta (99 %) de textura subofítica, constituida por cristales de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, minerales opacos y apatito. La moda mineral promedio basada en la petrografía es: 40 % plagioclasa, 20 % olivino, 15 % clinopiroxeno, 29 % minerales opacos, 1 % de apatito. Mediante el estudio microscópico todos los feldespatos de estas muestras fueron considerados plagioclasas, sin embargo a partir de los análisis de química mineral pudieron diferenciarse tanto plagioclasas como feldespatos alcalinos. En las imágenes de la Figura 7.2a-e se exhiben las texturas, las fases minerales de las muestras estudiadas y se indican algunos de los puntos analizados en cada una.



**Figura 7.2:** a) Fotomicrografía con analizador intercalado de la muestra LU73. b) Imagen SEM de la muestra LU73. c) Fotomicrografía con analizador intercalado de la muestra LU32. d) Imagen SEM de la muestra LU32. e) Fotomicrografía con analizador intercalado de la muestra SOMW38. En las imágenes se indican con círculos amarillos los puntos analizados.

### *Olivino*

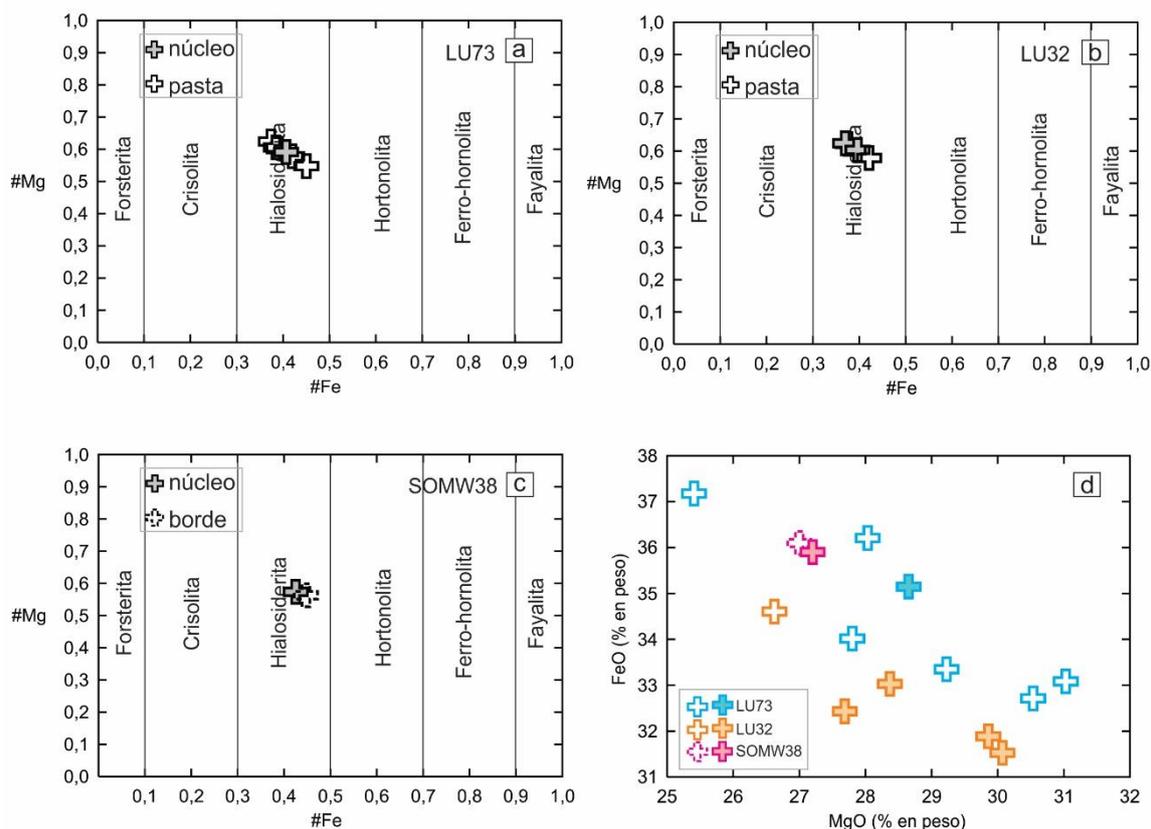
Los cristales de olivino de las muestras LU73, LU32 y SOMW38 y corresponden al campo composicional de la hialosiderita ( $Fe_{62,90-54,91}$ ) (Fig. 7.3a-c), sin bien presentan variaciones en

los contenidos de FeO y MgO (Fig. 7.3d). En el Cuadro IV.1.1 del Anexo IV se encuentran los resultados completos de los análisis efectuados en cada una de las muestras.

En la muestra LU73 del cerro El Morro se analizó el núcleo de un microfenocristal (Fo<sub>59,20</sub>) y microlitos de la pasta (Fo<sub>62,57-54,81</sub>) (Fig. 7.3a). En la Figura 7.3d se observa que los contenidos de MgO de los cristales son variables (25,40 a 30,99 %) y que, en general, presentan mayores concentraciones de FeO (32,71 a 37,17 %), respecto a los cristales de olivino de la muestra LU32.

En la muestra LU32 del cerro Verdín se analizaron núcleos de microfenocristales (Fo<sub>62,90-60,34</sub>) y un cristal de la pasta (Fo<sub>57,82</sub>) (Fig. 7.3b). En el diagrama de la Figura 7.3d se observa que todos los núcleos analizados presentan mayores concentraciones de MgO (27,68 a 30,03 %), y menores de FeO (31,57 a 33,02 %), respecto al cristal de la pasta (26,62 % de MgO y 34,60 % de FeO).

En la muestra SOMW38 del cerro Herradura se analizó el núcleo y borde de un microfenocristal (Fig. 7.3c), con contenidos de MgO y FeO muy similares entre sí, aunque sutilmente más enriquecido en FeO hacia el borde (Fig. 7.3d).



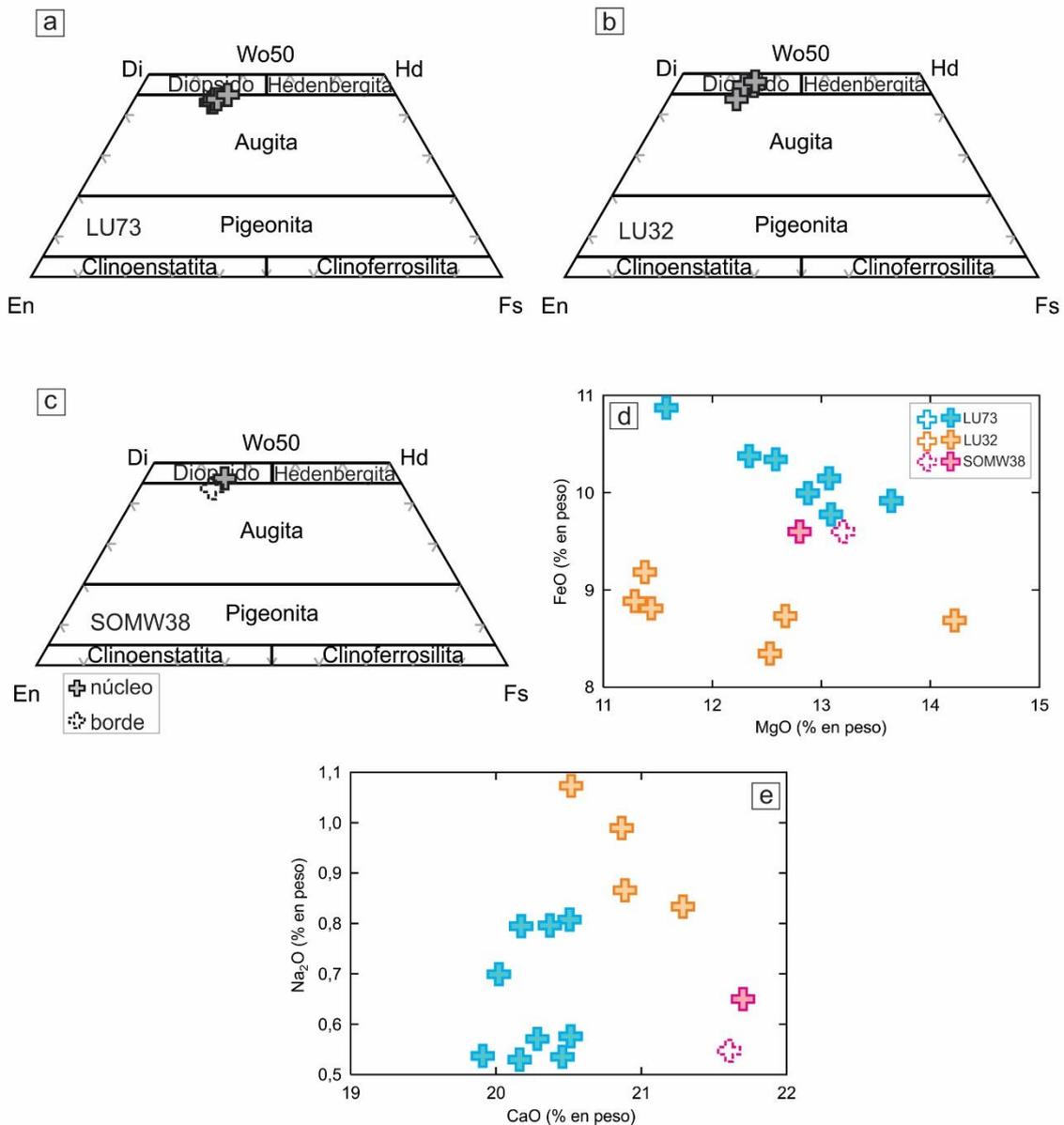
**Figura 7.3:** a-c) Diagramas composicionales de olivino (serie binaria isomorfa Forsterita-Fayalita), para las muestras LU73, LU32 y SOMW38, respectivamente. #Mg:  $Mg / (Fe + Mg)$ ; #Fe:  $Fe / (Fe + Mg)$ . d) Diagrama de variación de MgO *versus* FeO. Los símbolos rellenos indican los núcleos analizados, los símbolos vacíos indican los cristales de la pasta y el símbolo de cruz de línea punteada rosa indica el borde del microfenocristal analizado en la muestra SOMW38.

### *Clinopiroxeno*

En las muestras LU73 y LU32 se analizaron núcleos de microfenocristales, mientras que en la muestra SOMW38 se analizó tanto el núcleo como el borde de un microfenocristal. Todos los cristales clasifican en el límite de los campos de augita y diópsido (LU73:  $En_{40,48-35,96}Fs_{16,50-19,05}Wo_{43-44,99}$ ; LU32:  $En_{42,04-36,38}Fs_{14,41-16,06}Wo_{43,55-47,54}$ ; SOMW38: núcleo,  $En_{37,89}Fs_{15,94}Wo_{46,16}$  y borde,  $En_{38,69}Fs_{15,78}Wo_{45,51}$ ) (Fig. 7.4a-c), aunque presentan diferencias en los contenidos de elementos mayoritarios (Fig. 7.4d-e). En el Cuadro IV.2.1 del Anexo IV se encuentran los resultados completos de los análisis efectuados en cada una de las muestras.

En la Figura 7.4d se observa que los contenidos de MgO de todos los cristales analizados son variables, mientras que los contenidos de FeO son mayores en la muestra LU73 (9,77 a 10,93 %), luego en la SOMW38 (9,6 %), y menores en la LU32 (8,34 a 9,18 %). Por otra parte, los cristales de la muestra LU32 presentan las mayores concentraciones de  $Na_2O$  (0,56 a 1,07 %),

mientras que los de la muestra SOMW38 las mayores concentraciones de CaO (21,7 %) (Fig. 7.4e). El microfenocristal de la muestra SOMW38 posee contenidos similares de FeO y CaO en el núcleo y el borde, mientras que los contenidos de MgO son mayores en el borde (MgO: núcleo 12,8 %, borde 13,2 %) y los de Na<sub>2</sub>O son mayores en el núcleo del cristal (Na<sub>2</sub>O: núcleo 0,65 %, borde 0,55 %) (Fig. 7.4e, d).



**Figura 7.4:** a-c) Diagramas de clasificación química de clinopiroxeno para las muestras LU73, LU32 y SOMW38, respectivamente. d) Diagrama de variación FeO *versus* MgO. Los símbolos rellenos indican los núcleos analizados, los símbolos vacíos indican los cristales de la pasta, y el símbolo de cruz de línea punteada rosa indica el borde del microfenocristal analizado en la muestra SOMW38. e) Diagrama de variación CaO *versus* Na<sub>2</sub>O. Los símbolos coinciden con la Figura d.

### *Feldespatos*

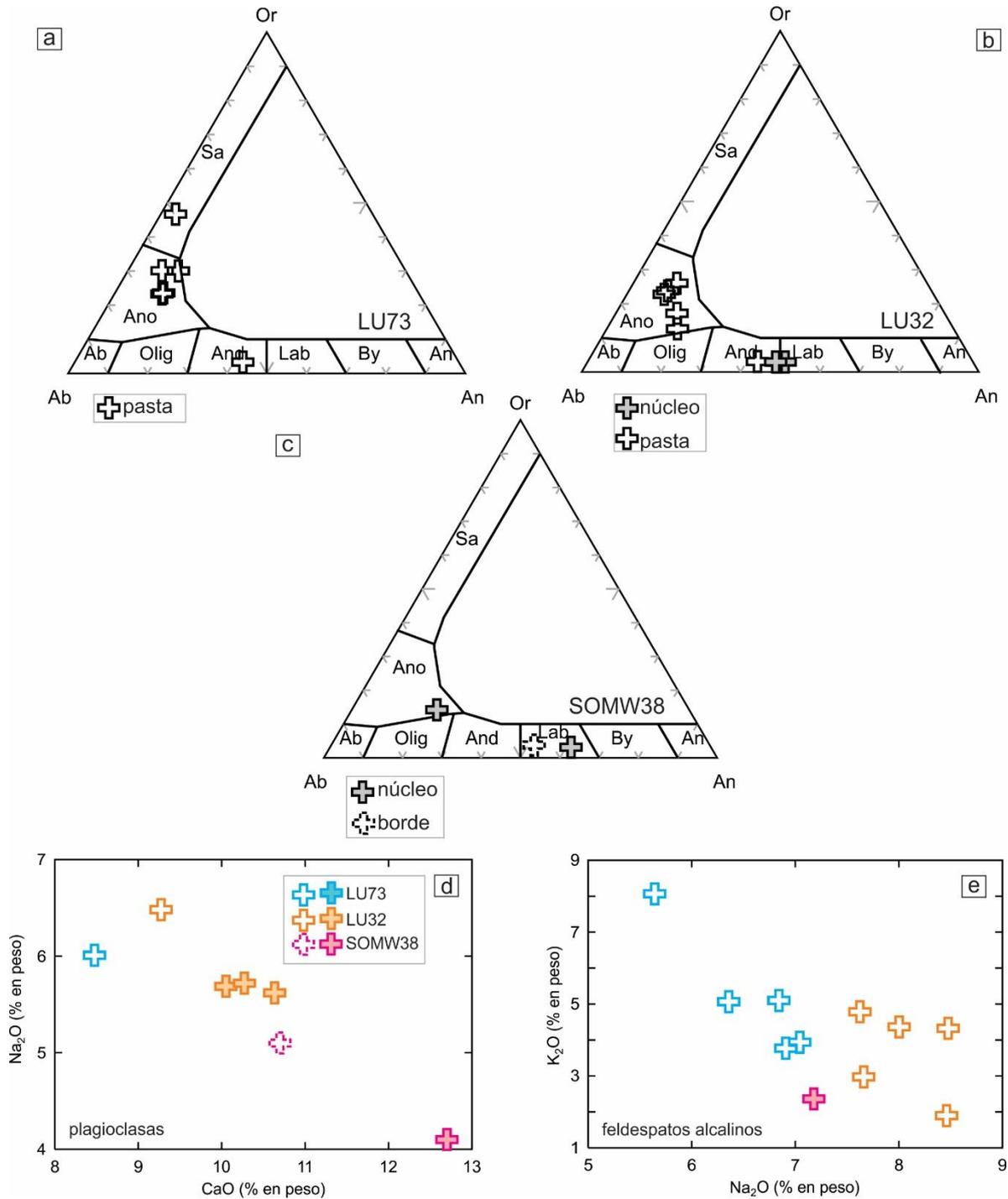
En la Figura 7.5a-e se presentan los diagramas composicionales de feldespatos para las muestras estudiadas, así como el diagrama de variación CaO *versus* Na<sub>2</sub>O y Na<sub>2</sub>O *versus* K<sub>2</sub>O. En el Cuadro IV.4.1 del Anexo IV se encuentran los resultados completos de los análisis efectuados en cada una de las muestras.

En la muestra LU73 se analizaron cristales de la pasta que corresponden a plagioclasa y feldespato alcalino. La plagioclasa coincide con el campo composicional de la andesina (An<sub>42,35</sub>Ab<sub>54,33</sub>Or<sub>3,30</sub>); y los cristales de feldespato alcalino corresponden principalmente anortoclasa (An<sub>12,75-8,59</sub> Ab<sub>57,24-61,33</sub> Or<sub>30-30,07</sub>) y, subordinadamente, a sanidina (An<sub>3,70</sub> Ab<sub>49,66</sub> Or<sub>46,66</sub>) (Fig. 7.5a). El cristal de andesina presenta el menor contenido de CaO (8,47 %) de todas las muestras analizadas (Fig. 7.5d). Por otra parte, en la Figura 7.5e se observa que los cristales de anortoclasa y sanidina tienen las menores concentraciones de Na<sub>2</sub>O (5,64 a 7,04 %) y mayores de K<sub>2</sub>O (3,77 a 8,06 %), respecto a los todos los demás cristales analizados.

En la muestra LU32 se analizaron núcleos de microfenocristales que corresponden a los campos composicionales de andesina y labradorita (An<sub>50,21-48,10</sub>Ab<sub>48-49,31</sub>Or<sub>1,78-2,57</sub>); y cristales de la pasta que pertenecen tanto a andesina (An<sub>43,2</sub>Ab<sub>54,63</sub>Or<sub>2,16</sub>) como a anortoclasa (An<sub>18,93-9,42</sub>Ab<sub>70,65-67,81</sub>Or<sub>10,40-22,76</sub>) (Fig. 7.5b). En la Figura 7.5d se observa que los microfenocristales presentan mayores contenidos de CaO que el cristal de la pasta (microfenocristales: 10,07 a 10,63 %; pasta: 9,27 %). Por otra parte, los cristales de feldespato alcalino de la pasta tienen los mayores contenidos de Na<sub>2</sub>O (7,62 a 8,47 %) de todas las muestras analizadas (Fig. 7.5e).

En la muestra SOMW38 se analizó el núcleo y borde de un microfenocristal cuyo rango composicional coincide con el campo de labradorita (núcleo: An<sub>61,94</sub>Ab<sub>36,19</sub>Or<sub>1,86</sub>; borde: An<sub>52,16</sub>Ab<sub>44,99</sub>Or<sub>2,84</sub>); y el núcleo de otro microfenocristal que corresponde a anortoclasa (An<sub>21,66</sub>Ab<sub>64,14</sub>Or<sub>14,18</sub>) (Fig. 7.5c). En la Figura 7.5d se observa que el núcleo de microfenocristal de labradorita presenta mayor contenido de CaO (12,7 %) que el borde (10,7 %).

Los contenidos de K<sub>2</sub>O (0,32-8,06 %) (Fig 7.5 e; Cuadro IV.4.1 del Anexo IV) que presentan los feldespatos de estas rocas son consistentes con los evidenciados en el diagrama K<sub>2</sub>O *versus* Na<sub>2</sub>O (Middlemost 1975) de roca total de la Figura 6.5c del Capítulo 6. En dicho diagrama la mayoría de las muestras coinciden con la serie sódica, en el límite con la serie potásica, mientras que la muestra LU73 del cerro El Morro, la cual contiene sanidina subordinada, coincide con este último campo.



**Figura 7.5:** a-c) Diagramas composicionales de feldespato para las muestras LU73, LU32 y SOMW38, respectivamente. d) Diagrama de variación  $\text{CaO}$  versus  $\text{Na}_2\text{O}$  para plagioclasa. Los símbolos rellenos indican los núcleos analizados, los símbolos vacíos indican los cristales de la pasta, y el símbolo de cruz de línea punteada rosa indica el borde del microfenocristal analizado en la muestra SOMW38. Olig: Oligoclasa; And: Andesina; Lab: Labradorita; By: Bitownita. e) Diagrama de variación  $\text{Na}_2\text{O}$  versus  $\text{K}_2\text{O}$  para feldespatos alcalinos. Los símbolos equivalen a los de la Figura d.

**Cuadro 7.2:** Resumen de las características químicas de las fases minerales analizadas en los traquibasaltos y traquiandesitas basálticas de los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Cañ.

<b>OLIVINO</b>		
<i>núcleo</i>	<i>pasta</i>	<i>observaciones</i>
hialosiderita		En general mayor contenido de MgO en núcleos de microfenocristales que en la pasta. Cerros El Morro y Herradura con mayor contenido de FeO que el cerro Verdín
<b>CLINOPIROXENO</b>		
<i>núcleo</i>	<i>pasta</i>	<i>observaciones</i>
límite diópsido-augita		El contenido de FeO es mayor en el cerro Verdín y menor en el cerro El Morro
<b>FELDESPATO ALCALINO</b>		
<i>núcleo</i>	<i>pasta</i>	<i>observaciones</i>
anortoclasa	anortoclasa y sanidina	El Na <sub>2</sub> O es mayor en el cerro El Morro y menor en el cerro Verdín
<b>PLAGIOCLASA</b>		
<i>núcleo</i>	<i>pasta</i>	<i>observaciones</i>
andesina	labradorita, labradorita-andesina	Los cristales más enriquecidos en CaO son los del cerro Herradura

## 1.2 Andesitas basálticas de las coladas de lavas máficas A

Se realizaron análisis de química mineral en las muestras SOM22, MSL7, MSL9 y MSL18, correspondientes a esta unidad (Fig. 7.1).

La muestra SOM22 presenta textura hipocristalina, afírica, subofítica, cuya moda mineral promedio basada en la petrografía es: 38 % plagioclasa, 30 % clinopiroxeno, 20 % olivino, 10 % minerales opacos, y 2 % apatito. La muestra MSL9 tiene textura hipocristalina, microporfírica, compuesta por microfenocristales (7 %) de plagioclasa y ortopiroxeno; y pasta (93 %) de textura intersertal. La moda mineral promedio corresponde a: 35 % plagioclasa, 25 % ortopiroxeno, 15 % clinopiroxeno, 10 % olivino, 8 % minerales opacos, 2 % apatito y 5 % vidrio volcánico. Como característica particular, cabe mencionar que en dicha muestra los microfenocristales de ortopiroxeno se encuentran fracturados, corroídos y desarrollan bordes esponjosos en el contacto con la pasta de la roca. Por otra parte, las muestras MSL7 y MSL18 poseen textura hipocristalina, microporfírica, compuesta por microfenocristales (5-15 %) de ortopiroxeno y plagioclasa, inmersos en una pasta (95-85 %) de textura intersertal. Las moda

mineral promedio basada en la petrografía de ambas muestras es: 35 % plagioclasa, 25 % ortopiroxeno, 15 % clinopiroxeno, 15 % olivino, 5 % minerales opacos, 1 % apatito y 4 % vidrio volcánico. Los microfenocristales de ortopiroxeno presentan bordes esponjosos y desarrollan corona de reacción, integrada por un agregado de cristales anhedrales de olivino y clinopiroxeno en el contacto con la pasta. En las imágenes de la Figura 7.6a-f se exhiben las texturas y las fases minerales de las muestras estudiadas. Se indican además algunos de los puntos analizados en cada muestra.

Las características geoquímicas de estas lavas permitieron separarlas en los subgrupos subalcalino (muestra SOM22), transicional (muestra MSL9) y alcalino (muestras MSL7 y MSL18).



**Figura 7.6:** Fotomicrografías con analizador intercalado, de las muestras analizadas de andesitas basálticas de las coladas de lavas máficas A. **a)** Muestra SOM22. **b-c)** Muestra MSL9. **d)** Muestra MSL7. **e-f)** Muestra MSL18. En las imágenes se indican con círculos amarillos algunos de los puntos analizados.

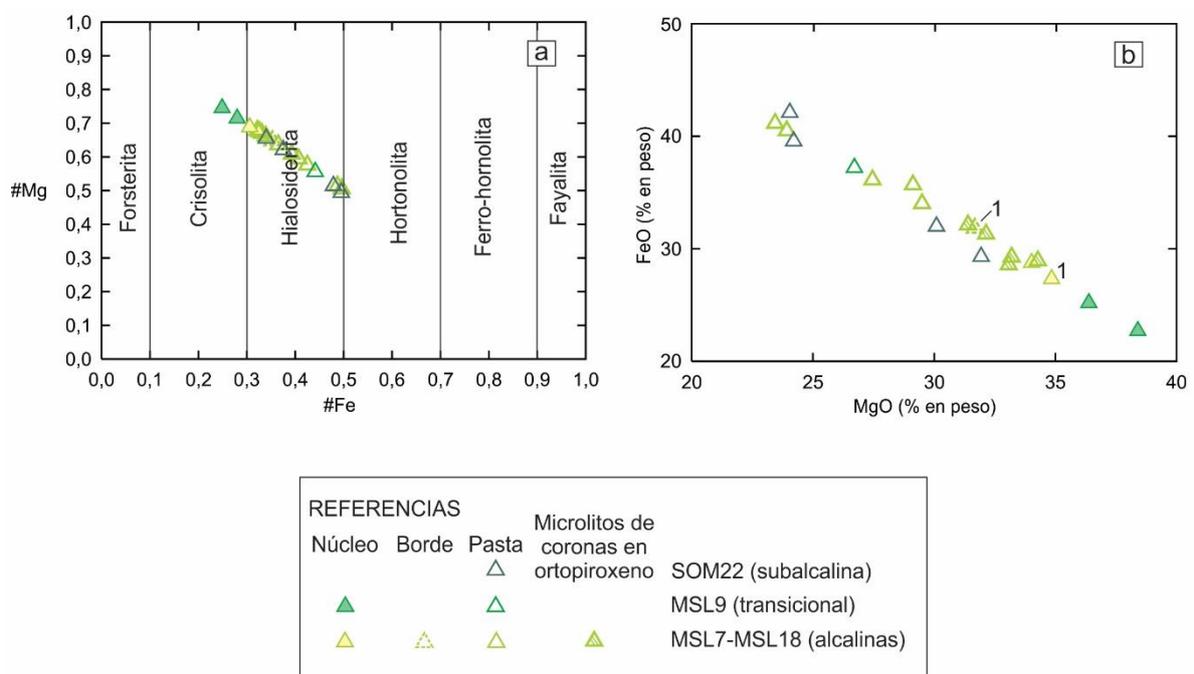
### *Olivino*

En la muestra subcalina SOM22 se analizaron cristales de olivino de la pasta, cuyas composiciones corresponden al campo de hialosiderita ( $Fe_{65,92-50,43}$ ) (Fig. 7.7a), y sus concentraciones de MgO varían entre 24,04 y 31,92 % (Fig. 7.7b).

En la muestra transicional MSL9 se analizaron núcleos de microfenocristales de olivino, con el borde alterado a iddingsita; y un cristal de la pasta. Los núcleos corresponden al campo composicional de crisolita ( $FO_{75,05-71,99}$ ) (Fig. 7.7a), con contenidos de MgO variables entre 36,38 y 38,40 % (Fig. 7.7b); mientras que el cristal de la pasta corresponde al campo de hialosiderita ( $FO_{56,10}$ ) (Fig. 7.7a) y su concentración de MgO es 26,71 % (Fig. 7.7b).

En las muestras alcalinas MSL7 y MSL18, se analizaron microfenocristales ( $FO_{67,83-69,42}$ ), tanto en núcleos como en bordes, cristales que conforman la corona de reacción de los ortopiroxenos ( $FO_{67,81-66,13}$ ), y microlitos de la pasta ( $FO_{63,52-50,38}$ ). Todos los cristales corresponden al campo composicional de hialosiderita (Fig. 7.7a). Sin embargo, los contenidos de MgO disminuyen desde los núcleos de microfenocristales (34,02-34,84 %), hasta los cristales de las coronas de reacción (31,35-34,20 %), y los microlitos de la pasta (23,44 y 31,39 %) (Fig. 7.7b). Por otra parte, el microfenocristal analizado presenta mayor porcentaje de MgO en el núcleo (34,84 %) que en el borde (31,71 %).

En el Cuadro IV.1.2 del Anexo IV se encuentran los resultados completos de los análisis efectuados en cada una de las muestras.

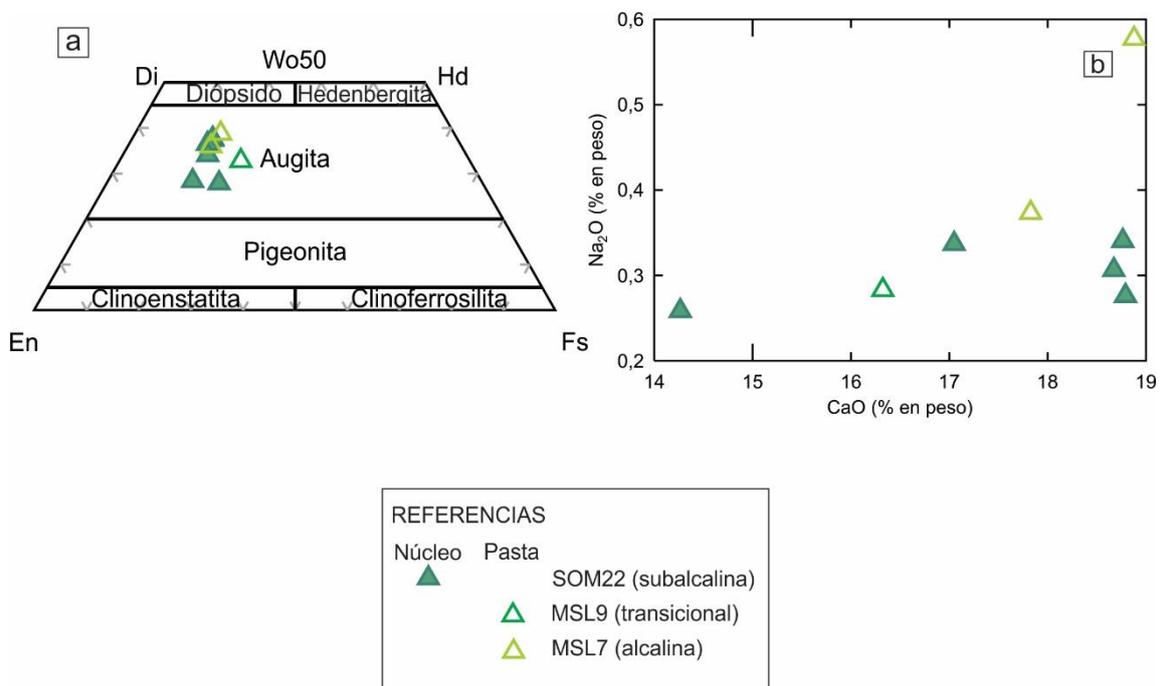


**Figura 7.7:** a) Diagrama composicional de olivino (serie binaria isomorfa Forsterita-Fayalita), para las muestras SOM22, MSL9, MSL7 y MSL18, correspondientes a las coladas de lavas máficas A. #Mg:  $Mg / (Fe + Mg)$ ; #Fe:  $Fe / (Fe + Mg)$ . b) Diagrama de variación MgO *versus* FeO. Los subíndices numéricos en el diagrama binario señalan el núcleo y borde de un mismo microfenocristal.

### Clinopiroxeno

En la muestra SOM22 se analizaron los núcleos de microfenocristales ( $\text{En}_{48,65-44,91}\text{Fs}_{22,07-15,54}\text{Wo}_{29,28-39,53}$ ) y en las muestras MSL9 y MSL7 los microlitos de la pasta (MSL9:  $\text{En}_{41,62}\text{Fs}_{24,05}\text{Wo}_{34,33}$ ; MSL7:  $\text{En}_{46,10-42,78}\text{Fs}_{16,59-16,90}\text{Wo}_{40,30-37,29}$ ); todos coincidentes con el campo de augita (Fig. 7.8a). En la Figura 7.8b, se observa que los cristales de la muestra MSL7 presentan las mayores concentraciones de  $\text{Na}_2\text{O}$ .

En el Cuadro IV.2.2 del Anexo IV se encuentran los resultados completos de los análisis efectuados en cada una de las muestras.



**Figura 7.8:** a) Diagrama de clasificación química de clinopiroxeno para las muestras analizadas de las coladas de lavas máficas A. b) Diagrama de variación CaO *versus*  $\text{Na}_2\text{O}$ .

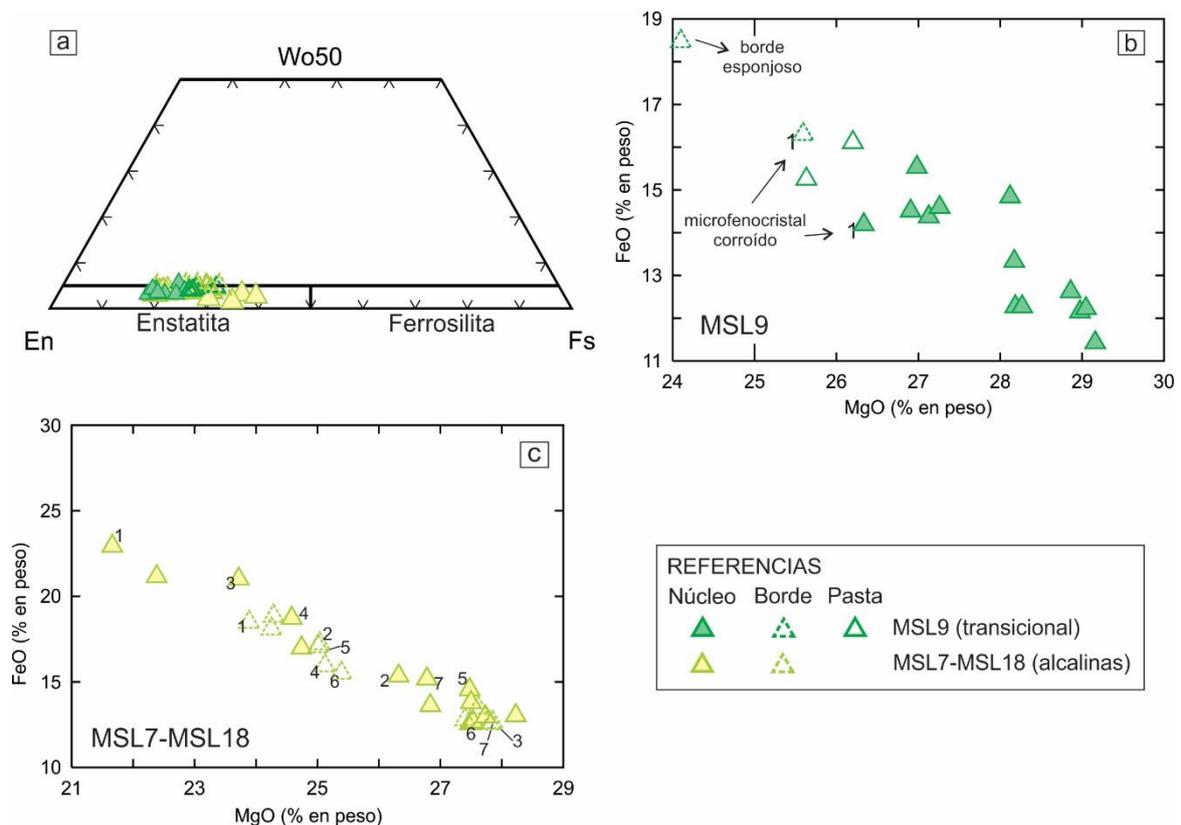
### Ortopiroxeno

Los cristales analizados corresponden a enstatita (Fig. 7.9a), aunque para cada una de las muestras se identifican variaciones en los contenidos de  $\text{MgO}$  y  $\text{FeO}$  (Fig. 7.9b-d). En el Cuadro IV.3.1 del Anexo IV se encuentran los resultados completos de los análisis efectuados en cada una de las muestras.

En la muestra MSL9 se analizaron: a) núcleo y borde de un microfenocristal de aspecto corroído; b) núcleos de microfenocristales con desarrollo de borde esponjoso; c) el borde

esponjoso de uno de estos microfenocristales; d) microlitos de la pasta. En la Figura 7.9b se puede observar una disminución progresiva en el contenido de MgO, desde los núcleos de los microfenocristales ( $\text{En}_{79,77-72,77}\text{Fs}_{17,64-23,59}\text{Wo}_{2,59-3,63}$ ) (26,33-29,16 %) hasta los microlitos de la pasta ( $\text{En}_{72,32-71,67}\text{Fs}_{24,82-24,25}\text{Wo}_{3,49-3,41}$ ) (25,53-26,20 %), y los bordes de los microfenocristales ( $\text{En}_{70,87-67,10}\text{Fs}_{25,37-29,02}\text{Wo}_{3,74-3,86}$ ) (24,08-25,59 %).

En las muestras MSL7 y MSL18 se analizaron: núcleos y bordes de microfenocristales (núcleos:  $\text{En}_{77,14-61,09}\text{Fs}_{19,83-36,32}\text{Wo}_{3,01-2,60}$ ; bordes:  $\text{En}_{77,22-66,61}\text{Fs}_{19,69-28,96}\text{Wo}_{3,07-4,41}$ ). En la Figura 7.9c, se observa que, en general, los núcleos son más ricos en MgO y más pobres en FeO que los bordes, es decir que tienen una distribución normal (véanse par núcleo-borde 2, 5 y 6); mientras que otros núcleos son más pobres en MgO que los bordes, y por lo tanto, muestran una distribución inversa de tales concentraciones (véanse par núcleo-borde 1, 3, 4 y 7).



**Figura 7.9:** a) Diagrama de clasificación química de ortopiroxeno para las muestras analizadas de las coladas de lavas máficas A. b-c) Diagramas de variación MgO *versus* FeO para las muestras MSL9 y MSL7-MSL18, respectivamente. Los subíndices numéricos en los diagramas binarios señalan el núcleo y borde de un mismo microfenocristal.

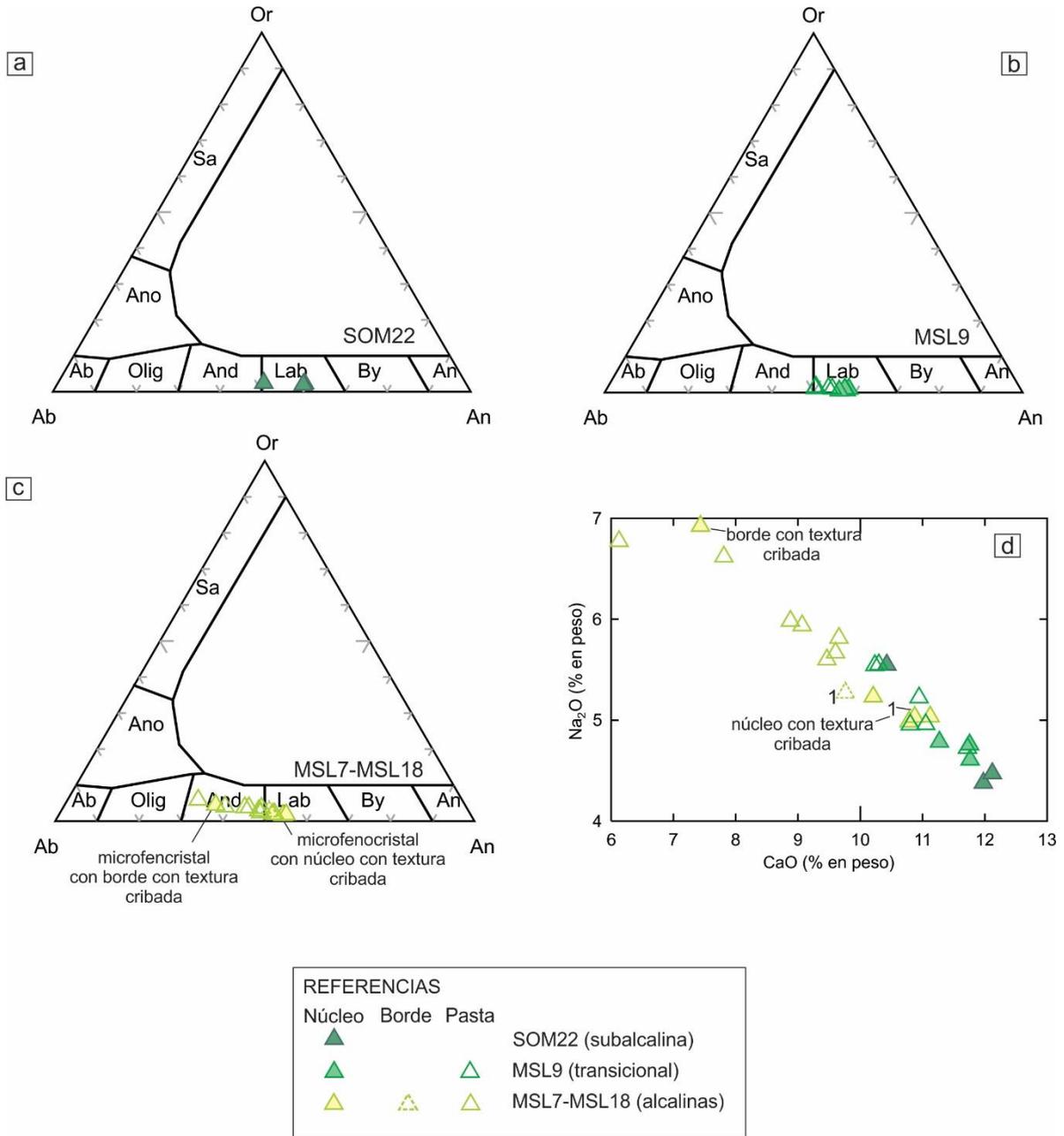
### *Plagioclasa*

En la Figura 7.10a-d se presentan los diagramas composicionales de plagioclasa y el diagrama de variación entre CaO y Na<sub>2</sub>O. En el Cuadro IV.4.2 del Anexo IV se encuentran los resultados completos de los análisis efectuados en cada una de las muestras.

Los núcleos de microfenocristales de la muestra SOM22 corresponden a labradorita (An<sub>59,58-50,11</sub>Ab<sub>39,64-48,66</sub>Or<sub>0,76-1,22</sub>) (Fig. 7.10a), y de todos los cristales analizados son los que poseen el mayor contenido de CaO respecto al Na<sub>2</sub>O (Fig. 7.10d).

En la muestra MSL9 se analizaron núcleos de microfenocristales y microlitos de la pasta. Todos corresponden al campo composicional de labradorita, aunque los núcleos son sutilmente más ricos en el componente anortítico (An<sub>57,69-55,89</sub>Ab<sub>41,11-43,16</sub>Or<sub>1,19-0,93</sub>), respecto de los cristales de la pasta (An<sub>57,13-49,59</sub>Ab<sub>41,89-48,69</sub>Or<sub>0,96-1,70</sub>) (Fig. 7.10b, d).

En las muestras MSL7 y MSL18 se analizaron núcleos de microfenocristales y microlitos de la pasta. En general los núcleos corresponden a labradorita, siendo la composición promedio: An<sub>54,06-50,83</sub>Ab<sub>44,29-47,19</sub>Or<sub>1,63-1,96</sub>; mientras que los cristales de la pasta coinciden con el campo composicional de andesina cercano al límite con el campo de labradorita (An<sub>49,25-31,16</sub>Ab<sub>48,55-62,93</sub>Or<sub>2,18-5,89</sub>) (Fig. 7.10c), por lo que en general, poseen menor proporción de CaO que los microfenocristales (Fig. 7.10d). Uno de los núcleos de los microfenocristales que presenta desarrollo de textura cribada en el borde, corresponde a andesina (An<sub>35,63</sub>Ab<sub>60,47</sub>Or<sub>3,89</sub>) (Fig. 7.10c), y posee el mayor contenido de Na<sub>2</sub>O, y el menor contenido de CaO, respecto a todos los microfenocristales y microlitos de la pasta analizados (Fig. 7.10d). Otro microfenocristal, analizado en el núcleo (labradorita: An<sub>53,20</sub>Ab<sub>44,84</sub>Or<sub>1,94</sub>) y en el borde (límite labradorita-andesina: An<sub>49,25</sub>Ab<sub>48,32</sub>Or<sub>2,42</sub>) (véase subíndice 1) (Fig. 7.10c), presenta desarrollo de textura cribada en el centro del cristal.



**Figura 7.10:** a-c) Diagramas composicionales de plagioclasa para las muestras SOM22, MSL9, MSL7 y MSL18, respectivamente, correspondientes a las coladas de lavas máficas A. Olig: Oligoclasa; And: Andesina; Lab: Labradorita; By: Bitownita. d) Diagrama CaO *versus* Na<sub>2</sub>O. Los subíndices numéricos en el diagrama binario señalan el núcleo y borde de un mismo microfenocristal.

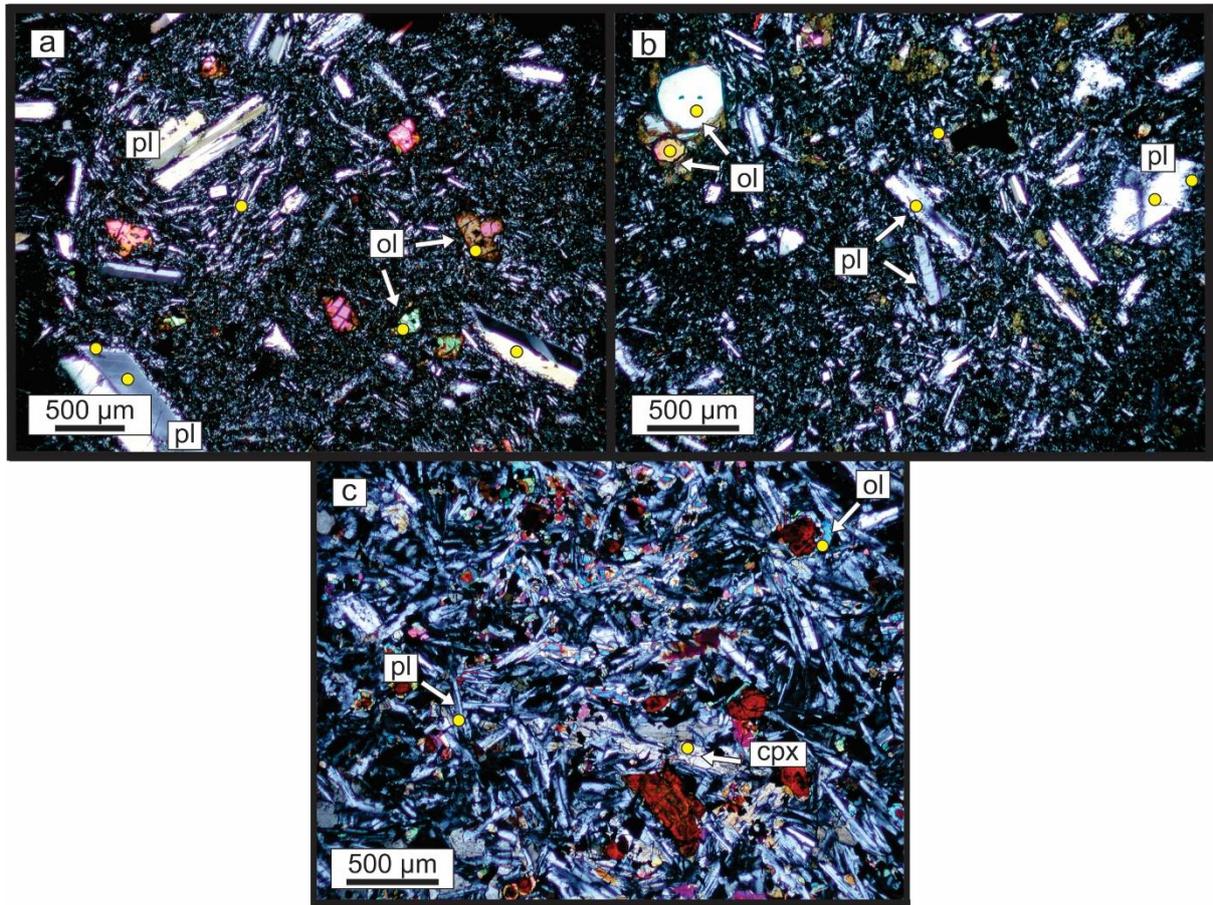
**Cuadro 7.3:** Resumen de las características químicas de las fases minerales analizadas en las andesitas basálticas de las coladas de lavas máficas A.

<b>OLIVINO</b>		
<i>núcleo</i>	<i>pasta</i>	<i>observaciones</i>
crisolita y hialosiderita	hialosiderita	En general mayor concentración de MgO en núcleos de microfenocristales que en microlitos
<b>CLINOPIROXENO</b>		
<i>núcleo</i>	<i>pasta</i>	<i>observaciones</i>
augita		Lavas alcalinas con mayor contenido de Na <sub>2</sub> O
<b>ORTOPIROXENO</b>		
<i>núcleo</i>	<i>pasta</i>	<i>observaciones</i>
enstatita		Lavas transicionales con mayor contenido de MgO en el núcleo. Lavas alcalinas con mayor concentración en FeO que las lavas transicionales
<b>PLAGIOCLASA</b>		
<i>núcleo</i>	<i>pasta</i>	<i>observaciones</i>
labradorita	límite labradorita-andesina, andesina	El componente anortítico es mayor en las lavas subalcalinas

### 1.3 Traquibasaltos de las coladas de lavas máficas B

Las muestras LU22, SOM23 y SOM20 corresponden a coladas de lavas holocristalinas, microporfíricas, con microfenocristales de plagioclasa y olivino, inmersos en una pasta de textura intergranular, compuesta por plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, minerales opacos y apatito. La moda mineral promedio basada en la petrografía de estas muestras corresponde a: 40 % plagioclasa, 30 % olivino, 18 % clinopiroxeno, 10 % minerales opacos, 2 % apatito. Sin embargo, las tres muestras presentan características ópticas distintivas.

En las imágenes de la Figura 7.11a-c se observan las texturas, las fases minerales de las muestras y se indican algunos de los puntos analizados en cada una.



**Figura 7.11: a-c)** Fotomicrografías con analizador intercalado de las muestras LU22, SOM23 y SOM20, respectivamente, correspondientes a los traquibasaltos de las coladas de lavas máficas B. En las figuras se indican con círculos amarillos algunos de los puntos analizados.

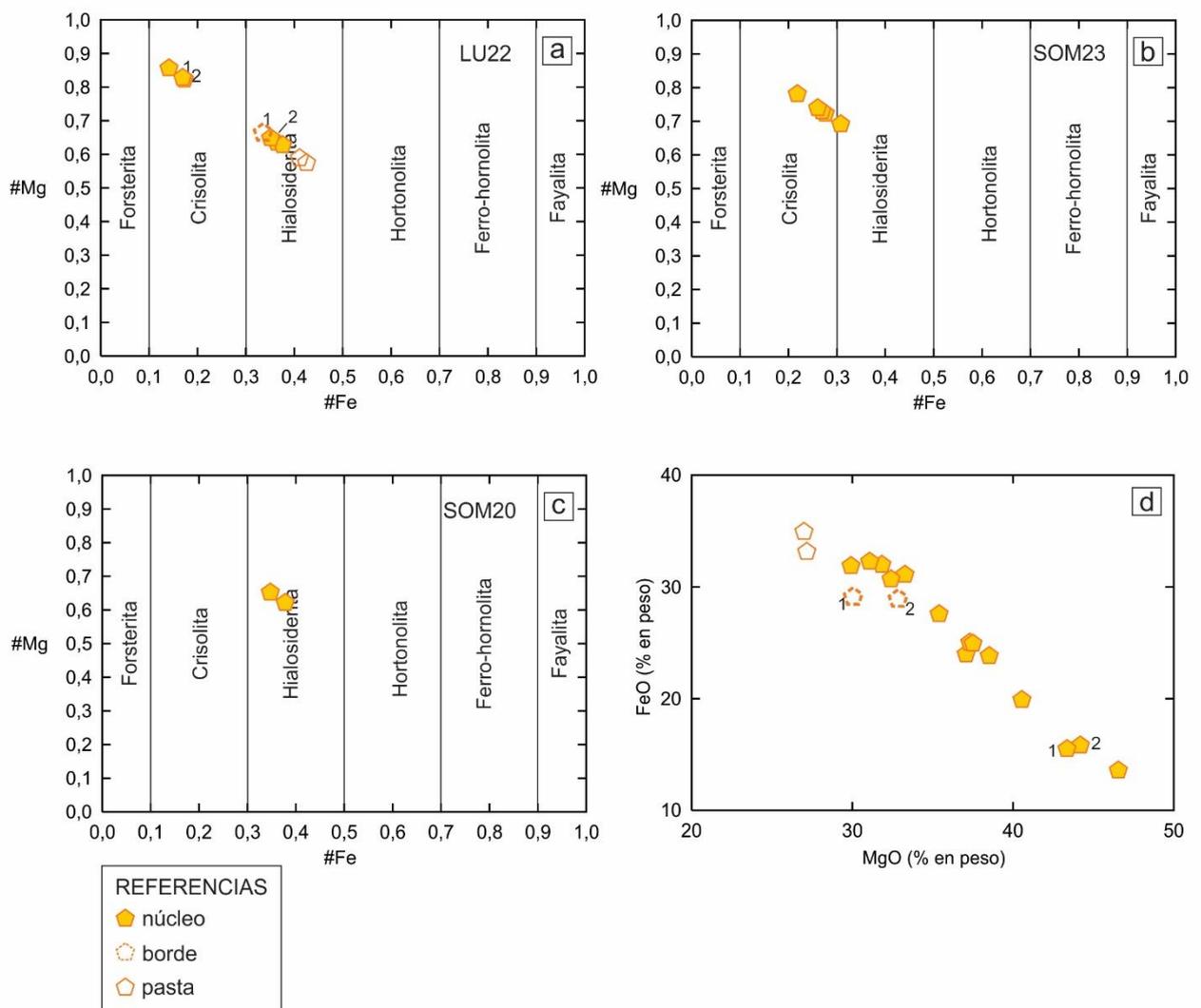
### *Olivino*

En la muestra LU22 se analizaron núcleos y bordes de microfenocristales, y microlitos de la pasta. Los núcleos de los microfenocristales corresponden a los campos composicionales de crisolita (núcleos: Fo<sub>85,93-83,26</sub>) y hialosiderita (Fo<sub>65,30-63,18</sub>), mientras que los bordes y los cristales de la pasta coinciden con el campo de hialosiderita (bordes: Fo<sub>66,91-64,79</sub>, pasta: Fo<sub>59,36-57,92</sub>) (Fig. 7.12a).

En las muestras SOM23 y SOM20 se analizaron núcleos de microfenocristales. Los de la muestra SOM23 pertenecen al campo de crisolita, aunque un análisis coincide con el límite de los campos de crisolita y hialosiderita (Fo<sub>78,40-69,57</sub>) (Fig. 7.12b), mientras que aquellos presentes en la muestra SOM20 corresponden a hialosiderita (Fo<sub>65,59-62,57</sub>) (Fig. 7.12c).

En la Figura 7.12d se observa que aquellos microfenocristales en los que se analizó núcleo y borde, los primeros presentan mayores concentraciones de MgO (43,35-46,55 %) que sus respectivos bordes (30,05-32,84 %) (véanse pares núcleo-borde 1 y 2). Por otra parte, todos los núcleos analizados presentan mayor contenido de MgO (29,91-46,55 %) que los microlitos de la pasta (26,99-27,16 %).

En el Cuadro IV.1.3 del Anexo IV se encuentran los resultados completos de los análisis efectuados en cada una de las muestras.

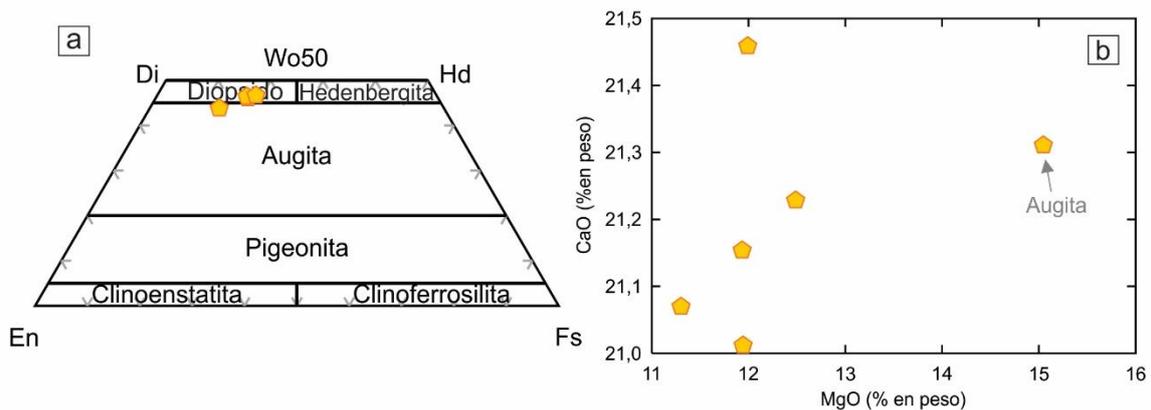


**Figura 7.12: a-c)** Diagramas composicionales de olivino (serie binaria isomorfa Forsterita-Fayalita), para las muestras LU22, SOM23 y SOM20, respectivamente, correspondientes a traquibasaltos de las coladas de lavas máficas B. #Mg:  $Mg / (Fe + Mg)$ ; #Fe:  $Fe / (Fe + Mg)$  **d)** Diagrama de variación de MgO *versus* FeO. Los subíndices numéricos en el diagrama binario señalan el núcleo y borde de un mismo microfenocristal.

## Clinopiroxeno

Se analizaron los núcleos de cristales de la muestra SOM20, la cual presenta textura subofítica subordinada. Los clinopiroxenos son coloreados, con tonalidades rosadas, sin pleocroísmo, forma anhedral y, en general, clasifican como diópsido ( $\text{En}_{36,48-34,83}\text{Fs}_{17,05-18,52}\text{Wo}_{46,47-46,66}$ ) (Fig. 7.13a). El cristal de augita ( $\text{En}_{43,12}\text{Fs}_{13}\text{Wo}_{43,89}$ ) está en contacto con cristales de olivino alterados a iddingsita y exhibe un mayor contenido de MgO en comparación con el resto de los cristales (Fig. 7.13b). En la Figura 7.13b, se observa que los cristales analizados presentan contenidos de CaO con variaciones poco significativas.

En el Cuadro IV.2.3 del Anexo IV se encuentran los resultados completos de los análisis efectuados en cada una de las muestras.



**Figura 7.13:** a) Diagrama de clasificación química de clinopiroxeno para el traquibasaltos SOM20 de las coladas de lavas máficas B. b) Diagrama de variación CaO *versus* Na<sub>2</sub>O.

## Plagioclasa

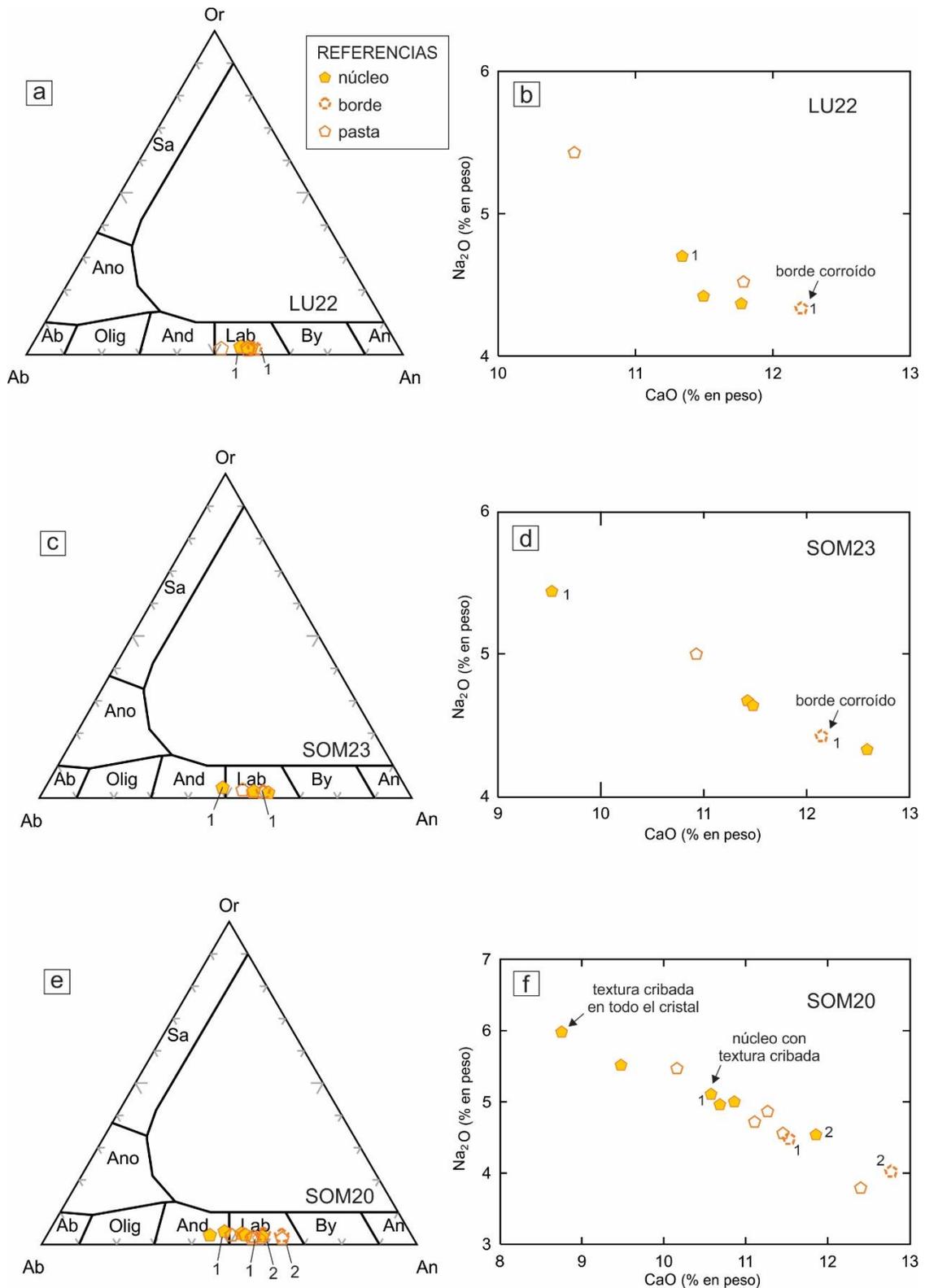
En la muestra LU22 se analizaron núcleos y bordes de microfenocristales, y microlitos de la pasta. Todos coincidentes con el campo composicional de labradorita (núcleos:  $\text{An}_{58,62-55,82}\text{Ab}_{39,36-41,86}\text{Or}_{2,01-2,30}$ ; borde:  $\text{An}_{59,65}\text{Ab}_{38,32}\text{Or}_{2,02}$ ; pasta:  $\text{An}_{58,17-50,86}\text{Ab}_{40,36-47,33}\text{Or}_{1,46-1,79}$ ) (Fig. 7.14a). La mayor concentración de Na<sub>2</sub>O se presenta en uno de los microlitos de la pasta (Fig. 7.14b), el cual posee un tamaño considerablemente menor que el tamaño promedio de los restantes cristales de la pasta. Por otra parte, en uno de los microfenocristales se analizó el

núcleo y el borde, destacándose que el borde (el cual está levemente corroído), exhibe una mayor concentración de CaO (Fig. 7.14b).

En la muestra SOM23 se analizaron núcleos y bordes de microfenocristales, y un cristal de la pasta. La mayoría de los cristales corresponden al campo composicional de labradorita (núcleos:  $An_{60,64-56,45}Ab_{37,72-41,75}Or_{1,62-1,79}$ ; borde:  $An_{59,20}Ab_{38,99}Or_{1,80}$ ; pasta  $An_{53,37}Ab_{44,16}Or_{2,45}$ ) (Fig. 7.14c). Sin embargo, el núcleo de un microfenocristal con borde corroído, se ubica en el límite de los campos de andesina y labradorita ( $An_{47,63}Ab_{49,20}Or_{3,16}$ ) y tiene un contenido de CaO menor al borde del cristal, y menor al de los otros cristales analizados en esta muestra (Fig. 7.14d). Por otra parte, el microlito de la pasta presenta menores concentraciones de CaO en comparación con los núcleos de los microfenocristales.

Por último, en la muestra SOM20 se analizaron núcleos y bordes de microfenocristales, y microlitos de la pasta. Esta muestra presenta mayor variación en la composición de los cristales, los cuales en su mayoría pertenecen al campo composicional de labradorita ( $An_{63,24-51,58}Ab_{34,96-45,06}Or_{3,34-1,79}$ ), aunque algunos corresponden a andesina ( $An_{46,78-43,45}Ab_{49,23-53,71}Or_{3,98-2,83}$ ) (Fig. 7.14e). En dos microfenocristales, en los cuales se analizaron núcleo y borde, los primeros presentan menores concentraciones de CaO, respecto a los bordes. En uno de esos dos microfenocristales, el núcleo de andesina posee textura cribada. Por otra parte, en la Figura 7.14f se observa que tanto los microfenocristales como los microlitos de la pasta muestran variaciones en los contenidos de CaO, siendo los valores más bajos correspondientes al núcleo del microfenocristal con textura cribada.

En el Cuadro IV.4.3 del Anexo IV se encuentran los resultados completos de los análisis efectuados en cada una de las muestras.



**Figura 7.14:** a, c, e) Diagramas composicionales de plagioclasa, para las muestras LU22, SOM23 y SOM20, respectivamente, de los traquibasaltos de las coladas de lavas máficas B. Olig: Oligoclasa; And: Andesina; Lab: Labradorita; By: Bitownita. b, d, f) Diagramas de variación CaO *versus* Na<sub>2</sub>O, para las muestras LU22, SOM23 y SOM20, respectivamente. Los números indicados como subíndices en los diagramas binarios, señalan el núcleo y borde de un mismo microfenocrystal.

**Cuadro 7.4:** Resumen de las características químicas de las fases minerales analizadas en los traquibasaltos de las coladas de lavas máficas B.

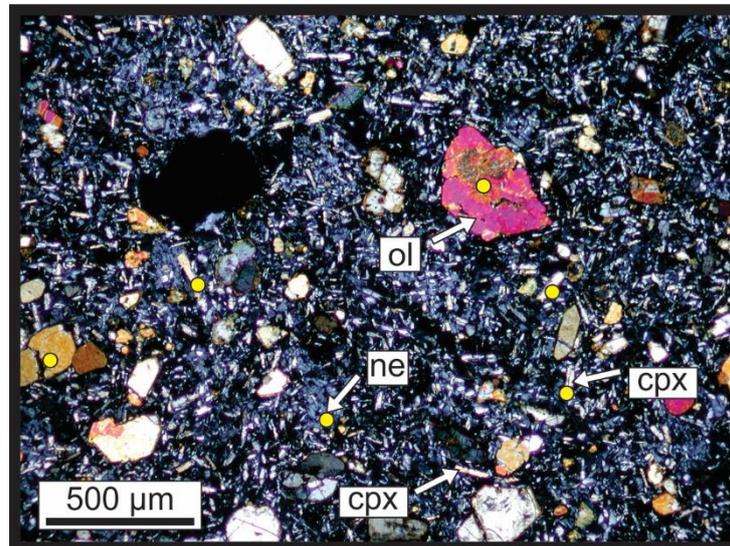
<b>OLIVINO</b>		
<i>núcleo</i>	<i>pasta</i>	<i>observaciones</i>
crisolita y hialosiderita	hialosiderita	Mayor contenido de MgO en núcleos de cristales que en la pasta
<b>CLINOPIROXENO</b>		
<i>núcleo</i>	<i>pasta</i>	<i>observaciones</i>
límite diópsido-augita		
<b>PLAGIOCLASA</b>		
<i>núcleo</i>	<i>pasta</i>	<i>observaciones</i>
límite labradorita-andesina, andesina	labradorita	El CaO es muy variable entre núcleo de cristales y la pasta

Como se mencionó en el capítulo anterior, los traquibasaltos y traquiandesitas basálticas de los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín y de las coladas de lavas máficas B presentan características geoquímicas similares (secciones 1.1 y 1.3 del Capítulo 6). Sin embargo, en el presente capítulo se evidencia que las rocas de los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín tienen cristales de olivino con una composición general más fayalítica (Fo<sub>62,90-54,91</sub>) que la de las coladas de lavas máficas B (Fo<sub>85,93-57,92</sub>) (Cuadro 7.1). Además, contienen cristales de feldespato alcalino, por lo que sus concentraciones de K<sub>2</sub>O son más elevadas (0,32-8,06 %) que las de las coladas de lavas máficas B (0,25-0,68 %) (Cuadros IV.4.1 y IV.4.3 del Anexo IV, respectivamente).

#### 1.4 Basanita de las coladas de reducida extensión que sobreyacen la meseta

Se analizaron las fases minerales de la basanita EC13, ubicada al NE del cerro Medina (Fig. 7.1). Dicha muestra presenta textura microporfírica, con microfenocristales (10 %) de olivino, inmersos en una pasta (90 %) compuesta por clinopiroxeno, olivino, nefelina, minerales opacos, apatito y vidrio volcánico. La moda mineral promedio basada en la petrografía corresponde a: 40 % olivino, 30 % clinopiroxeno, 15 % nefelina, 10 % minerales opacos, 1 % de apatito, 4 % vidrio volcánico.

En la Figura 7.15 se exhiben la texturas y las fases minerales de la muestra EC13, identificándose algunos de los puntos analizados en la muestra.

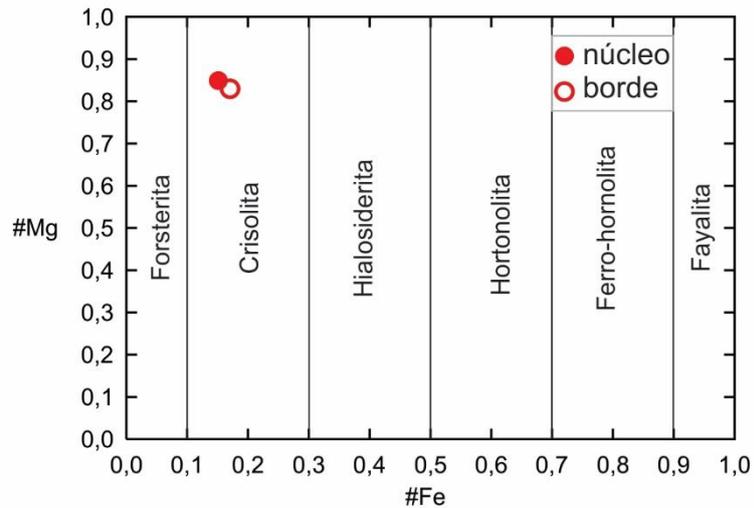


**Figura 7.15:** Fotomicrografía con analizador intercalado de la muestra EC13, correspondiente a una colada basáltica de reducida extensión que sobreyace la meseta. En la imagen se indica con círculos amarillos algunos de los puntos analizados.

### *Olivino*

En la muestra EC13 se analizó el núcleo y borde de un microfenocristal, el cual coincide con el campo de crisolita (núcleo: Fo<sub>84,66</sub>; borde: Fo<sub>82,74</sub>) (Fig. 7.16). El núcleo analizado presenta una concentración mayor de MgO (44,60 %), y menor de FeO (14,40 %), respecto al borde del microfenocristal (MgO: 43,6 %; FeO: 16,20 %).

En el Cuadro IV.1.4 del Anexo IV se encuentran los resultados completos de los análisis efectuados en los cristales de olivino de la muestra EC13.

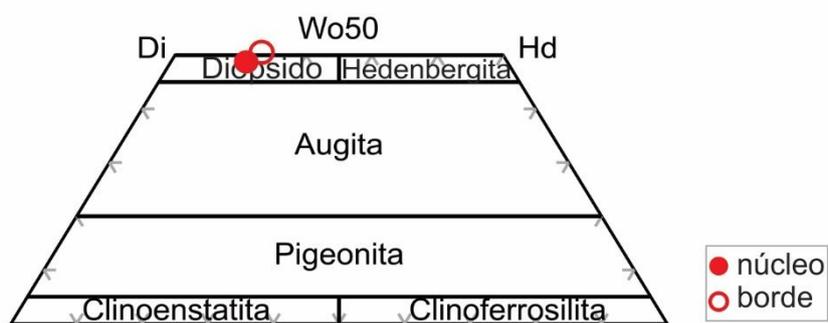


**Figura 7.16:** Diagrama composicional de olivino (serie binaria isomorfa Forsterita-Fayalita) para la muestra EC13 correspondiente a una colada basáltica de reducida extensión que sobreyace la meseta. #Mg: Mg / (Fe + Mg); #Fe: Fe / (Fe + Mg).

### *Clinopiroxeno*

Se analizó el núcleo y borde de un cristal cuya composición corresponde a diópsido (núcleo:  $\text{En}_{39,89}\text{Fs}_{11,27}\text{Wo}_{48,84}$ ; borde:  $\text{En}_{36,60}\text{Fs}_{12,76}\text{Wo}_{50,63}$ ) (Fig. 7.17). El núcleo presenta mayores contenidos de CaO (23%) y MgO (13,5 %), y menores de Na<sub>2</sub>O (0,5 %) y FeO (6,8 %), respecto al borde. Este último se caracteriza por tener 22,9 % de CaO, 11,9 % de MgO, 0,69 % de Na<sub>2</sub>O y 7,4 % de FeO.

En el Cuadro IV.2.4 del Anexo IV se encuentran los resultados completos de los análisis efectuados en los cristales de clinopiroxeno de la muestra EC13.



**Figura 7.17:** Diagrama de clasificación química de clinopiroxeno para la muestra EC13 correspondiente a una colada basanítica de reducida extensión que sobreyace la meseta.

### *Nefelina*

En la muestra EC13 se analizó el núcleo y el borde de un cristal. El núcleo presenta menores concentraciones de  $\text{SiO}_2$  (48,65 %) y mayores de  $\text{Na}_2\text{O}$  (13,92 %),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (33,08 %) y  $\text{K}_2\text{O}$  (4,19 %), respecto al borde ( $\text{SiO}_2$ : 50,03 %,  $\text{Na}_2\text{O}$ : 13,49 %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ : 31,28 %,  $\text{K}_2\text{O}$ : 3,54 %).

En el Cuadro IV.5.1 del Anexo IV se encuentran los resultados completos de los análisis efectuados en el cristal de nefelina de la muestra EC13.

**Cuadro 7.5:** Resumen de las características químicas de las fases minerales analizadas en una colada basanítica de reducida extensión que sobreyace la meseta.

<b>OLIVINO</b>		
<i>núcleo</i>	<i>borde</i>	<i>observaciones</i>
crisolita		Mayor contenido de MgO en el núcleo del cristal que en el borde
<b>CLINOPIROXENO</b>		
<i>núcleo</i>	<i>borde</i>	<i>observaciones</i>
dióxido		El núcleo analizado presenta mayor contenido de MgO y CaO que el borde
<b>NEFELINA</b>		
<i>núcleo</i>	<i>borde</i>	<i>observaciones</i>
nefelina		Mayores contenidos de $\text{Na}_2\text{O}$ , $\text{Al}_2\text{O}_3$ y $\text{K}_2\text{O}$ en el núcleo que en el borde del cristal

## 2. Geotermómetros

Se aplicaron los geotermómetros de Brey y Köhler (1990) para ortopiroxenos (Anexo V) y Powell y Powell (1974) para el par mineral olivino-clinopiroxeno (Anexo VI), en diversas muestras de las diferentes unidades identificadas en el área de estudio. Los resultados de temperatura de equilibrio obtenidos en base a cada una de las metodologías utilizadas se muestran en los Cuadros 7.6 y 7.7.

### 2.1 Geotermómetro de Brey y Köhler (1990)

Este geotermómetro se basa en la proporción del componente dióxido en ortopiroxeno (proporción de Ca a.p.f.u (átomo por fórmula unidad) en ortopiroxeno), y la ecuación para el cálculo termométrico es la siguiente:

$$T (^{\circ}\text{C}) = [(6425+26,4*P) / ((-\text{Ln Ca}^{\text{opx}})+1,843)] - 273,15$$

Para la estimación de las presiones se tuvieron en cuenta los datos geobarométricos calculados por Bjerg *et al.* (2005, 2009) en xenolitos peridotíticos de la localidad de Prahuaníeyu, en el sector noreste del área de estudio. Dichos autores obtuvieron presiones de entre 24 y 17,8 kbar en lherzolitas granatíferas y 28 a 15 kbar en lherzolitas espinélicas. Por lo tanto, se utilizó una presión de hasta 20 kbar para los cálculos realizados para las muestras estudiadas.

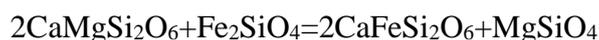
En el siguiente cuadro se presentan los datos termométricos promedio obtenidos para los núcleos de microfenocristales de ortopiroxeno, de las andesitas basálticas de las lavas máficas A (muestras MSL7, MSL18 y MSL9, correspondientes a los subgrupos alcalino y transicional).

**Cuadro 7.6:** Valor promedio de la temperatura de equilibrio del ortopiroxeno para las andesitas basálticas de las coladas de lavas máficas A.

Muestra	Nº de determinaciones	Ca opx	Temperatura (°C) promedio			
			20 (kbar)	15 (kbar)	5 (kbar)	1 (kbar)
MSL7	7	0,06	1228,37	1190,86	1142,85	1120,05
MSL18	6	0,06	1201,30	1173,31	1117,32	1094,93
MSL9	12	0,06	1239,84	1211,12	1153,67	1130,70

## 2.2 Geotermómetro de Powell y Powell (1974)

Este geotermómetro permite calcular la temperatura de equilibrio del par mineral olivino-clinopiroxeno, basándose en el intercambio catiónico de Fe<sup>2+</sup> y Mg entre dichos minerales, el cual está representado por la reacción de equilibrio:



El geotermómetro planteado a partir de esta reacción se basa en la siguiente ecuación:

$$T(^{\circ}\text{C}) = [-2 * X_{\text{M1}}^{3+} * (920000 + 3,6 * P) - 0,0435 * (P - 1) + 10100] / [8 + (R/4,184 * \ln K_D) - (714,3 * 2 * X_{\text{M1}}^{3+})] - 273,15$$

$$X_{\text{M1}}^{3+} = (X_{\text{Al}} + X_{\text{Ti}} + X_{\text{Cr}} + X_{\text{Fe}^{3+}} + X_{\text{Fe}^{2+}})_{\text{cpx-M1}} / (X_{\text{Al}} + X_{\text{Ti}} + X_{\text{Cr}} + X_{\text{Fe}^{3+}} + X_{\text{Fe}^{2+}} + X_{\text{Mg}})_{\text{cpx-M1}}$$

$$K^D = (X_{\text{Mg-Ol}} / X_{\text{Fe-cpx-M1}}) * (X_{\text{Mg-cpx-M1}} / X_{\text{Fe-Ol}})$$

R: Constante de los gases.

Al igual que en la ecuación de Brey y Köhler (1990), este geotermómetro requiere la asignación de un valor de presión, por lo que nuevamente se consideraron los valores geobarométricos obtenidos por Bjerg *et al.* (2005, 2009). De este modo, se realizaron los cálculos usando presiones de hasta 20 kbar.

A continuación, se presentan los resultados de temperatura de equilibrio obtenidos para los traquibasaltos y traquiandesitas basálticas de los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín (LU32: cerro Verdín, LU73: cerro El Morro, y SOMW38: cerro Herradura), para las andesitas basálticas de las coladas de lavas máficas A (MSL7: subgrupo alcalino y SOM22: subgrupo subalcalino), para un traquibasilto de las coladas de lavas máficas B (SOM20) y

para la basanita (EC13) de los conos y coladas de reducida extensión que sobreyacen la meseta (EC13). Es importante mencionar que los cristales de olivino seleccionados para el cálculo del geotermómetro corresponden tanto a microfenocristales como a cristales de la pasta carentes de alteración, mientras que los cristales de clinopiroxeno corresponden a microlitos de la pasta sin alterar, debido a que las lavas estudiadas no presentan microfenocristales de dicho mineral.

**Cuadro 7.7:** Valores promedio de la temperatura de equilibrio para los pares minerales olivino-clinopiroxeno, de las rocas del área de estudio.

Muestra	$K_D$	$X^{3+}_{M1}$	Temperatura (°C) promedio			
			20 (kbar)	15 (kbar)	5 (kbar)	1 (kbar)
<b>LU32</b>	0,506	0,350	1014,99	1014,96	1014,91	1014,89
<b>LU73</b>	0,391	0,277	1014,83	1014,81	1014,76	1014,73
<b>SOMW38</b>	0,319	0,285	1014,71	1014,68	1014,63	1014,61
<b>SOM22</b>	0,098	0,115	1012,44	1012,41	1012,35	1012,33
<b>MSL7</b>	0,116	0,186	1013,59	1013,56	1013,50	1013,48
<b>SOM20</b>	0,349	0,323	1014,78	1014,76	1014,71	1014,69
<b>EC13</b>	0,656	0,248	1015,21	1015,18	1015,13	1015,11

## CAPÍTULO 8

### ISÓTOPOS DE Nd-Sr Y MODELADOS PETROGENÉTICOS

#### 1. Relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

A partir de los estudios petro-mineralógicos y geoquímicos detallados en los capítulos anteriores, se seleccionaron 12 muestras representativas de las diferentes unidades de interés, para la realización de análisis isotópicos de los pares Sm-Nd y Rb-Sr, cuyos resultados se presentan en los Cuadros 8.1 y 8.2, respectivamente. Las muestras seleccionadas comprenden tres andesitas basálticas de las coladas de lavas máficas A, ocho traquibasaltos de las coladas de lavas máficas B y una basanita correspondiente a los conos y coladas de reducida extensión que sobreyacen la meseta (Fig. 8.1).

Las andesitas basálticas presentan relaciones  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  que varían entre 0,512641-0,512701 y 0,70441-0,70765, respectivamente (Fig. 8.2a). Las muestras MSL7 (subgrupo alcalino) y MSL9 (subgrupo transicional) corresponden a coladas lávicas de sectores aledaños a la laguna Soledad, mientras que la muestra SOM22 (subgrupo subalcalino) corresponde a una colada ubicada hacia el sur, a la vera del camino que une los poblados de Prahuaníyeu y El Caín (Fig. 8.1). Por su parte, los traquibasaltos tienen relaciones  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  que varían entre 0,512646-0,512817 y 0,70406-0,70477, respectivamente (Fig. 8.2a). Las muestras SOMW34 y SOMW39 se localizan a la vera del camino que une Maquinchao con el poblado de El Caín, mientras que la SOM28 es cercana al camino que va de Prahuaníyeu a El Caín (Fig. 8.1). Las muestras LU20, LU21 y LU22 corresponden a tres coladas superpuestas, obtenidas en un perfil vertical, donde la muestra LU20 se sitúa hacia la base del perfil y la LU22 hacia el tope del mismo (Fig. 8.1). La muestra LU48 se ubica hacia el tope de la meseta basáltica situada al sur de El Caín, mientras que la muestra SOM20 sobreyace la colada correspondiente a la andesita basáltica SOM22, sobre el camino que sale al sur de la localidad de Prahuaníyeu (Fig. 8.1). Por último, la basanita EC13 tiene relaciones  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de 0,512772 y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 0,70407 (Fig. 8.2a), y corresponde a una colada de lava de reducida extensión que sobreyace la meseta, ubicada en las inmediaciones del cerro Medina (Fig. 8.1).

En la Figura 8.2b se presentan las muestras analizadas y los reservorios mantélicos de Zindler y Hart (1986). Además, se incluyen tres ejemplos de basaltos tipo MORB y los campos correspondientes a rocas de las islas oceánicas Santa Helena, Hawaii y Tristan da Cunha que

constituyen, entre otros, ejemplos mundiales de basaltos oceánicos derivados de fuentes mantélicas tipo DM (*depleted mantle*), HIMU (*high U/Pb mantle component*), PREMA (*prevalent mantle*) y EM1 (*enriched mantle type 1*), respectivamente.

**Cuadro 8.1:** Isótopos de Nd correspondientes a las muestras seleccionadas.

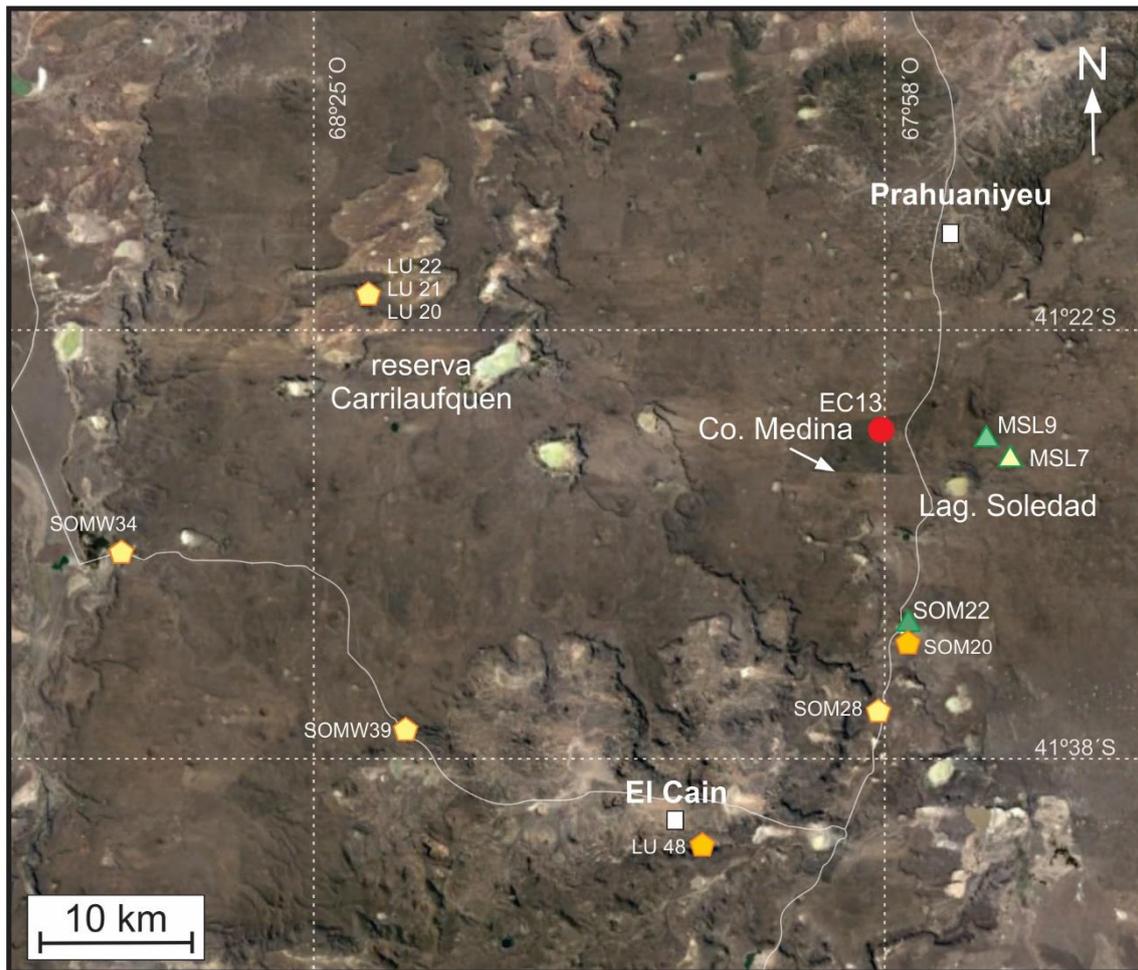
Muestra	Unidad	Tipo de roca	Sm	Nd	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd
			ppm	ppm	medido	medido
SOM22	coladas de lavas máficas A	Ab	4,14	15,61	0,16023	0,512701
MSL7			7,05	29,17	0,14613	0,512683
MSL9			6,49	23,76	0,16511	0,512641
SOM28	coladas de lavas máficas B	Tb	9,24	49,67	0,11248	0,512817
SOMW39			7,90	42,28	0,11301	0,512787
SOMW34			8,35	43,26	0,11673	0,512801
LU20			9,11	48,72	0,11309	0,512803
LU21			9,69	52,21	0,11226	0,512808
LU22			9,76	52,53	0,11232	0,512800
SOM20			8,33	41,85	0,12028	0,512717
LU48			10,20	51,38	0,12007	0,512646
EC13			conos y coladas de reducida extensión que sobreyacen la meseta	B	18,52	103,87

Referencias: Ab (andesita basáltica), Tb (traquibasalto), B (basanita).

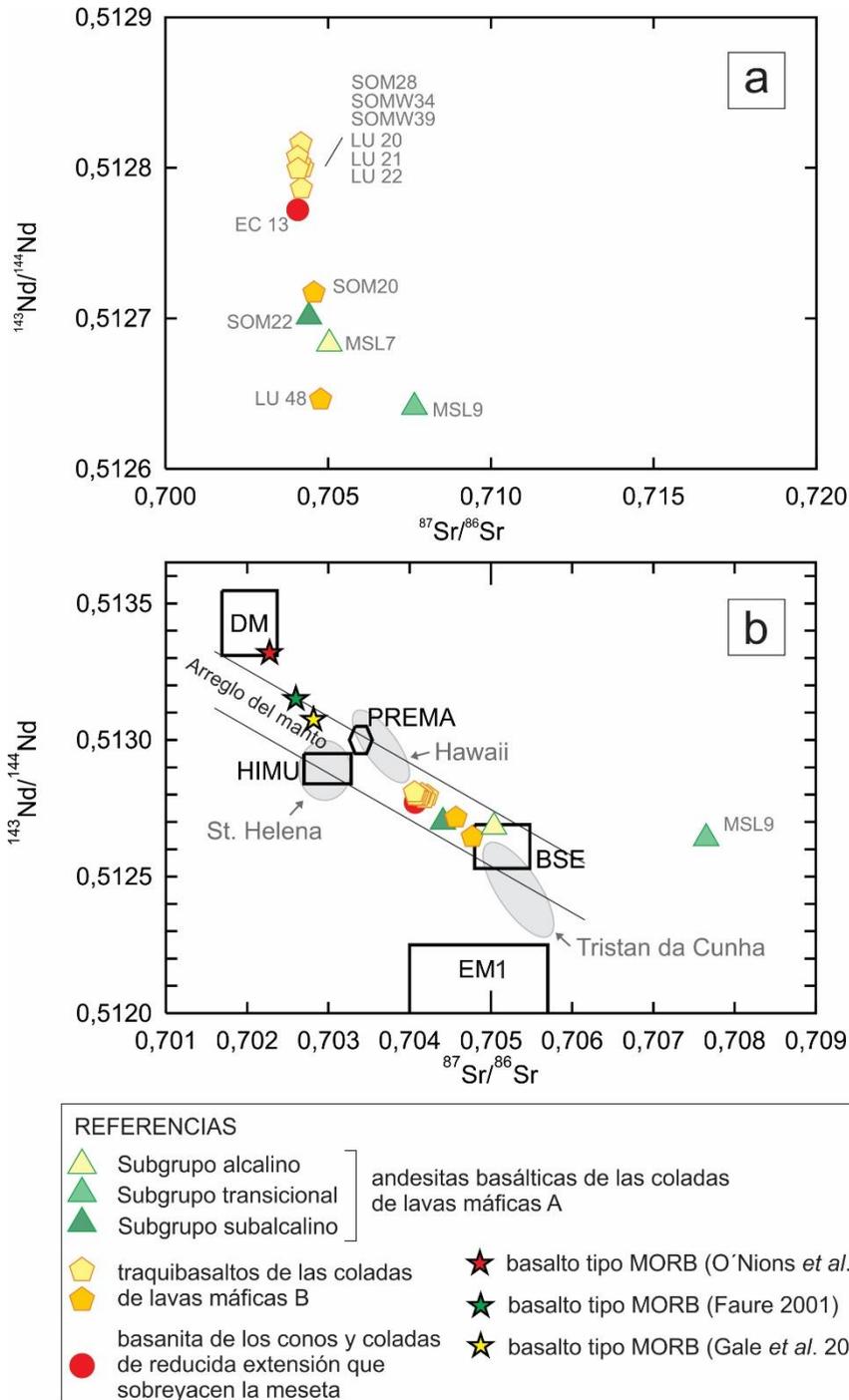
**Cuadro 8.2:** Isótopos de Sr correspondientes a las muestras seleccionadas.

Muestra	Unidad	Tipo de roca	Rb	Sr	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr
			ppm	ppm	medido	medido
SOM22	coladas de lavas máficas A	Ab	15,00	429,30	0,10106	0,70441
MSL7			31,00	664,00	0,13504	0,70504
MSL9			34,00	433,00	0,22718	0,70765
SOM28	coladas de lavas máficas B	Tb	52,70	1288,00	0,11834	0,70417
SOMW39			53,80	1003,10	0,15512	0,70418
SOMW34			55,80	930,50	0,17344	0,70422
LU20			47,00	1080,00	0,12587	0,70411
LU21			37,00	1135,00	0,09428	0,70406
LU22			49,00	1092,00	0,12978	0,70408
SOM20			31,80	1138,60	0,08078	0,70457
LU48			34,00	814,00	0,12081	0,70477
EC13			conos y coladas de reducida extensión que sobreyacen la meseta	B	31,60	1614,60

Referencias: Ab (andesita basáltica), Tb (traquibasalto), B (basanita).



**Figura 8.1:** Imagen satelital de *Google Earth* del área de estudio, donde se indica la ubicación de las muestras de las diferentes unidades con análisis isotópicos. Los triángulos verdes corresponden a las andesitas basálticas que conforman las coladas de lavas máficas A; los pentágonos amarillos a los traquibasaltos de las coladas de lavas máficas B, y el círculo rojo a una colada de basanita que sobreyace la meseta.



**Figura 8.2:** a) Diagrama de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  versus  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  para las lavas analizadas. b) Relación  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  versus  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  donde se indican: los reservorios mantélicos de Zindler y Hart (1986); el arreglo del manto; las muestras de lavas estudiadas; basaltos tipo MORB definidos por distintos autores; y en color gris los campos definidos por muestras de las islas oceánicas Santa Helena (Chaffey *et al.* 1989), Hawaii (Hofmann *et al.* 1984, 1987, Kennedy *et al.* 1991, White *et al.* 1992, Yamasaki *et al.* 2009, Hanano *et al.* 2010, Weis *et al.* 2011, Nobre Silva *et al.* 2013) y Tristan da Cunha (White *et al.* 1982, Newsom *et al.* 1986, Le Roex *et al.* 1990, Gibson *et al.* 2005, Rocha-Junior *et al.* 2012).

Con excepción de la andesita basáltica MSL9, todas las muestras estudiadas coinciden con el arreglo de manto (DePaolo y Wasserburg 1977, Zindler *et al.* 1982) y exhiben relaciones  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  comprendidas entre los miembros finales de manto deprimido (DM) y manto enriquecido tipo 1 (EM1) (Fig. 8.2b), teniendo presente que la existencia de los campos de PREMA y *Bulk Silicate Earth* (BSE) aún es motivo de discusiones (Zindler y Hart 1986). Por otra parte, las características geoquímicas de las lavas de la Meseta de Somuncurá son consistentes con fundidos derivados de fuentes mantélicas cuyos elementos traza coinciden con una signatura tipo OIB, tal como fuera indicado en el Capítulo 6.

A partir de las características geoquímicas y las relaciones isotópicas de las vulcanitas estudiadas, se presenta un modelo petrogenético de mezcla isotópica de dos componentes (Anexo VIII), en el que se propone que las lavas básicas de la Meseta de Somuncurá derivan de la fusión parcial de fuentes mantélicas cuyas relaciones isotópicas corresponden a diferentes proporciones de mezcla entre un manto deprimido (DM) y un manto más enriquecido tipo 1 (EM1). Efectuada la corrección por los efectos de cristalización fraccionada (Anexo IX), se modelaron los porcentajes de fusión parcial (Anexo X) requeridos por cada fuente de mezcla.

Con respecto a la muestra MSL9, caracterizada por contenidos elevados de  $\text{SiO}_2$ , MgO (Fig. 6.2 del Capítulo 6), Th/Yb (Fig. 6.9e del Capítulo 6) y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (Fig. 8.2a, b) en comparación con las demás muestras analizadas, se presenta un modelo de asimilación cortical y cristalización fraccionada (ACF) (Anexo XII) para explicar su génesis y la desviación del arreglo del manto evidenciada en la Figura 8.2b.

### 1.1 Modelado petrogenético de mezcla para las lavas del área de estudio

En la Figura 8.3 se presenta el modelo petrogenético propuesto para las vulcanitas de la Meseta de Somuncurá y la curva generada a partir de la mezcla isotópica de un DM con un EM1. Para su confección se utilizaron las ecuaciones de Faure (1986) (Ecuaciones 8.1, 8.2, 8.3) y como componentes o miembros finales de la mezcla se emplearon: un manto deprimido equivalente a un basalto tipo MORB, cuyas relaciones isotópicas corresponden a O'Nions *et al.* (1977) y cuyos contenidos de elementos trazas son de Wood *et al.* (1979) (Cuadro 8.3), y un componente más enriquecido (EM1), para el cual se consideraron las relaciones isotópicas y los contenidos de elementos traza de una muestra de la isla oceánica Tristan da Cunha (muestra Tr3, Gibson *et al.* 2005) (Cuadro 8.3).

Asimismo, se evaluaron otros dos modelos de mezcla isotópica y fusión parcial (Anexo XI) en los cuales se utilizaron los siguientes miembros finales: a) un DM equivalente a un basalto MORB, con relaciones isotópicas y elementos traza correspondientes a Gale *et al.* (2013) y un EM1 equivalente a Tristan da Cunha (muestra Tr1, Newsom *et al.* 1986), y b) un DM equivalente a un basalto MORB con relaciones isotópicas correspondientes a O'Nions *et al.* (1977) y elementos traza de Sun y McDonough (1989), y un reservorio EM1 con relaciones isotópicas y elementos traza equivalentes a la muestra 90648 de Tristan da Cunha (Gibson *et al.* 2005). A pesar de que las muestras estudiadas se ajustan a las curvas modeladas en base a la mezcla de dichos miembros finales, las fuentes obtenidas requieren porcentajes de fusión parcial extremadamente altos ( $\gg 25\%$ ) para alcanzar la composición química de las lavas estudiadas, por lo cual fueron desestimados.

**Ecuaciones para el cálculo de la mezcla de dos componentes (Faure 1989)**

$$X_M = X_A f_A + X_B (1 - f_A) \quad (8.1)$$

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_M = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_A f_A (\text{Sr}_A/\text{Sr}_M) + (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_B (1 - f_A) (\text{Sr}_B/\text{Sr}_M) \quad (8.2)$$

$$(^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd})_M = (^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd})_A f_A (\text{Nd}_A/\text{Nd}_M) + (^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd})_B (1 - f_A) (\text{Nd}_B/\text{Nd}_M) \quad (8.3)$$

$X_M$ : Concentración del elemento X en la muestra M.

$X_{A,B}$ : Concentración del elemento X en los componentes A y B, respectivamente.

$f_A$ : fracción de peso o volumen del componente A en la mezcla M.

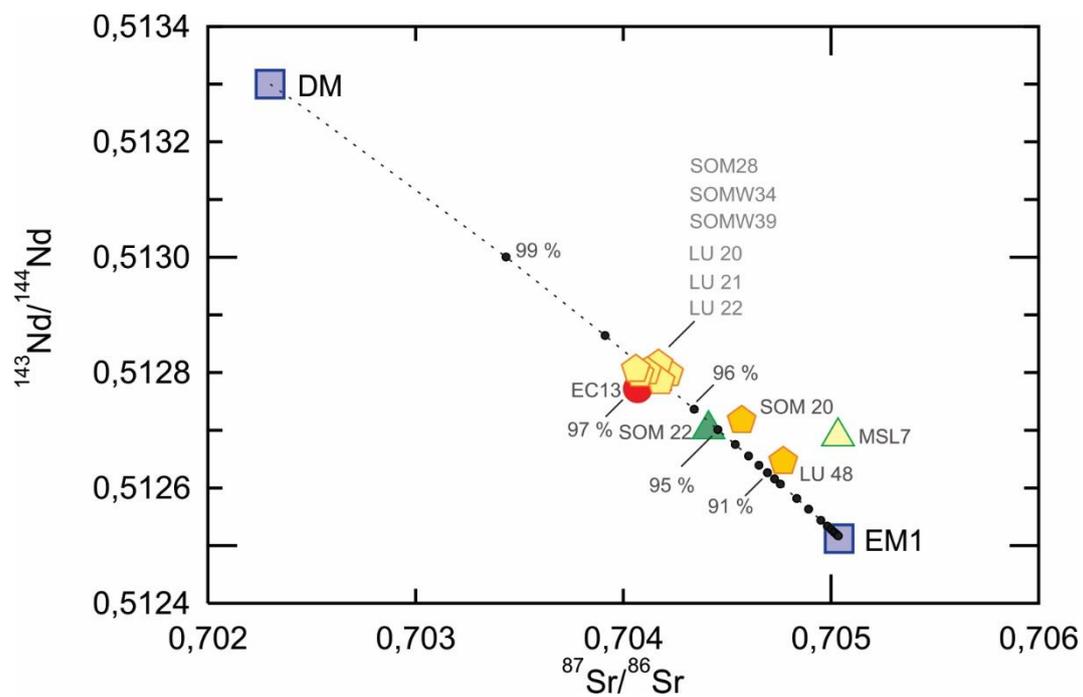
**Cuadro 8.3:** Muestras utilizadas para los modelados petrogenéticos presentados. DM: relaciones isotópicas de O'Nions *et al.* (1977) y elementos trazas de Wood *et al.* (1979). EM1: Tristan da Cunha, muestra Tr3 de Gibson *et al.* (2005). PAI-02: Riolita alta en sílice del Complejo Marifil (Pankhurst y Rapela 1995).

<b>Muestra</b>	<b>EM1</b>	<b>DM</b>	<b>PAI-02</b>
P	-	73,30	-
Ti	-	1177	-
K	-	106	-
Nb	56,60	0,31	19
Zr	243	11,40	146
Y	27,01	4,10	37
Sr	925	13,20	33
Rb	40,30	0,10	516
Ga	31,70	-	-
Zn	127	-	-
Cu	44,40	-	-
Ni	39,60	-	-
Co	57,10	-	-
Cr	57,70	-	-
V	365	-	-
Ba	542	1,20	-
Cs	0,50	0,001	-
La	48,45	0,31	40,70
Ce	105,70	0,95	88,50
Pr	13,07	-	10,40
Nd	52,62	0,86	39,36
Sm	9,73	0,32	7,75
Eu	3	-	0,44
Gd	8,35	-	6,31
Tb	1,10	0,08	-
Dy	5,68	-	5,59
Ho	0,94	-	1,15
Er	2,35	-	-
Tm	0,30	-	-
Yb	1,72	-	3,06
Lu	0,23	-	0,45
Hf	5,64	0,34	-
Ta	3,78	0,02	-
Th	6,29	0,02	-
U	1,39	0,01	-
Pb	0,89	-	-
Sc	23,90	-	-
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0,512515	0,5133	0,512256
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0,70504	0,7023	0,83028

Las muestras estudiadas presentan relaciones isotópicas que coinciden con diferentes proporciones de mezcla (Fig. 8.3). Las relaciones  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de los traquibasaltos son las más variables y, tal como se observa en la Figura 8.3, se distinguen las siguientes proporciones de mezcla (ordenadas de mayor a menor componente DM):

- 97 % de DM y 3% de EM1 para los traquibasaltos SOM28, SOMW34, SOMW39, LU20, LU21, LU22 de las coladas de lavas máficas B.
- 97 % de DM y 3 % de EM1 para la basanita EC13 de los conos y coladas de reducida extensión que sobreyacen la meseta.
- 95 % de DM y 5 % de EM1 para la andesita basáltica SOM22 de las coladas de lavas máficas A.
- 95 % de DM y 5 % de EM1 para el traquibasalto SOM20 de las coladas de lavas máficas B.
- 91 % de DM y 9 % de EM1 para el traquibasalto LU48 de las coladas de lavas máficas B.

La muestra MSL7 de las coladas de lavas máficas A no presenta una buena correlación con la curva modelada, ya que sus isótopos de Sr son más radiogénicos que los de las demás. Sin embargo, en la Figura 8.2b se observa que dicha muestra coincide con el arreglo del manto. Por lo tanto, la explicación de su génesis será abordada en el apartado Discusión (Capítulo 9).



**Figura 8.3:** Diagrama  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  versus  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  para el modelado de mezcla isotópica de dos componentes. La curva punteada representa una mezcla simple entre un DM y EM1. Las muestras estudiadas coinciden con distintos porcentajes de mezcla. Los símbolos son equivalentes a los de la Figura 8.2.

Todos los resultados obtenidos para el modelado de mezcla isotópica se encuentran en el Anexo VIII. En el Cuadro 8.4 se muestran las fuentes de mezcla antes mencionadas para las lavas y su relación con los estudios presentados en los capítulos anteriores.

**Cuadro 8.4:** Fuentes de mezcla modeladas y su relación con los análisis previos realizados en las lavas del área de estudio.

YACENCIA	CLASIFICACIÓN PETROGRAFÍA	CLASIFICACIÓN GEOQUÍMICA	QUÍMICA MINERAL	MODELADO ISOTÓPICO
Coladas de lavas máficas	Basaltos A	Andesitas basálticas	Ol: forsterita Cpx: augita Opx: enstatita Pl: labradorita-andesina	Andesitas basálticas DM-EM1: 96-4 %
	Basaltos B	Traquibasaltos y traquiandesitas basálticas	Ol: forsterita Cpx: diópsido-augita Pl: labradorita-andesina	Traquibasaltos DM-EM1: 97-3 %
				Traquibasaltos DM-EM1: 95-5 %
				Traquibasaltos DM-EM1: 91-9 %
Conos volcánicos y coladas de reducida extensión que sobreyacen la meseta	Foiditas	Basanitas	Ol: forsterita Cpx: diópsido Nefelina	Basanitas DM-EM1: 97-3 %

Para el cálculo de mezcla se consideraron las relaciones  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  medidas, no iniciales, ya que las lavas estudiadas corresponden a un vulcanismo cenozoico. No obstante, mediante una estimación de la edad de las lavas en base a los antecedentes bibliográficos (Kay *et al.* 2007, Remesal *et al.* 2012 y Labudía *et al.* 2011), se corroboró que las relaciones isotópicas medidas e iniciales no muestran variaciones sustanciales (Cuadro 8.5) que afecten al modelo propuesto.

**Cuadro 8.5:** Relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  iniciales de las muestras estudiadas. Las edades utilizadas corresponden a Kay *et al.* (2007), Remesal *et al.* (2012) y Labudía *et al.* (2011).

Muestra	Unidad	Tipo de roca	Edad	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
			Ma	inicial	inicial
SOM22	coladas de lavas máficas A	Ab	27	0,70437	0,512673
MSL7			27	0,70499	0,512657
MSL9			27	0,70756	0,512612
SOM28	coladas de lavas máficas B	Tb	20	0,70414	0,512802
SOMW39			20	0,70414	0,512772
SOMW34			20	0,70417	0,512786
LU20			20	0,70407	0,512788
LU21			20	0,70403	0,512793
LU22			20	0,70404	0,512785
SOM20			20	0,70455	0,512701
LU48			20	0,70474	0,512630
EC13			conos y coladas de corto recorrido que sobreyacen la meseta	B	3

A continuación se describen los modelados de fusión parcial para las lavas estudiadas. El orden en que se presentan los siguientes apartados está basado en las relaciones DM - EM1 de las fuentes de mezcla isotópica modeladas, de mayor a menor proporción de componente DM (Fig. 8.3), y no según las distintas unidades estratigráficas establecidas.

#### 1.1.1 Modelado petrogenético de fusión parcial para las lavas derivadas de una fuente de mezcla de 97 % DM – 3 % EM1.

##### **Traquibasaltos de las coladas de lavas máficas B: SOM28, SOMW34, SOMW39, LU20, LU21, LU22**

Como se mencionó en el capítulo de geoquímica, ninguna de las muestras analizadas coincide con basaltos primitivos, es decir que todas ellas sufrieron fraccionamiento en menor o mayor grado. Por este motivo, se efectuaron las correcciones necesarias para poder realizar posteriormente el modelado de fusión parcial de la fuente de mezcla isotópica obtenida, que se presenta a continuación. Los traquibasaltos estudiados fueron corregidos utilizando la ecuación de Rayleigh (Neumann *et al.* 1954, Ecuación 8.4), con la que se obtuvieron los valores de  $C_0$  (concentración en peso de un elemento traza en el líquido parental) para cada

elemento, y en base a ello, la composición química de las lavas previa al fraccionamiento. La corrección se realizó por un 25 % de cristalización fraccionada, con una moda de: 42 % clinopiroxeno, 28 % plagioclasa, 27 % olivino, 1,5 % magnetita y 1,5 % ilmenita. El porcentaje de fraccionamiento y la moda mineral empleada coinciden con los utilizados por Remesal *et al.* (2012) para el modelado de traquibasaltos del Complejo Volcánico Barril Niyeu, a partir del basalto más primitivo de dicho complejo. Los resultados obtenidos se encuentran en los Cuadros IX.1 a IX.6 del Anexo IX. Los coeficientes de partición utilizados corresponden a Rollinson (1993), la base de datos GERM (<https://earthref.org>), y referencias citadas en ellos (Anexo VII). En la Figura 8.4 se muestra, a modo de ejemplo, la corrección del traquibasalto LU20.

**Ecuación de Rayleigh (Neumann *et al.* 1954)**

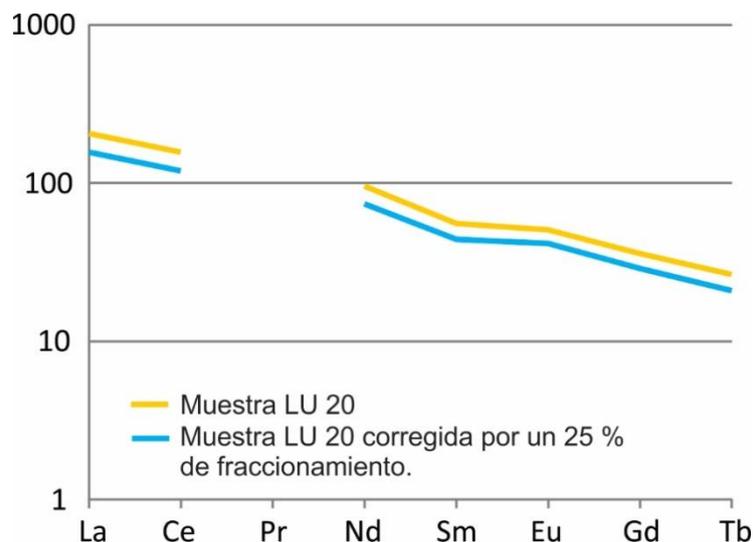
$$C_L/C_0 = F^{(D-1)} \quad (8.4)$$

$C_L$ : Concentración en peso de un elemento traza en el líquido.

$C_0$ : Concentración en peso de un elemento traza en el líquido parental.

F: Fracción del líquido remanente.

D: Coeficiente de partición de la moda que está fraccionando.



**Figura 8.4:** Corrección de la muestra LU20 por un 25 % de cristalización fraccionada.

Las relaciones isotópicas de los traquibasaltos seleccionados, pueden explicarse a partir de una fuente mantélica con relaciones  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  equivalentes a una mezcla entre un 97 % de DM y un 3 % de un EM1 similar a Tristán da Cunha (Fig. 8.3). A partir de la ecuación de Faure (1986) (Ecuación 8.1), se calculó la composición geoquímica de dicha fuente. Posteriormente, aplicando la ecuación de fusión parcial en equilibrio modal (Shaw 1970, Ecuación 8.5), se modelaron los porcentajes de fusión, partiendo de la fuente de mezcla obtenida (97 % DM y 3 % EM1), asumiendo para la misma una composición modal equivalente a una lherzolita granatífera: 60 % olivino, 25 % ortopiroxeno, 10 % clinopiroxeno y 5 % granate, en base a la cual se obtuvieron resultados más razonables. Los diagramas de abundancia relativa de los elementos de las tierras raras normalizadas a condrito (Fig. 6.12a del Capítulo 6) evidencian que las muestras analizadas están deprimidas en HREE, respecto a las LREE, lo cual es coherente con la presencia de granate en la fuente. Por otra parte, Bjerg *et al.* (2005) reportaron la presencia de xenolitos peridotíticos con granate en la localidad de Prahuanieyu, la cual se encuentra dentro del área de estudio.

Los resultados obtenidos se encuentran en el Cuadro X.1 del Anexo X. Los coeficientes de partición utilizados (Anexo VII) son los mismos que se aplicaron para los cálculos de cristalización fraccionada.

**Ecuación de fusión parcial en equilibrio modal Shaw *et al.* (1970)**

$$C_L/C_0 = 1/[D + F(1-D)] \quad (8.5)$$

$C_L$ : Concentración en peso de un elemento traza en el líquido.

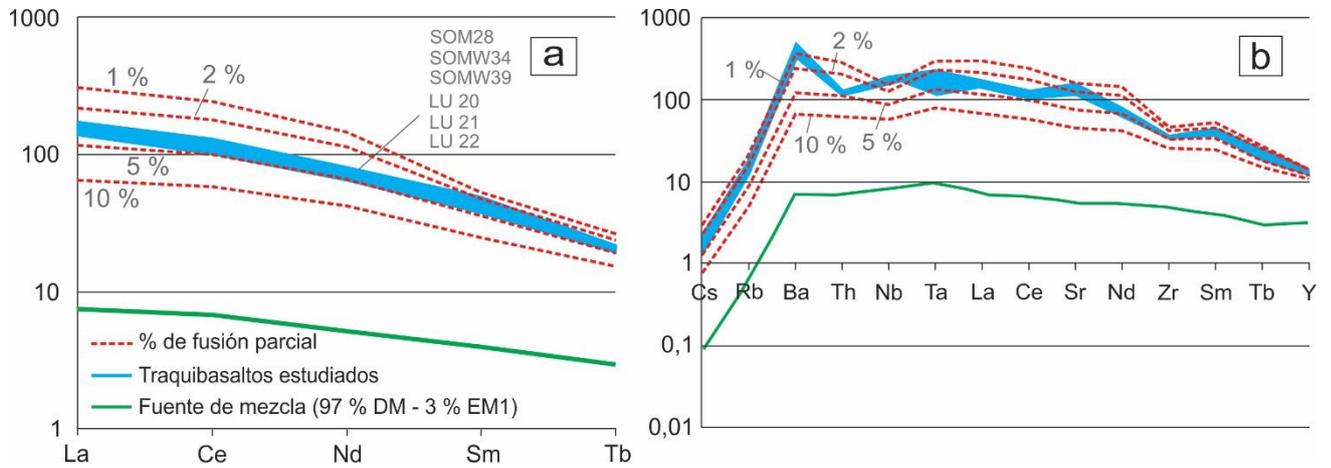
$C_0$ : Concentración en la fuente.

F: Fracción en peso del líquido generado.

D: Coeficiente de partición de la moda que se está fundiendo.

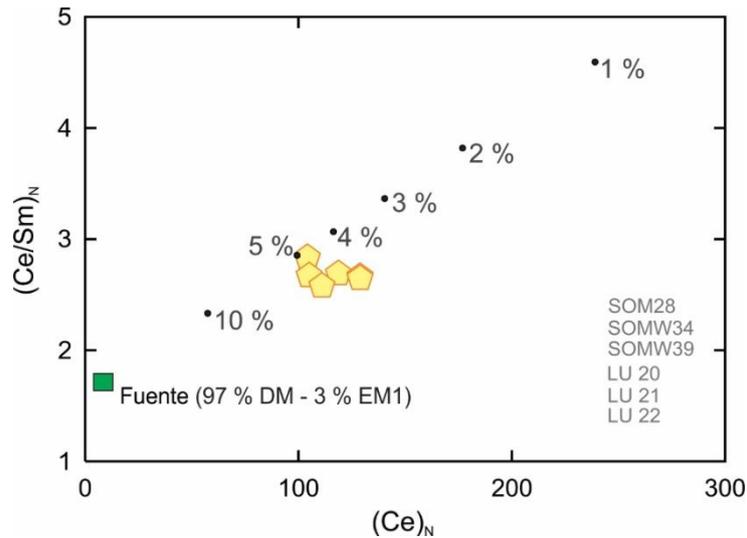
En el diagrama de distribución de abundancia relativa de los elementos de las tierras raras normalizados a condrito (Sun y McDonough 1989) (Fig. 8.5a) se observa que los diseños de las muestras estudiadas, luego de realizada la corrección por cristalización fraccionada, son consistentes con porcentajes de fusión parcial variables entre 2 y 5 %. Además, en el diagrama multielemental normalizado a condrito (Sun y McDonough 1989) (Fig. 8.5b), las

muestras estudiadas presentan concentraciones de elementos traza y REE que se ubican entre los patrones modelados para un 1 % y un 5 % de fusión parcial.



**Figura 8.5:** Diagramas geoquímicos para el modelado petrogenético de fusión parcial de los traquibasaltos de las coladas de lavas máficas B, a partir de la fuente de mezcla isotópica obtenida. **a)** Diagrama de distribución de REE normalizado al condrito C1 de Sun y McDonough (1989). **b)** Diagrama multielemental normalizado al condrito C1 de Sun y McDonough (1989). Referencias equivalentes a la Figura a.

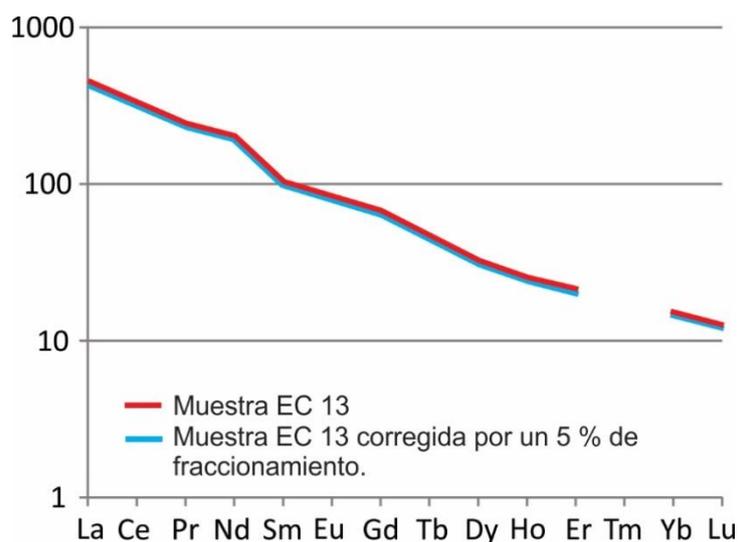
Por otra parte, utilizando los resultados del modelado de fusión parcial de la fuente de mezcla (97 % DM – 3 % EM1) y los elementos incompatibles Ce y Sm, se construyó el diagrama  $(Ce/Sm)_N$  versus  $(Ce)_N$  (Fig. 8.6), en el cual se observa que los traquibasaltos estudiados coinciden con porcentajes de fusión de aproximadamente un 5 %.



**Figura 8.6:** Diagrama  $(Ce)_N$  versus  $(Ce/Sm)_N$  normalizado al condrito C1 de Sun y McDonough (1989), donde se presenta el modelado de fusión parcial en equilibrio modal para los traquibasaltos, a partir de la fuente de mezcla isotópica obtenida. Símbolos equivalentes a la Figura 8.2.

### **Basanita de los conos y coladas de reducida extensión que sobreyacen la meseta: EC13**

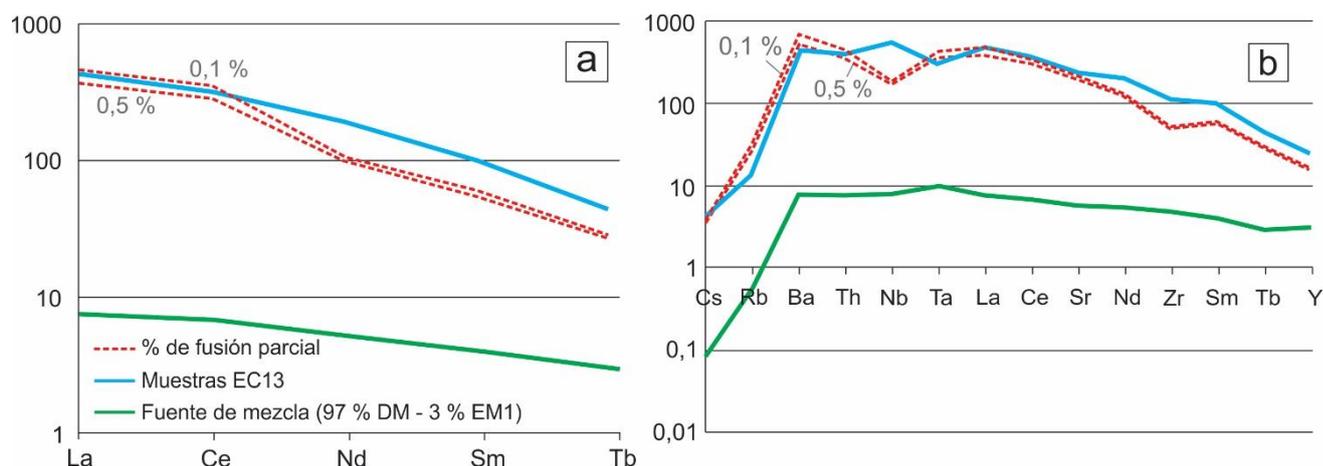
La muestra EC13 corresponde a una de las coladas de lava menos evolucionadas del área de estudio, con altos contenidos de MgO y Ni aunque bajos para un líquido en equilibrio con el manto (Wilson 1989). Por lo tanto, considerando su composición química, la muestra fue corregida por un 5 % de cristalización fraccionada de olivino (Fig. 8.7), utilizando la ecuación 8.4 y los mismos coeficientes de partición del Anexo VII. Los resultados obtenidos se presentan en el Cuadro IX.7 del Anexo IX.



**Figura 8.7:** Corrección de la muestra EC13 por un 5 % de cristalización fraccionada.

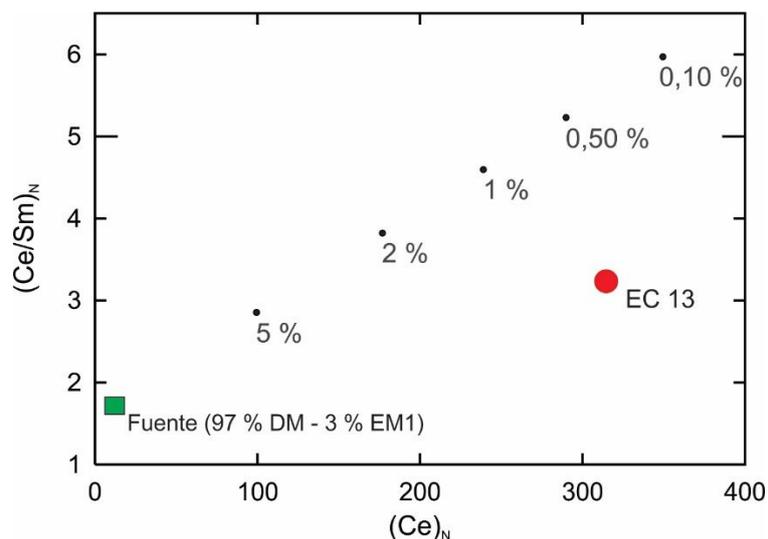
La muestra EC13 presenta relaciones isotópicas consistentes con una fuente mantélica derivada de la mezcla de un 97 % de DM y un 3 % de EM1 (Fig. 8.3). A partir de las ecuaciones 8.1 y 8.5, se modeló la fuente de mezcla isotópica y se calcularon los porcentajes de fusión parcial en equilibrio modal, tomándose como base la composición modal de una lherzolita granatífera. Los resultados obtenidos se presentan en el Cuadro X.2 del Anexo X.

En el diagrama de distribución de abundancia relativa de los elementos de las tierras raras normalizados a condrito (Sun y McDonough 1989) (Fig. 8.8a), se observa que los diseños de LREE de la muestra EC13 coinciden parcialmente con porcentajes de fusión comprendidos entre 0,1 y 0,5 %; sin embargo, los contenidos de MREE y HREE no son consistentes con los diseños de fusión parcial modelados. Esto mismo se observa en la Figura 8.8b, donde algunos elementos trazas y las REE coinciden con los patrones de fusión de un 0,1 y un 0,5 %, mientras que otros elementos no son consistentes con los porcentajes de fusión parcial calculados.



**Figura 8.8:** Diagramas geoquímicos para el modelado petrogenético de fusión parcial de la basanita EC13 de las coladas de reducida extensión que sobreyacen la meseta, a partir de la fuente de mezcla isotópica obtenida. **a)** Diagrama de distribución de REE normalizado a condrito C1 de Sun y McDonough (1989). **b)** Diagrama multielemental normalizado a condrito C1 de Sun y McDonough (1989). Referencias equivalentes a la Figura a.

En base a los resultados del modelado de fusión parcial de la fuente de mezcla (97 % DM – 3 % EM1) y los elementos incompatibles Ce y Sm, se construyó el diagrama  $(Ce/Sm)_N$  versus  $(Ce)_N$  (Fig. 8.9), en el cual la muestra EC13 no se ajusta a la tendencia definida por los porcentajes de fusión parcial modelados a partir de dicha fuente.

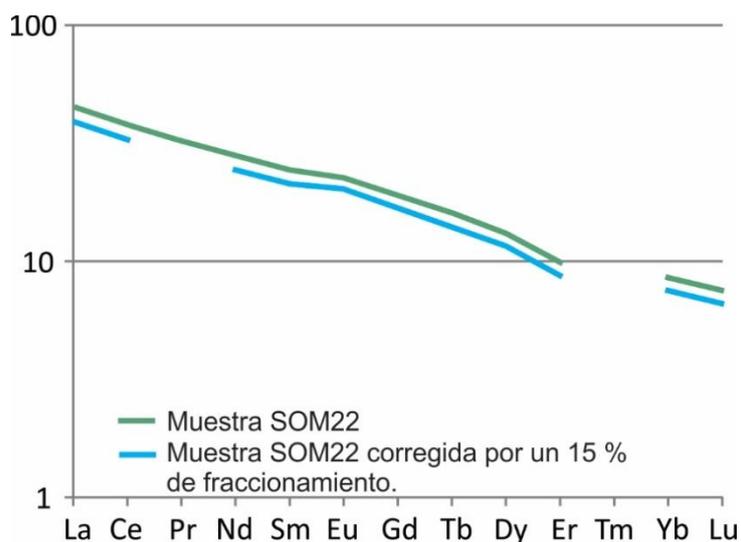


**Figura 8.9:** Diagrama  $(Ce)_N$  versus  $(Ce/Sm)_N$ , normalizado a condrito C1 de Sun y McDonough (1989), donde se presenta el modelado de fusión parcial en equilibrio modal para la muestra EC13, a partir de la fuente de mezcla isotópica obtenida. Símbolos equivalentes a la Figura 8.2.

1.1.2 Modelado petrogenético de fusión parcial para las lavas derivadas de una fuente de mezcla de 95 % DM – 5 % EM1

**Andesita basáltica de las coladas de lavas máficas A: SOM22 (subgrupo subalcalino)**

Los análisis geoquímicos de la muestra SOM22 permiten inferir que la misma sufrió fraccionamiento respecto al magma original; sin embargo, sus contenidos de MgO, Ni y Cr son mayores que los correspondientes a los traquibasaltos analizados en los apartados anteriores. Por lo tanto, teniendo en cuenta las características petrográficas y geoquímicas, se estimó una cristalización fraccionada del 15 %, con una moda de: 42 % plagioclasa, 35 % clinopiroxeno, 20 % olivino, 1,5 % magnetita y 1,5 % ilmenita. La corrección de la cristalización fraccionada (Fig. 8.10) se realizó utilizando la ecuación 8.4 y los coeficientes de partición indicados en el Anexo VII. Los resultados obtenidos se encuentran en el Cuadro IX.8 del Anexo IX



**Figura 8.10:** Corrección de la muestra SOM22 por un 15 % de cristalización fraccionada.

Las relaciones isotópicas de la andesita basáltica SOM22, coinciden con los de una fuente cuyas relaciones  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  equivalen a una mezcla entre 95 % de DM y 5 % de EM1 (Fig. 8.3). A partir de las ecuaciones 8.1 y 8.5, se modeló la geoquímica de dicha fuente y sus porcentajes de fusión parcial, considerando una moda equivalente a una lherzolita granatífera. Los resultados se presentan en el Cuadro X.3 del Anexo X.

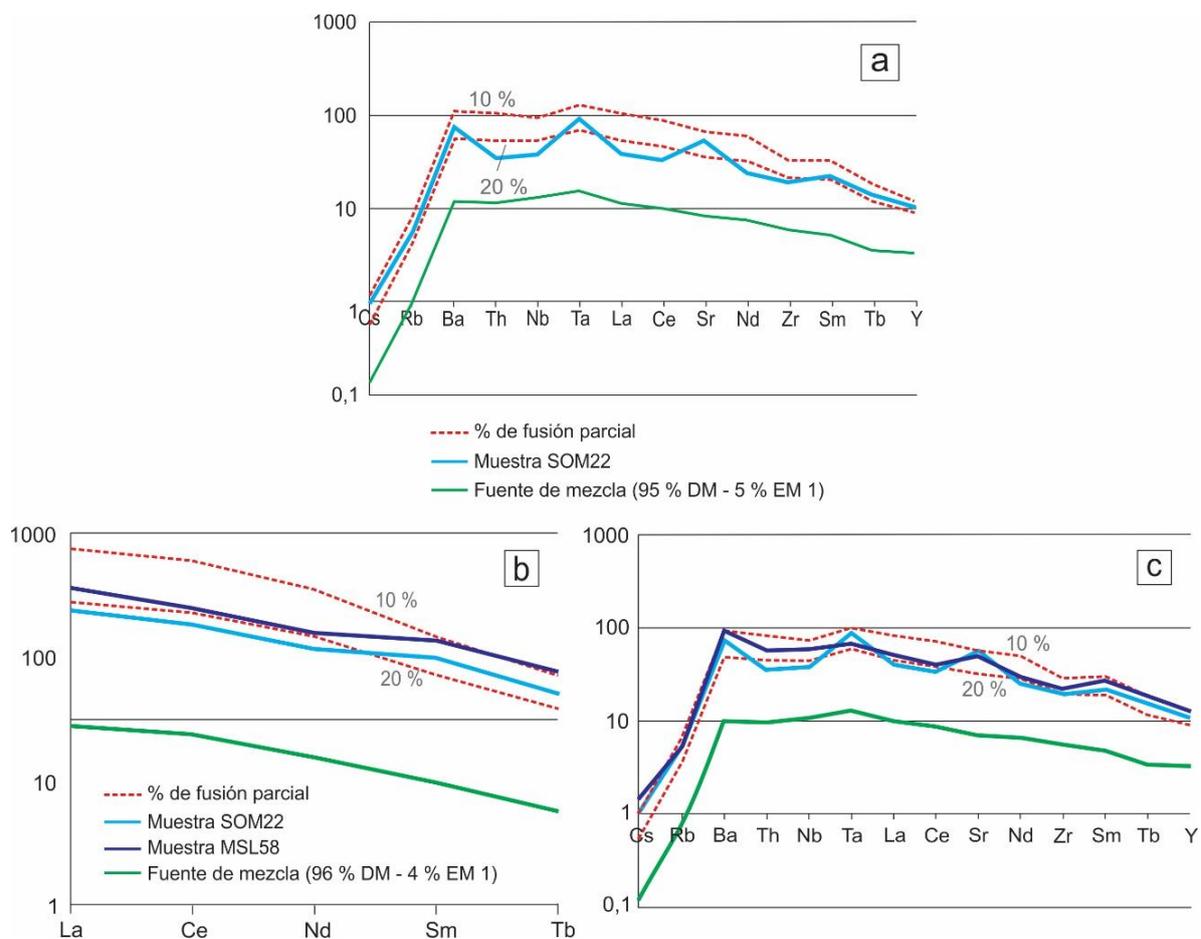
En el diagrama multielemental normalizado a condrito (Sun y McDonough 1989) (Fig. 8.11a), se observa que la fuente de mezcla isotópica modelada requiere un grado de fusión

mayor al 20 % para alcanzar los contenidos de elementos traza presentes en la andesita basáltica estudiada. Por lo tanto, con la finalidad de alcanzar resultados que se correspondan con los de la muestra analizada y su posible fuente mantélica, se ajustaron los porcentajes de mezcla y se modeló una fuente cuyas relaciones isotópicas correspondan a una mezcla entre un 96 % de DM y un 4 % de EM1.

El diagrama de distribución de abundancia de los elementos de las tierras raras normalizados a condrito (Sun y McDonough 1989) (Fig. 8.11b) evidencia que el diseño de la muestra SOM22 correspondería a contenidos de LREE que superan el 20 % de fusión parcial, aunque los contenidos de MREE se ajustan con el patrón de 15 % de fusión. Por otra parte, en el diagrama multielemental normalizado a condrito (Sun y McDonough 1989) (Fig. 8.11c) la mayoría de los elementos traza y REE de la muestra SOM22 presentan contenidos que se encuentran comprendidos entre los patrones modelados para 10 y 20 % de fusión parcial.

Aun así, los resultados obtenidos no son consistentes con las concentraciones de los elementos traza y REE de la muestra SOM22, motivo por el cual se reconsideró el modelado con la finalidad de obtener mejores resultados. Para ello se seleccionó la andesita basáltica MSL58, del subgrupo subcalino de las coladas de lavas máficas A, cuyas características geoquímicas son muy similares a las de la muestra SOM22. La muestra MSL58 fue corregida por efectos de la cristalización fraccionada de la misma manera y con los mismos parámetros que la muestra SOM22.

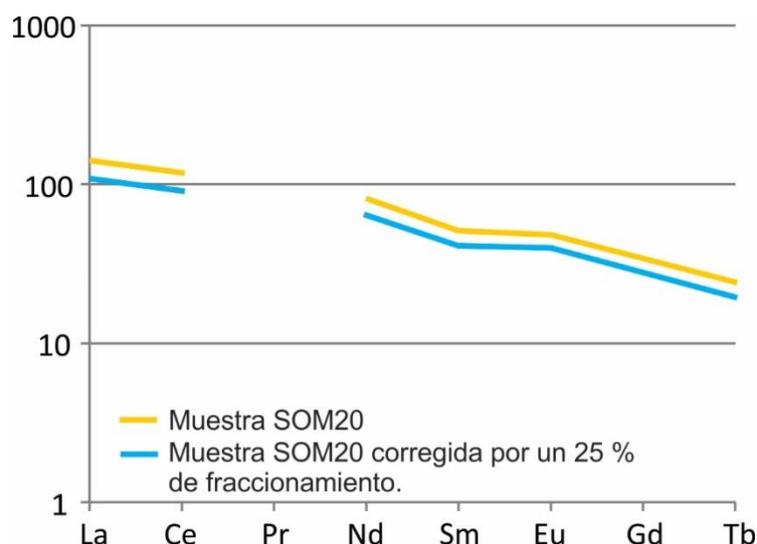
En las Figuras 8.11b y c se observa que, para todos los elementos traza y REE modelados, el diseño de la muestra MSL58 se ajusta con los patrones de fusión parcial de entre 10 y 20 %. De esta manera se demuestra que, a pesar de no contar con datos isotópicos de la muestra MSL58, su geoquímica puede explicarse a partir de un 10-20 % de fusión parcial de una fuente de mezcla isotópica compuesta por 96 % de DM y 4 % de EM1 (Cuadro X.3 del Anexo X).



**Figura 8.11:** Diagramas geoquímicos para el modelado petrogenético de fusión parcial de las muestras SOM22 y MSL58, de las coladas de lavas máficas A. **a)** Diagrama multielemental normalizado a condrito C1 de Sun y McDonough (1989). **b)** Diagrama de distribución de REE normalizado a condrito C1 de Sun y McDonough (1989). **c)** Diagrama multielemental normalizado a condrito C1 de Sun y McDonough (1989). Referencias equivalentes a la Figura b.

### Traquibasalto de las coladas de lavas máficas B: SOM20

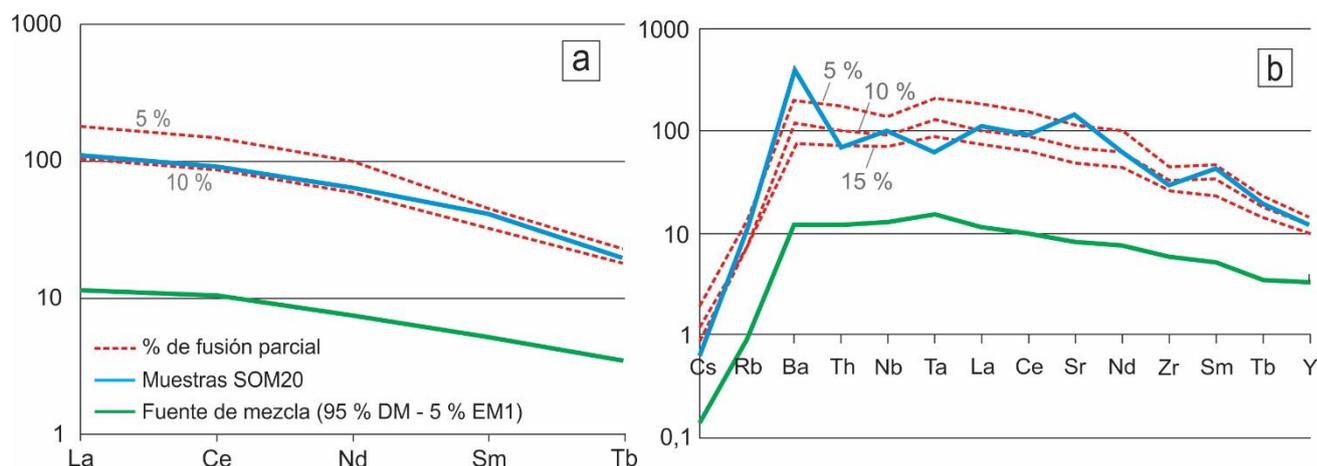
Para establecer el porcentaje de fusión parcial que debió sufrir la fuente de mezcla isotópica para la generación de este traquibasalto, se procedió a corregir el fraccionamiento de la muestra SOM20. Al igual que en el caso de los traquibasaltos del apartado 1.1.1, la muestra SOM20 fue corregida por un 25 % de cristalización fraccionada (Fig. 8.12), con una moda de: 42 % clinopiroxeno, 28 % plagioclasa, 27 % olivino, 1,5 % magnetita y 1,5 % ilmenita. Para el cálculo se utilizó la ecuación 8.4 y los coeficientes de partición del Anexo VII. Los resultados obtenidos se encuentran en el Cuadro IX.9 del Anexo IX



**Figura 8.12:** Corrección de la muestra SOM20 por un 25 % de cristalización fraccionada.

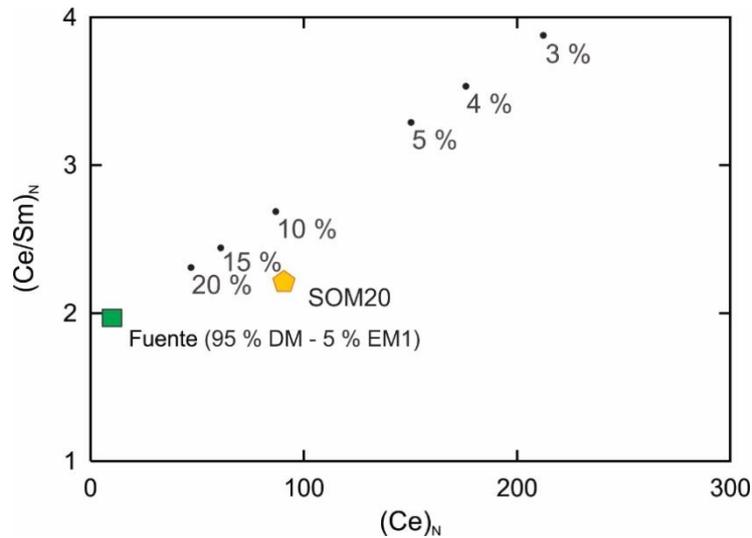
Las relaciones isotópicas del traquibasalto SOM20 pueden explicarse a partir de una fuente cuyas relaciones  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  equivalen a la mezcla de un 95 % de DM y un 5 % de EM1 (Fig. 8.3). Considerando dichos porcentajes, y utilizando las mismas ecuaciones y parámetros que en los ejemplos anteriores, se modeló la geoquímica de la fuente de mezcla isotópica, y se calcularon los porcentajes de fusión parcial, contemplando para dicha fuente la composición modal de una lherzolita granatífera. Los resultados se encuentran en el Cuadro X.4 del Anexo X.

En el diagrama de distribución de abundancia relativa de los elementos de las tierras raras normalizados a condrito (Sun y McDonough 1989) (Fig. 8.13a), la muestra SOM20 presenta un diseño entre los patrones de 5 y 10 % de fusión parcial. Por otra parte, en el diagrama multielemental normalizado a condrito (Sun y McDonough 1989) (Fig. 8.13b), la misma muestra exhibe un diseño coherente con los patrones modelados de entre 5 y 15 % de fusión parcial, aunque algunos elementos traza incompatibles (tales como el Ba, Ta, Sr) son menos consistentes.



**Figura 8.13:** Diagramas geoquímicos para el modelado petrogenético de fusión parcial del traquibasalto SOM20 de las coladas de lavas máficas B. **a)** Diagrama de distribución de REE normalizado a condrito C1 de Sun y McDonough (1989). **b)** Diagrama multielemental normalizado a condrito C1 de Sun y McDonough (1989). Referencias equivalentes a la Figura a.

Utilizando los resultados del modelado de fusión de la fuente de mezcla (95 % DM – 5 % EM1) y los elementos incompatibles Ce y Sm, se construyó el diagrama  $(Ce/Sm)_N$  versus  $(Ce)_N$  (Fig. 8.14). La muestra estudiada se ubica entre los patrones de 15 y 20 % de fusión parcial. Cabe destacar que estos porcentajes son mayores a los obtenidos en los diagramas de las Figuras 8.13a y b. Teniendo en cuenta que en el diagrama  $(Ce)_N$  versus  $(Ce/Sm)_N$  se emplean dos elementos incompatibles, mientras que en los demás diagramas se contempla una mayor cantidad de elementos, se considera que el traquibasalto estudiado es coherente con un grado de fusión parcial variable entre un 5 y 15 %.

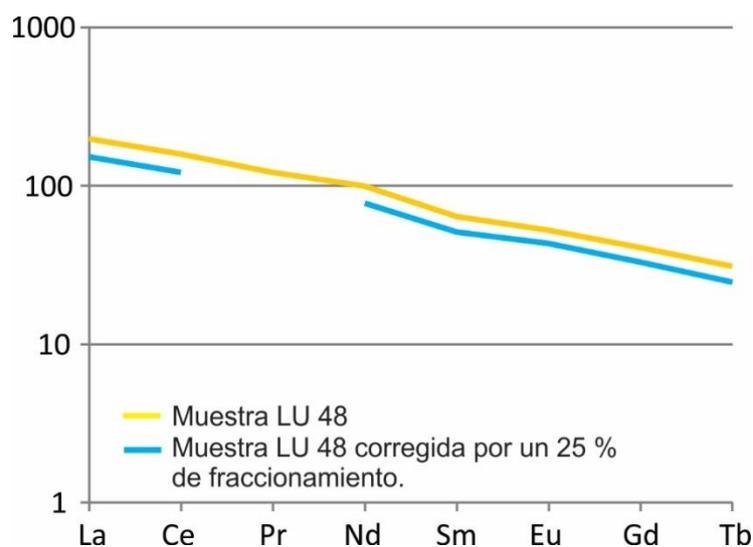


**Figura 8.14:** Diagrama  $(Ce)_N$  versus  $(Ce/Sm)_N$ , normalizado a condrito C1 de Sun y McDonough (1989), donde se muestra el modelado de fusión parcial en equilibrio modal para la muestra SOM20, a partir de la fuente de mezcla isotópica obtenida. Símbolos equivalentes a la Figura 8.2.

### 1.1.3 Modelado petrogenético de fusión parcial para las lavas derivadas de una fuente de mezcla de 91 % DM – 9 % EM1

#### **Traquibasalto de las coladas de lavas máficas B: LU48**

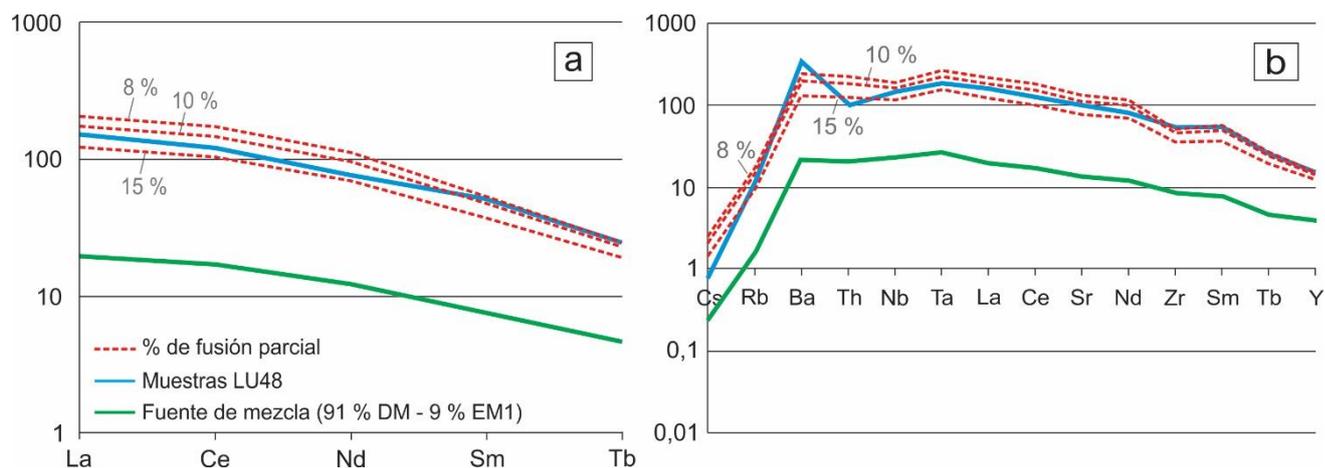
Al igual que en los modelados anteriores, para revertir los efectos producidos por la cristalización fraccionada, el traquibasalto LU48 fue corregido por un 25 % de fraccionamiento (Fig. 8.15), con una moda de: 42 % clinopiroxeno, 28 % plagioclasa, 27 % olivino, 1,5 % magnetita y 1,5 % ilmenita. Las ecuaciones utilizadas y los coeficientes de partición coinciden con los usados previamente. Los resultados obtenidos se encuentran en el Cuadro IX.10 del Anexo IX.



**Figura 8.15:** Corrección de la muestra LU48 por un 25% de cristalización fraccionada.

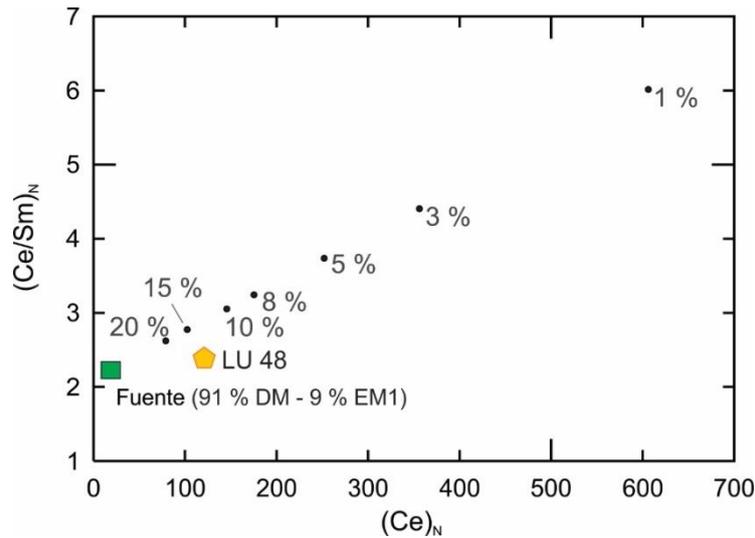
Las relaciones isotópicas de la muestra LU48 pueden explicarse a partir de una fuente cuyas relaciones  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  corresponden a la mezcla entre un 91 % de DM y 9 % de EM1 (Fig. 8.3). Al igual que para las muestras anteriores, se modeló la geoquímica de la fuente de mezcla isotópica establecida (Ecuación 8.1) y se calculó el porcentaje de fusión parcial (Ecuación 8.5) que debió haber sufrido dicha fuente para alcanzar las características geoquímicas del traquibasalto LU48. Los cálculos se realizaron siguiendo los mismos parámetros que en los ejemplos anteriores y los resultados se encuentran en el Cuadro X.5 del Anexo X.

En el diagrama de distribución de abundancia relativa de los elementos de las tierras raras normalizado a condrito (Sun y McDonough 1989) (Fig. 8.16a), se observa que el diseño de la muestra LU48 coincide con los patrones modelados para 8 y 15 % de fusión parcial. Asimismo, en el diagrama multielemental normalizado a condrito (Sun y McDonough 1989) (Fig. 8.16b), la mayoría de los elementos traza y REE de la muestra estudiada presentan concentraciones intermedias entre los patrones modelados para 8 y 15 % de fusión parcial, aunque algunos elementos tales como el Cs, Ba, Th son menos consistentes.



**Figura 8.16:** Diagramas geoquímicos para el modelado petrogenético de fusión parcial del traquibasalto LU48 de las coladas de lavas máficas B. **a)** Diagrama de distribución de REE normalizado a condrito C1 de Sun y McDonough (1989). **b)** Diagrama multielemental normalizado a condrito C1 de Sun y McDonough (1989). Referencias equivalentes a la Figura a.

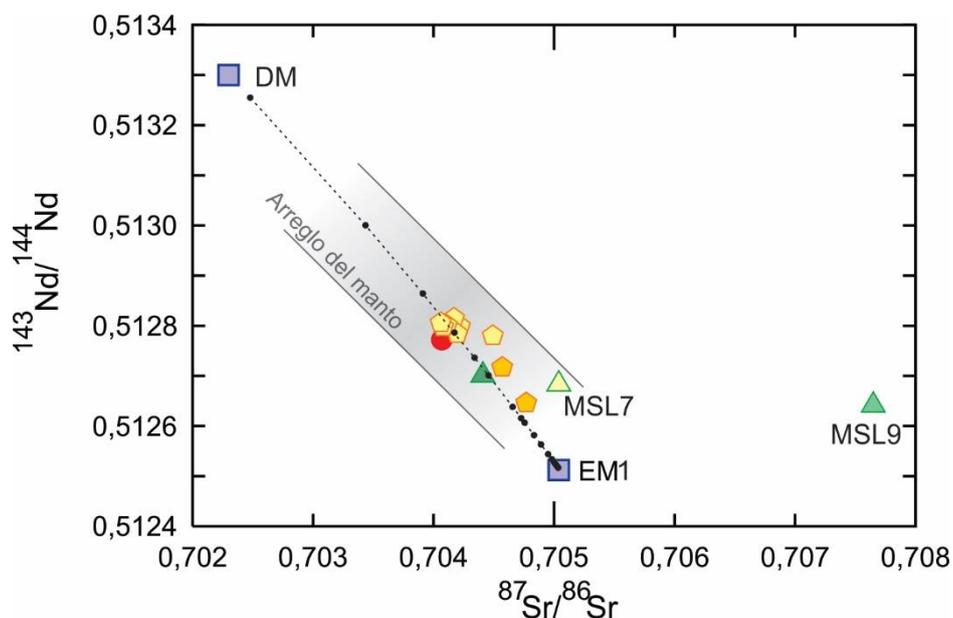
En el diagrama  $(Ce)_N$  versus  $(Ce/Sm)_N$  (Fig. 8.17), se muestran los resultados del modelado de fusión parcial de la fuente de mezcla (91 % DM – 9 % EM1). De ella se desprende que la muestra LU48 presenta valores cercanos a un 20 % de fusión parcial, ya que si bien tiene un valor de  $(Ce)_N$  intermedio entre los patrones de 10 y 15 % de fusión, su contenido de  $(Ce/Sm)_N$  es menor al patrón de 20 % de fusión. Sin embargo, teniendo en cuenta que en el diagrama  $(Ce)_N$  versus  $(Ce/Sm)_N$  se emplean dos elementos incompatibles, mientras que en los diagramas de las Figuras 8.16a y b se contempla una mayor cantidad, se considera que el traquibasalto estudiado es coherente con porcentajes de entre 8 y 15 % de fusión parcial.



**Figura 8.17:** Diagrama  $(Ce)_N$  versus  $(Ce/Sm)_N$ , normalizado a condrito C1 de Sun y McDonough (1989), donde se muestra el modelado de fusión parcial en equilibrio modal para la muestra LU48, a partir de la fuente de mezcla isotópica obtenida. Símbolos equivalentes a la Figura 8.2.

## 1.2 Modelado de asimilación y cristalización fraccionada (ACF) para la andesita basáltica MSL9 (subgrupo transicional) de las coladas de lavas máficas A

La andesita basáltica MSL9, correspondiente al subgrupo transicional de las coladas de lavas máficas A (Fig. 6.8 del Capítulo 6), presenta isótopos de Sr más radiogénicos que las muestras descritas en el apartado 1.1, con una relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 0,70765. En el modelo petrogenético de mezcla isotópica de dos componentes mostrado en el apartado anterior, esta muestra no es consistente con la curva generada (Fig. 8.18). Sus contenidos de  $\text{SiO}_2$ , MgO (Fig. 6.2 del Capítulo 6) y Th/Yb (Fig. 6.7e del Capítulo 6), así como el valor radiogénico de Sr, indican que esta lava pudo haber sufrido contaminación o asimilación de material cortical durante su ascenso.



**Figura 8.18:** Diagrama  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  versus  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  para las muestras analizadas. La curva punteada representa una mezcla simple entre un DM y EM1. Símbolos equivalentes a la Figura 8.2.

Los modelados de ACF isotópico y de elementos traza de la andesita basáltica MSL9 (Cuadros XII.1 y XII.2 del Anexo XII, respectivamente) se realizaron siguiendo las ecuaciones de DePaolo (1981) (Ecuaciones 8.6 y 8.7, respectivamente) y utilizando una moda mineral compuesta por un 37 % de plagioclasa, 30 % de ortopiroxeno, 20 % de clinopiroxeno, 10 % de olivino y 3 % de ilmenita. Dicha moda está basada en las características petrográficas de la muestra estudiada y en la norma CIPW. Los coeficientes de partición utilizados corresponden a Rollinson (1993), la base de datos GERM (<https://earthref.org>), y referencias citadas en ellos (Anexo VII). Como roca fuente o de origen se utilizó la andesita basáltica SOM22, que también corresponde a las coladas de lavas máficas A, cuyas relaciones isotópicas coinciden con el arreglo del manto (Fig. 8.2b); y como asimilante se adoptó la muestra PAI-02 (Pankhurst y Rapela 1995) (Cuadro 8.3), que es una riolita con alto contenido de sílice de la Sierra de Paileman, perteneciente al Complejo Marifil (188 Ma).

En la Figura 8.19a se muestra el resultado isotópico del proceso de ACF entre la fuente de origen (muestra SOM22) y el asimilante PAI-02, observándose que la muestra MSL9 coincide con la curva modelada para valores  $R=M_a/M_c$  (relación de la tasa de asimilación respecto a la tasa de cristalización): 0,2 y F (fundido residual): 0,75. Esto indica que la andesita basáltica presenta un 20 % de asimilación y un 25 % de cristalización fraccionada.

Con el objetivo de comprobar si el modelado ACF isotópico obtenido es consistente con los valores geoquímicos de roca total, y utilizando la ecuación de DePaolo (1981) (Ecuación. 8.7), se realizó la ACF con elementos traza y REE, entre las mismas muestras de origen y asimilante, considerando una asimilación del 20 % ( $R = 0,2$ ). En la Figura 8.19b se observa que los contenidos de elementos traza de la muestra MSL9 normalizados a condrito (Sun y McDonough 1989), son consistentes con una cristalización fraccionada comprendida entre un 10 % y un 30 % ( $F = 0,90$  y  $F = 0,70$ ). Cabe mencionar que entre los modelados ACF isotópicos y de elementos traza, la F calculada suele presentar pequeñas diferencias y por lo tanto el valor de cristalización fraccionada obtenido puede variar levemente.

**Ecuaciones para el modelado de ACF (DePaolo 1981)**

$$\epsilon_m = [r/(r-1) C_a/z(1-F^z)\epsilon_a + C_m^0 F^{-z} \epsilon_m^0] / [r/(r-1) C_a/z(1-F^z) + C_m^0 F^{-z}] \quad (8.6)$$

$$C_m/C_m^0 = F^{-z} + (r/(r-1+D)) * C_a/C_m^0 (1-F^z) \quad (8.7)$$

$\epsilon_m$ : relación isotópica del magma.

$\epsilon_a$ : relación isotópica de la roca de caja.

$C_a$ : Concentración del elemento en la roca asimilante.

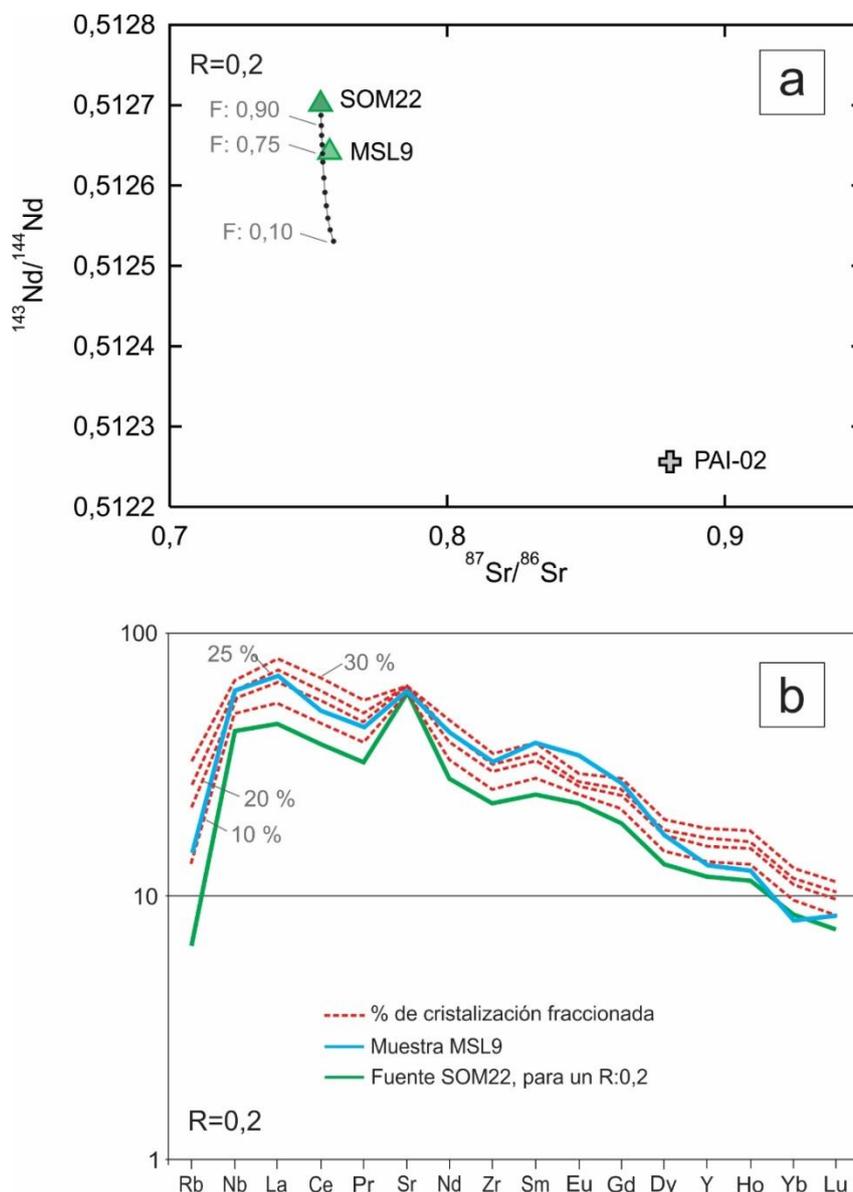
$z$ :  $(r + D - 1)/(r - 1)$

$F$ :  $M_m/M_m^0$  donde  $M_m^0$ : masa inicial de magma.  $M_m$ : masa que se está asimilando.

$C_m$ : Concentración del elemento en el magma.

$C_m^0$ : Concentración original del elemento en el magma.

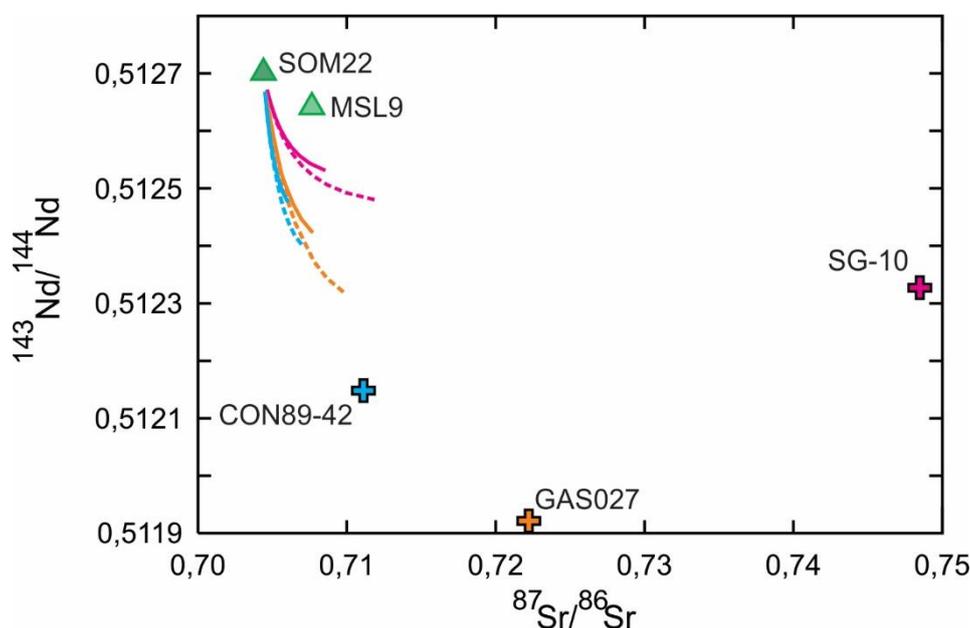
$D$ : coeficiente de partición.



**Figura 8.19:** Modelo de ACF para la muestra MSL9 de las coladas de lavas máficas A, con un R: 0,2. **a)** Diagrama  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  versus  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  donde la curva modelada indica un proceso ACF entre la andesita basáltica SOM22 y la riolita PAI-02. Los puntos negros sobre la curva indican distintos valores de F (fundido residual). **b)** Diagrama multielemental normalizado a condrito C1 de Sun y McDonough (1989) para el modelado ACF de los elementos traza de la muestra MSL9.

Para los modelados se consideraron, además, otros posibles asimilantes (Cuadro XII.3 del Anexo XII) tales como: una riolita alta en sílice de la Formación Cerro del Ingeniero, del Complejo Marifil (muestra CON89-42, Pankhurst *et al.* 1993, Pankhurst y Rapela 1995); una riolita baja en sílice de Sierra Grande (muestra SG-10, Pankhurst y Rapela 1995), también correspondiente al Complejo Marifil (174 Ma.); y una muestra del Granito Cáceres (muestra GAS027, Pankhurst *et al.* 2006), del período Pérmico. Sin embargo, tal como se presenta en

la Figura 8.20 las curvas modeladas no coinciden con las relaciones isotópicas de la muestra MSL9.



**Figura 8.20:** Modelado de ACF para la muestra MSL9 con diferentes asimilantes. Las curvas de trazo continuo corresponden a un modelo con R: 0,2, mientras que las curvas punteadas corresponden a un modelo con R: 0,3. Las curvas celestes representan ACF entre la muestra SOM22 (origen) y el asimilante CON89-42, las curvas rosadas corresponden al asimilante SG-10, y las anaranjadas corresponden al asimilante GAS027.

## 2. Modelado petrogenético de cristalización fraccionada de traquiandesitas basálticas de los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín

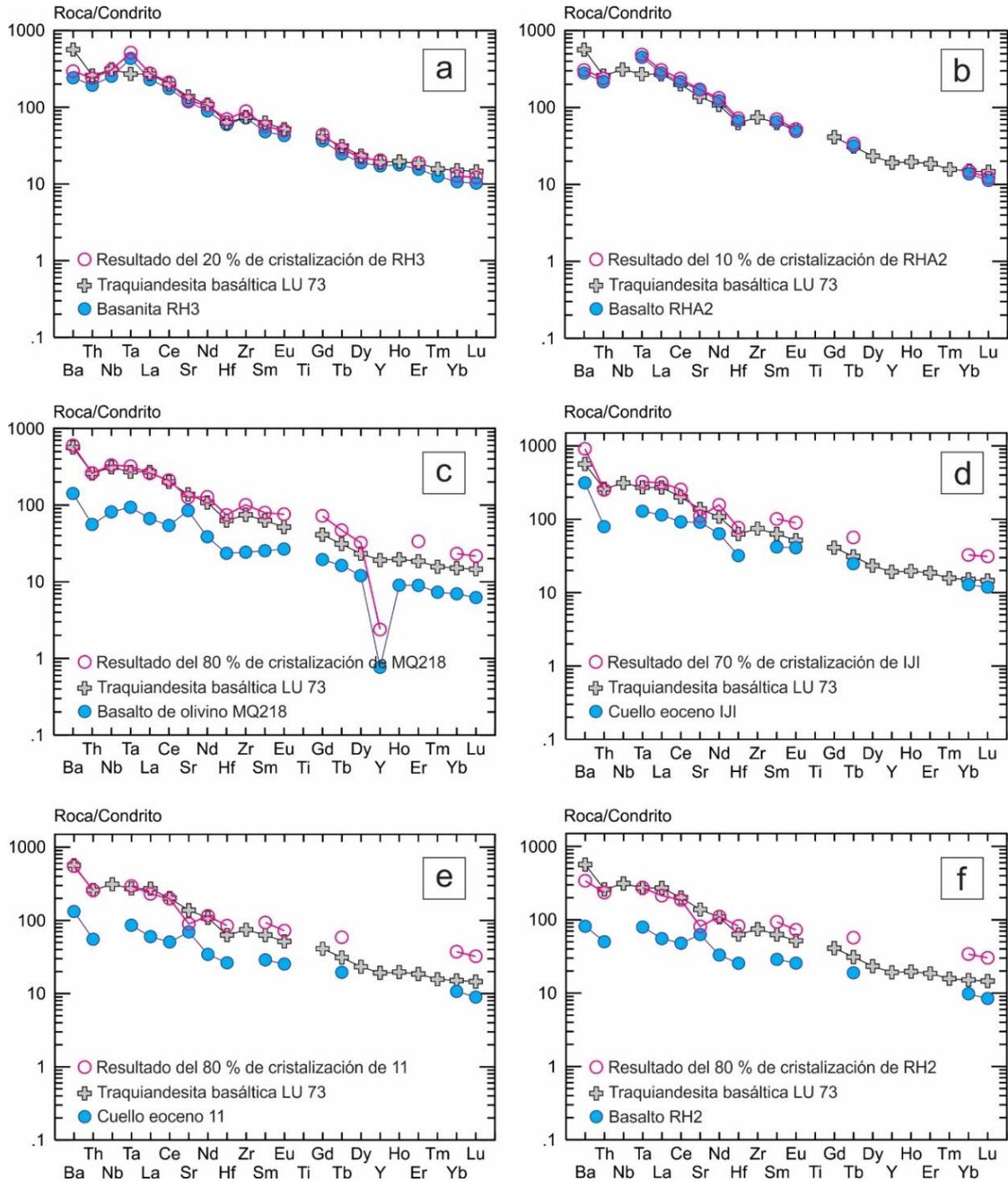
Para el modelado de la cristalización fraccionada de las traquiandesitas basálticas (Anexo XIII) se utilizaron las composiciones de los basaltos más primitivos cercanos al área de estudio y aquellos con una posible relación genética. Se seleccionaron las siguientes muestras: a) basanita de Ranquil Huao (RH3, Remesal *et al.* 2002); b) basalto *pre-plateau*, también de Ranquil Huao (RHA2, Kay *et al.* 2007); c) basalto de olivino más primitivo del Complejo Volcánico Barril Niyeu (Superunidad Quiñelaf) (MQ218, Remesal *et al.* 2012); d) cuello eoceno de la Formación Cerro Cortado (IJ1, Kay *et al.* 2004); e) basalto alcalino de cuello eoceno de la Formación El Buitre (11, Kay *et al.* 1993); y f) basalto de plateau (RH2, Kay *et al.* 2007).

Aplicando la ecuación de Rayleigh ( $C_L/C_0 = F^{(D-1)}$ , Neumann *et al.* 1954) se realizaron seis modelados de cristalización fraccionada con el propósito de obtener la composición

geoquímica de la traquiandesita basáltica del cerro El Morro (LU73). Se consideró una moda mineral compuesta por 45 % plagioclasa, 25 % de olivino, 20 % de clinopiroxeno, 5 % de ilmenita y 5 % de magnetita; y se utilizaron los coeficientes de partición de Rollinson (1993) y de la base de datos de GERM para rocas basálticas (Anexo VII) Los resultados obtenidos para los seis modelados se encuentran en los Cuadros XIII.1 a XIII.3 del Anexo XIII.

En los diagramas de elementos traza y REE normalizados a condrito (Sun y McDonough 1989) (Fig. 8.21a-b) se observa que a partir de las muestras de Ranquil Huao, RH3 y RHA2, se requiere un fraccionamiento de 20 % y 10 %, respectivamente, para obtener distribuciones de elementos traza similares a los de la traquiandesita basáltica del cerro El Morro. Por otra parte, en la Figura 8.21c-f se observa que las restantes muestras utilizadas como rocas de origen requieren porcentajes de fraccionamiento mucho mayores: MQ218 fraccionamiento del 80 %; cuellos eocenos IJ1 y 11 fraccionamientos de 70 % y 80 %, respectivamente; RH2 fraccionamiento del 80 %; y, aun así, ninguna de ellas logra una coincidencia en la distribución de todos los elementos.

Por lo tanto, la traquiandesita basáltica del cerro El Morro del bajo de El Caín puede explicarse a partir de un 10-20 % de cristalización fraccionada, de lavas con composiciones similares a las basanitas y basaltos del área de Ranquil Huao.



**Figura 8.21:** Diagramas de distribución de REE y elementos traza normalizados al condrito C1 de Sun y McDonough (1989) donde se presentan los porcentajes de fraccionamiento necesarios para obtener patrones similares a la muestra del cerro El Morro (LU73). **a)** Fraccionamiento a partir de la muestra RH3. **b)** Fraccionamiento a partir de la muestra RHA2. **c)** Fraccionamiento a partir de la muestra MQ218. **d)** Fraccionamiento a partir de la muestra IJI. **e)** Fraccionamiento a partir de la muestra 11. **f)** Fraccionamiento a partir de la muestra RH2.

## CAPITULO 9

### DISCUSIONES

#### 1. Introducción

El área de trabajo se encuentra enmarcada en la Hoja Geológica Maquinchao 4169-IV (Remesal *et al.* 2001), en la cual las rocas volcánicas del sector noroccidental de la Meseta de Somuncurá fueron atribuidas a diversas formaciones o unidades estratigráficas informales. Sin embargo, es necesario mencionar que para el área de estudio propiamente dicha, no existen hasta el momento suficientes antecedentes de trabajos científicos que hayan realizado un muestreo exhaustivo y detallado de las unidades y su posterior análisis petrográfico, geoquímico e isotópico, que permitan definir la correspondencia de las rocas del área a una u otra formación o unidad. No obstante, para el sector sur del área se destacan los aportes de Kay *et al.* (2007) y Remesal *et al.* (2012) y para el área de Prahuaniyeu y del cerro Medina las contribuciones de Ntaflos *et al.* (2000) y Labudía *et al.* (2011), respectivamente. Es importante mencionar que Kay *et al.* (2007) agrupan las unidades volcánicas cenozoicas estudiadas por ellos en el ámbito de la Meseta de Somuncurá con la siguiente nomenclatura: lavas *pre-plateau* (equivalentes a las primeras efusiones de la Formación Somuncurá), lavas *plateau* (equivalentes a la Formación Somuncurá) y lavas *post-plateau* (equivalentes a la Formación Quiñelaf, la cual no existe como una unidad estratigráfica desde el 2001). Sin embargo, es necesario aclarar que esta nomenclatura no se corresponde con la de los eventos volcánicos *plateau* y *post-plateau*, los cuales serán abordados en el presente capítulo. Mayores detalles respecto a las nomenclaturas empleadas por Kay *et al.* (2007) se han incluido en el apartado 1.4 del Capítulo 2.

A partir de las observaciones de campo y de los resultados obtenidos del análisis petrográfico, geoquímico, mineralógico e isotópico de las muestras estudiadas (Capítulos 4, 5, 6, 7 y 8, respectivamente), se estableció un esquema estratigráfico que tiene como finalidad contribuir, al conocimiento geológico general de las distintas unidades volcanogénicas que integran el sector noroccidental de la Meseta de Somuncurá. En el Cuadro 9.1 se resumen los resultados obtenidos para los conjuntos de muestras estudiadas, los cuales permitieron asignar cada una de ellas a una unidad estratigráfica particular existente o propuesta en este trabajo. Asimismo, en base a los resultados antes mencionados, se confeccionó el mapa geológico del sector noroccidental de la Meseta de Somuncurá (Fig. 9.1 y Anexo I).

Este capítulo está organizado en base a los eventos que dieron lugar al vulcanismo de la meseta y a las unidades estratigráficas correspondientes a dichos eventos presentes en el área de estudio. Además, se analizan y discuten los modelados petrogenéticos realizados y se propone un modelo geotectónico en el cual se habría generado la Meseta de Somuncurá. Por último, en un apartado separado del vulcanismo máfico, se hace referencia a los depósitos volcanoclásticos reconocidos en el área de estudio.

Cabe mencionar que parte de los resultados documentados en los capítulos previos y las discusiones aquí presentadas, referentes a la petrografía, geoquímica y química mineral de la Formación Somuncurá (Asiain *et al.* 2017a-b, 2019a), a la petrografía y geoquímica de las lavas de la unidad Vulcanitas Corona Chico y del Complejo Volcánico Barril Niyeu (Asiain *et al.* 2017a, 2019b), y a la petrografía y geoquímica de las basanitas de la unidad Vulcanitas Medina (Asiain *et al.* 2016), fueron oportunamente publicados en revistas de impacto nacional y reuniones científicas. Sin embargo, en este trabajo de tesis se amplía considerablemente la información referente a cada unidad estratigráfica mencionada.

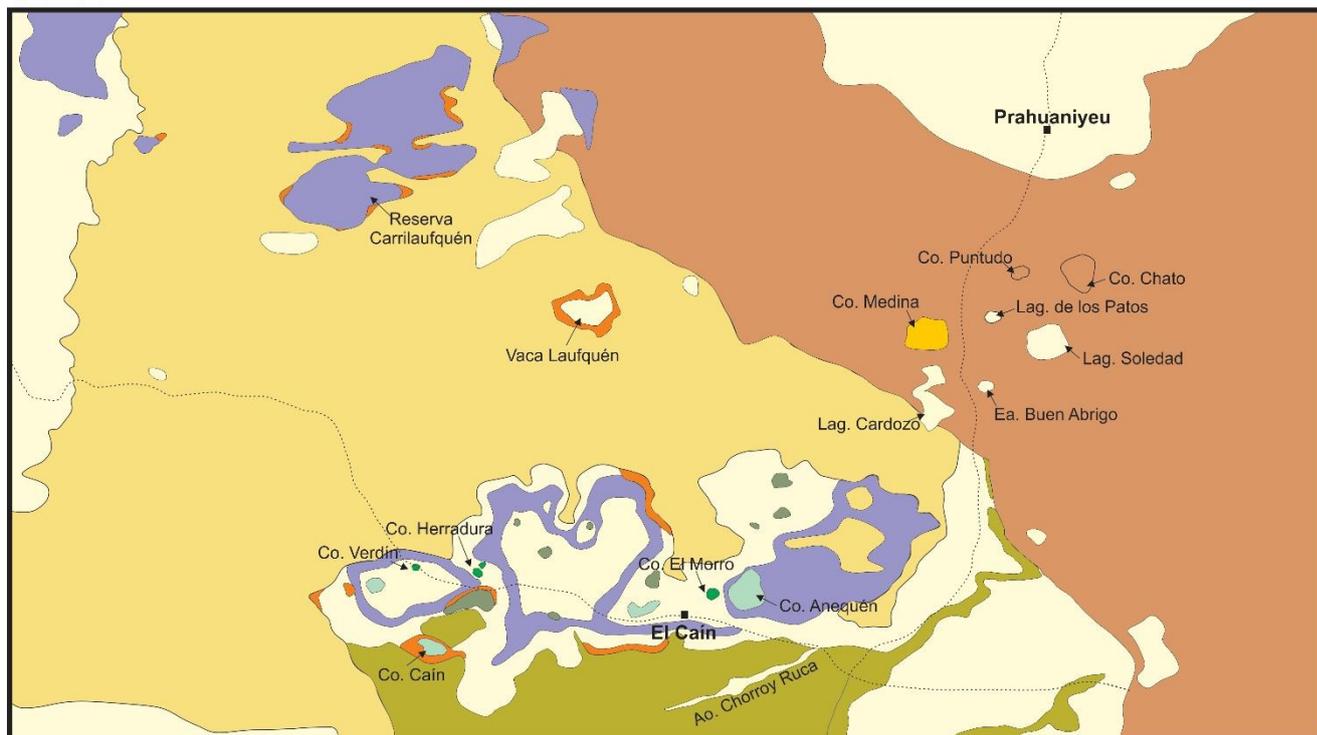
**Cuadro 9.1:** Resultados obtenidos de las muestras de lavas estudiadas y su correspondencia con una unidad estratigráfica ya definida o aquí propuesta.

YACENCIA	CLASIFICACIÓN PETROGRAFÍA	CLASIFICACIÓN GEOQUÍMICA	QUÍMICA MINERAL	MODELADO PETROGENÉTICO	UNIDAD ESTRATIGRÁFICA
Conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín	Basaltos	Traquibasaltos y traquiandesitas basálticas	Ol: forsterita (Fo <sub>62,90-54,91</sub> ) Cpx: diópsido-augita (En <sub>42,04-35,96</sub> Fs <sub>14,41-19,05</sub> Wo <sub>43,55-44,99</sub> ) Feld: anortoclasa-sanidina (An <sub>18,94-3,71</sub> Ab <sub>70,65-49,63</sub> Or <sub>10,41-46,67</sub> ) Pl: labradorita-andesina (An <sub>61,95-42,36</sub> Ab <sub>36,19-54,33</sub> Or <sub>1,86-3,31</sub> )		<b>Unidad El Bajo</b> (definida en el presente trabajo de investigación)
Coladas de lavas máficas	Basaltos A	Andesitas basálticas	Ol: forsterita (Fo <sub>75,05-50,38</sub> ) Cpx: augita (En <sub>48,65-41,62</sub> Fs <sub>22,07-24,05</sub> Wo <sub>29,28-34,33</sub> ) Opx: enstatita (En <sub>79,77-61,09</sub> Fs <sub>17,64-36,32</sub> Wo <sub>2,59-2,60</sub> ) Pl: labradorita-andesina (An <sub>59,58-31,17</sub> Ab <sub>39,65-62,93</sub> Or <sub>0,77-5,90</sub> )	Andesitas basálticas DM-EM1: 96-4 % Fusión parcial: 10-20 %	<b>Formación Somuncurá</b>
	Basaltos B	Traquibasaltos y traquiandesitas basálticas	Ol: forsterita (Fo <sub>85,93-57,92</sub> ) Cpx: diópsido-augita (En <sub>43,12-34,83</sub> Fs <sub>13-18,52</sub> Wo <sub>43,89-46,66</sub> ) Pl: labradorita-andesina (An <sub>63,24-43,46</sub> Ab <sub>34,96-53,71</sub> Or <sub>1,80-2,83</sub> )	Traquibasaltos DM-EM1: 97-3 % Fusión parcial: 1-5 %	<b>Unidad Vulcanitas Corona Chico</b> (ampliada en el presente trabajo de investigación)
				Traquibasaltos DM-EM1: 95-5 % Fusión parcial: 5-15 %	<b>Complejo Volcánico Barril Niyeu (Superunidad Quiñelaf)</b>
		Traquibasaltos DM-EM1: 91-9 % Fusión parcial: 8-15 %			
Conos volcánicos y coladas de reducida extensión que sobreyacen la meseta	Foiditas	Basanitas	Ol: forsterita (Fo <sub>84,66-82,75</sub> ) Cpx: diópsido (En <sub>39,89-36,60</sub> Fs <sub>11,27-12,77</sub> Wo <sub>48,84-50,63</sub> ) Nefelina	Basanitas DM-EM1: 97-3 %	<b>Unidad Vulcanitas Medina</b> (definida en el presente trabajo de investigación)
Niveles volcanoclásticos	Tobas vítreas				<b>Grupo. Sarmiento - Complejo Volcánico Barril Niyeu</b>

## MAPA GEOLÓGICO SECTOR NOROCCIDENTAL DE LA MESETA DE SOMUNCURÁ

41°14'28"S  
68°37'40"O

41°14'28"S  
67°43'00"O



41°44'35"S  
68°37'40"O

41°44'35"S  
67°43'00"O

ESCALA 1:200.000

5000 m    0    5    10    15 km

EQUIDISTANCIA 50 METROS

### CUADRO ESTRATIGRÁFICO

CENOZOICO	Holoceno	10	10 Depósitos cuaternarios		
	Plioceno	9	9 Unidad Vulcanitas Medina		
	Mioceno	7	8	8 Complejo Volcánico Barril Niyeu } Superunidad Quiñelaf	
		6		6 Formación Somuncurá	
	Oligoceno	5	5 Grupo Sarmiento		
		4	4 Unidad El Bajo		
	Eoceno	2	3	4	3 Domos de composición traquítica
		2 Conos volcánicos y domos indiferenciados			
	PRE-CENOZOICO	1	1 Unidades pre-cenozoicas		

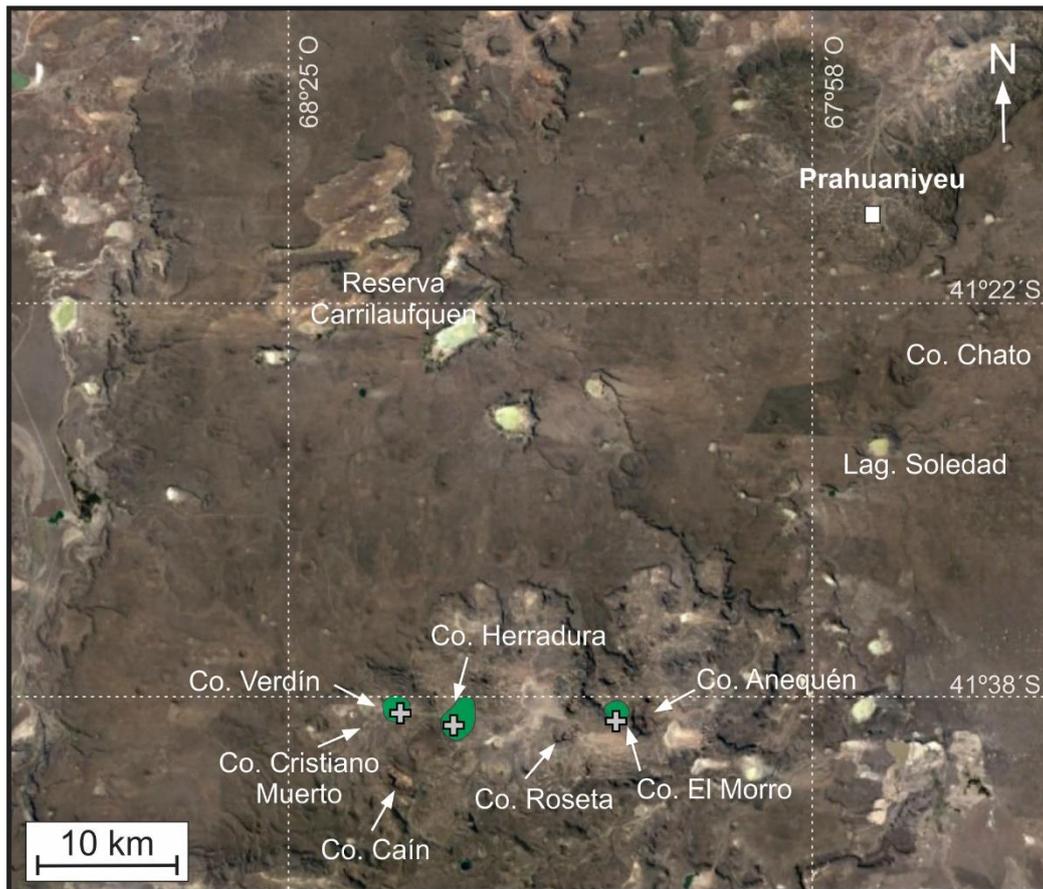
**Figura 9.1:** Versión simplificada del mapa geológico del área de estudio, el cual se presenta en el Anexo I.

## 2. Evento volcánico previo al evento *plateau*

### 2.1 Unidad El Bajo

Los cerros El Morro, Verdín y Herradura localizados en el bajo de El Caín (Fig. 9.2), constituyen elevaciones aisladas, con morfologías de conos y cuellos volcánicos que no tienen una clara relación de campo con las coladas que integran la Meseta de Somuncurá. Las rocas que los conforman son de color oscuro, con textura afanítica a fanerítica porfírica, las cuales

petrográficamente corresponden a basaltos, de textura subofítica e intergranular, compuestos por plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, minerales opacos y apatito. Los mencionados cerros fueron originalmente incorporados a la Formación El Buitre (Ardolino y Franchi 1993, Kay *et al.* 2007) y posteriormente a la Formación Cerro Cortado (Remesal *et al.* 2001). Sin embargo, hasta el momento los mismos carecían de estudios petrográficos de detalle, mineralógicos y geoquímicos.



**Figura 9.2:** Imagen satelital de *Google Earth* del área de estudio, con la ubicación de los sitios de muestreo de los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín, indicados con cruces grises. Las áreas de color verde corresponden a la unidad El Bajo, en el sector noroccidental de la Meseta de Somuncurá.

La Formación El Buitre, asignada al Eoceno, se compone de cuerpos subvolcánicos con morfologías de domos y lacolitos aislados, equidimensionales, compuestos por rocas de la serie gabro - gabro foidífero - monzogabro foidífero, tales como los cerros El Buitre, Buitre Chico, El Barco, entre otros situados al sur de la sierra de los Chacays (Ardolino y Franchi 1993, Ardolino *et al.* 1995). Por otra parte, la Formación Cerro Cortado (Coira 1977-1979) está

compuesta por rocas subvolcánicas alcalinas correspondientes a teschenitas y crinanitas (Nullo 1978) con morfología de diques y pequeños cuerpos ovales a irregulares. En la Hoja Geológica Maquinchao (Remesal *et al.* 2001) los cerros estudiados fueron incorporados a la Formación Cerro Cortado (Paleoceno superior - Eoceno), la cual allí es definida como un magmatismo de composición gábrica sienítica con afinidades alcalinas, y está representada por dos grupos: a) cerros de composición básica: Ñe Luan y Pilquiniyeu; y b) cerros de composición sienítica: Anequén y El Caín, además de otro cercano al camino que une el poblado de El Caín con Maquinchao, denominado en el presente trabajo de investigación como cerro Roseta.

A partir de los análisis geoquímicos realizados se determinó que las rocas estudiadas corresponden a traquibasaltos y traquiandesitas basálticas de la serie sódica. Sus concentraciones de SiO<sub>2</sub> (47,30 y 53,18 %), sumadas a los bajos contenidos de MgO (4,11 y 5,71 %), Ni (<50 ppm) y Cr (<7,30 ppm), sugieren que sufrieron fraccionamiento de olivino y clinopiroxeno. Por otra parte los contenidos relativamente altos de Na<sub>2</sub>O (3,59 a 4,65 %) y Sr (849 a 1234 ppm), sumados a la ausencia de anomalías negativas en Eu, indican escaso fraccionamiento de plagioclasa. Además, presentan altos contenidos de elementos incompatibles, con relaciones La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> variables entre 13,30 y 17,99, tendencia geoquímica general similar al patrón OIB de Sun y McDonough (1989) y una marcada anomalía positiva en Ba y una leve anomalía negativa en Zr. Si bien las características geoquímicas de los traquibasaltos y traquiandesitas basálticas estudiados son similares a las de las lavas *pre-plateau* (Kay *et al.* 2007) y a las asignadas al evento volcánico *post-plateau* (lavas *post-plateau* de Kay *et al.* 2007, Vulcanitas Corona Chico y Complejo Volcánico Barril Niyeu de la Superunidad Quiñelaf), el tipo de yacencia que todas estas rocas presentan no es comparable. En este sentido, las rocas estudiadas corresponden a conos y cuellos volcánicos aislados, ubicados topográficamente por debajo del ambiente de meseta, no pudiéndose establecer su relación de campo con otras unidades. Por otro lado, las lavas *pre-plateau* (Kay *et al.* 2007) no presentan hasta el momento estudios de detalle referidos a su tipo de yacencia, aunque según los mencionados autores constituyen coladas de lava, mientras que las unidades del evento *post-plateau* comprenden coladas de lava ampliamente distribuidas que forman parte de la Meseta de Somuncurá.

El estudio de la química mineral permitió caracterizar las fases cristalinas que componen a las rocas estudiadas (muestras LU32, LU73, SOMW38). Los cristales de olivino corresponden a forsterita, con variaciones composicionales restringidas dentro del campo de hialosiderita, debiendo destacarse que aquellos de los cerros El Morro y Herradura están enriquecidos en

FeO<sub>TOTAL</sub> respecto a los del cerro Verdín. Los cristales de clinopiroxeno clasifican como diópsido y augita, siendo los del cerro El Morro los que muestran las mayores concentraciones de FeO<sub>TOTAL</sub>, mientras que los de los cerros Herradura y Verdín presentan las mayores de CaO y Na<sub>2</sub>O, respectivamente. Los feldespatos alcalinos corresponden a anortoclasa y sanidina subordinada, mostrando todos contenidos similares de K<sub>2</sub>O, aunque los del cerro Verdín poseen los valores más altos de Na<sub>2</sub>O. Por último, la composición de las plagioclasas varía entre labradorita y andesina, observándose un mayor componente anortítico en las del cerro Herradura, y menor en las correspondientes al cerro El Morro.

Los conos y cuellos volcánicos de la unidad El Bajo presentan características geoquímicas similares a las de los traquibasaltos y traquiandesitas basálticas que integran las coladas de lavas máficas B (secciones 1.1 y 1.3 del Capítulo 6). Sin embargo, las vulcanitas de la unidad El Bajo se diferencian claramente de estas últimas por: a) su tipo de yacencia, b) por tener cristales de olivino con una composición general más fayalítica, y c) por presentar cristales de feldespato alcalino (anortoclasa y sanidina subordinada), no identificados en las coladas de lavas máficas de la meseta.

A partir del modelado de cristalización fraccionada de la traquiandesita basáltica del cerro El Morro (LU73) (Fig. 9.2), se estableció que las lavas estudiadas podrían derivar de un 10-20 % de cristalización fraccionada de un magma de composición similar a una basanita o a un basalto del área de Ranquil Huao (Remesal *et al.* 2002 y Kay *et al.* 2007, respectivamente) (Fig. 8.21a-b del Capítulo 8). La mencionada basanita fue asignada por Remesal *et al.* (2002) al Mioceno a partir de una edad K-Ar de  $22 \pm 1$  Ma (Méndez 1995), aunque según estos autores la misma se encuentra topográficamente por debajo de la Formación Somuncurá (Oligoceno), por lo cual correspondería a un evento volcánico previo al magmatismo principal de la meseta. Por su parte, los basaltos del área de Ranquil Huao fueron asignados a las lavas *pre-plateau* (Kay *et al.* 2007) las cuales, en base a una edad Ar-Ar de  $29,2 \pm 1,5$  Ma obtenida en el área de la Sierra de Chacays, corresponden al Oligoceno inferior.

A partir del modelado realizado se descartaron como posibles fuentes aquellas rocas provenientes de las Formaciones El Buitre y Cerro Cortado (Kay *et al.* 1993 y Kay *et al.* 2004, respectivamente), las lavas *plateau* (Kay *et al.* 2007) y el basalto más primitivo del Complejo Volcánico Barril Niyeu (Remesal *et al.* 2012) de la Superunidad Quiñelaf, dado que, como se demostró oportunamente, no se logró un buen ajuste de los elementos traza en los patrones geoquímicos, aun luego de una cristalización fraccionada de hasta el 80 % (Fig. 8.21c-f del Capítulo 8), que además es poco consistente.

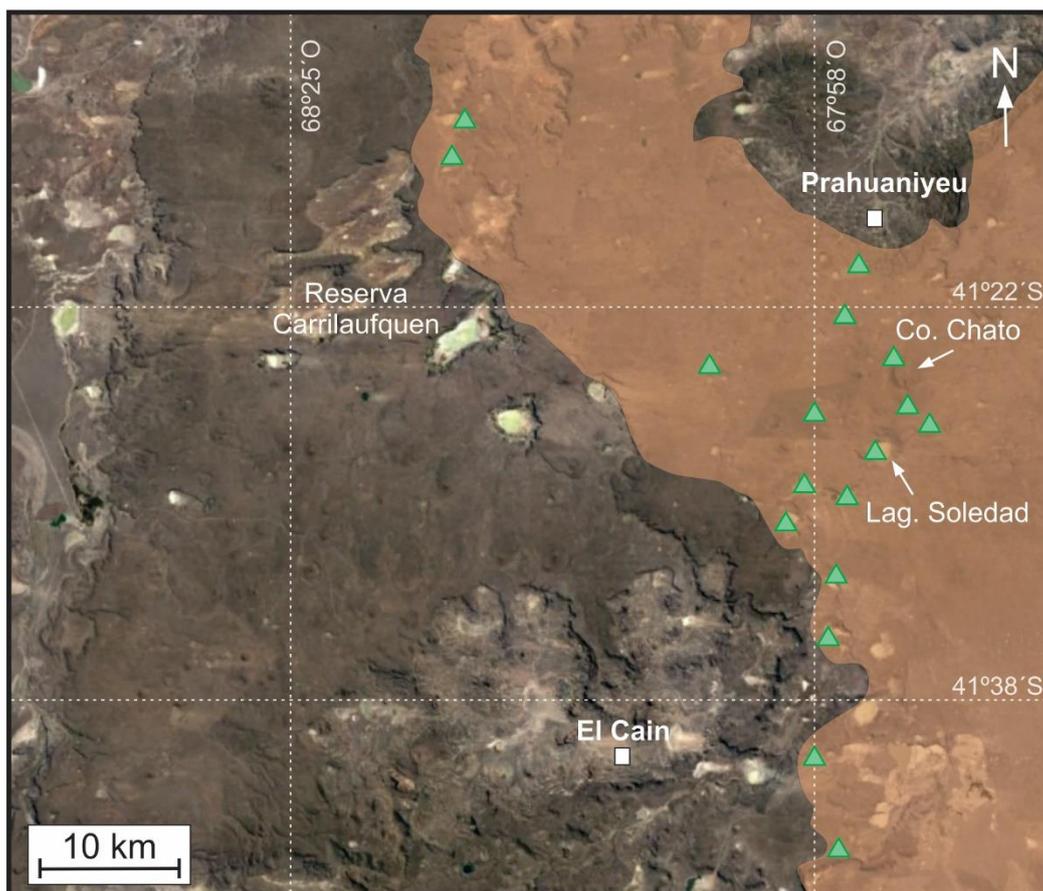
Los estudios petrográficos y geoquímicos realizados demuestran que las rocas que conforman los cerros El Morro, Verdín y Herradura no son gabros, y que por lo tanto no coinciden con las litologías descritas en la bibliografía precedente para las Formaciones El Buitre y Cerro Cortado. Por otra parte, el tipo de yacencia y el modelado de cristalización fraccionada propuesto, descartan una posible correlación con las lavas *plateau* de Kay *et al.* (2007) (equivalentes a la Formación Somuncurá) y con aquellas correspondientes al evento volcánico *post-plateau* (lavas *post-plateau* de Kay *et al.* 2007, Vulcanitas Corona Chico y Complejo Volcánico Barril Niyeu de la Superunidad Quiñelaf). Por lo tanto, considerando que aún se carece de estudios isotópicos y de edades radimétricas para los traquibasaltos y traquiandesitas basálticas del bajo de El Caín, se propone denominarlos informalmente como unidad El Bajo (Fig. 9.1; Cuadro 9.1; Anexo I). Por otra parte, teniendo en cuenta que los cerros muestreados se ubican topográficamente por debajo del ambiente de meseta, que fueron previamente asignadas al Eoceno, y que según el modelado propuesto podrían derivar de lavas del Oligoceno inferior, se propone que los mismos corresponden a un vulcanismo anterior al evento volcánico *plateau* (Oligoceno - Mioceno temprano).

Por último, es importante mencionar la existencia de cerros con morfologías de conos y cuellos volcánicos, domos y cuerpos subvolcánicos, aflorantes en el bajo de El Caín. Algunos de ellos, tales como Caín, Anequén, Roseta y Cristiano Muerto (Fig. 9.2), corresponden a domos y cuerpos subvolcánicos de composición traquítica, los cuales están siendo actualmente estudiados, mientras que los restantes cerros carecen de información geológica. Todos estos afloramientos han sido atribuidos previamente a las Formaciones El Buitre (Ardolino y Franchi 1993 y Kay *et al.* 2007) y Cerro Cortado (Remesal *et al.* 2001). Sin embargo, teniendo en cuenta las geoformas que presentan y el hecho de que están topográficamente por debajo del ambiente de la meseta, se considera que dichos cerros no deberían incluirse en las formaciones antes mencionadas, hasta tanto se tengan más estudios de detalle de los mismos, que brinden información sobre sus características petrológicas y geoquímicas.

### **3. Evento volcánico *plateau***

#### **3.1 Formación Somuncurá**

Las andesitas basálticas que conforman las coladas máficas del sector noreste y este del área de estudio, denominadas a lo largo de esta tesis como coladas de lavas máficas A, fueron atribuidas en el presente trabajo a la Formación Somuncurá, en base a la comparación de sus características estratigráficas, petrográficas, geoquímicas e isotópicas, con las lavas de dicha unidad ubicadas en otros sectores de la meseta (Figs. 9.1 y 9.3; Cuadro 9.1; Anexo I). Si bien en la Hoja Geológica Maquinchao (Remesal *et al.* 2001) estas lavas ya habían sido incorporadas a la Formación Somuncurá, no existían hasta el momento antecedentes que aportaran información de campo, petrográfica, geoquímica, mineralógica e isotópica, para las coladas localizadas en el área de trabajo. El único aporte previo corresponde a Labudía *et al.* (2011), quienes estudian una andesita basáltica del margen norte de la meseta.



**Figura 9.3:** Imagen satelital de *Google Earth* del área de estudio, con la ubicación de los sitios de muestreo de las coladas de lavas máficas A, indicados con triángulos verdes. El área sombreada con color castaño corresponde a los afloramientos de la Formación Somuncurá en el sector noroccidental de la Meseta de Somuncurá.

Las coladas de lavas máficas de la Formación Somuncurá cubren el sector noreste y este del área de estudio, ocupando una superficie de aproximadamente 1100 km<sup>2</sup>. Corresponden a coladas con disposición horizontal a subhorizontal, de 0,5-10 m de espesor, color gris oscuro, textura afanítica a fanerítica porfírica con vesicularidad variable. Las lavas del cerro Chato (Fig. 9.3) fueron originalmente incorporadas a la unidad Vulcanitas Corona Chico (Remesal *et al.* 2001). Sin embargo, en el presente trabajo de investigación se estudiaron muestras de dicho cerro (CCH11, CCH12, SNE2), las cuales poseen características petrográficas y geoquímicas que no coinciden con la unidad a la que fueron asignadas por dichos autores, sino que las mismas son equivalentes a las andesitas basálticas aquí estudiadas e incluidas en la Formación Somuncurá.

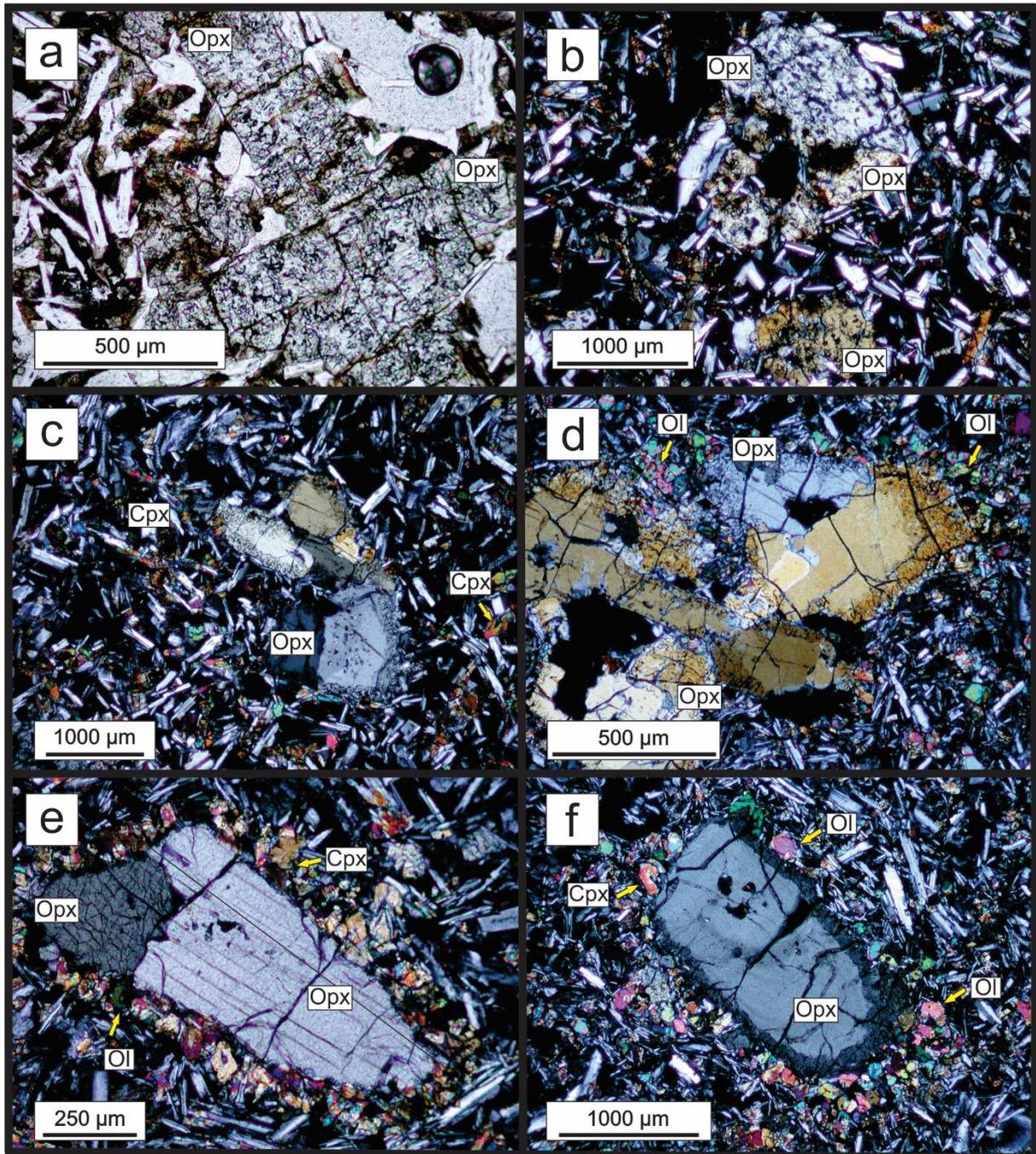
Las lavas estudiadas presentan textura hipocristalina a holocristalina, afírica a microporfírica con microfenocristales de ortopiroxeno y plagioclasa, inmersos en una pasta intersertal a

subofítica, compuesta por cristales de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino, minerales opacos, apatito y vidrio volcánico. Los rasgos texturales y mineralógicos mencionados coinciden con los de los basaltos del evento volcánico *plateau*, equivalentes a la Formación Somuncurá, estudiados por Corbella (1984), Remesal (1984) y Remesal y Parica (1989) en diferentes sectores de la Meseta de Somuncurá. Según estos autores, son rocas de color gris, textura afírica a levemente porfírica (la proporción de fenocristales y pasta no supera la relación 10/90), intersertal con parches de textura subofítica, compuestas por cristales de olivino, clinopiroxeno, plagioclasa y ortopiroxeno, minerales opacos y vidrio volcánico. Un rasgo particular identificado en las lavas del área de estudio lo constituyen las texturas que desarrollan los microfenocristales de ortopiroxeno, los cuales en un grupo de muestras se presentan parcialmente corroídos, con bordes que desarrollan un incipiente aspecto esponjoso y ocasionalmente un delgado reborde de clinopiroxeno (Fig. 9.4a, b); y en otro grupo presentan buen desarrollo de bordes esponjosos y coronas de reacción en el contacto con la pasta, formadas por agregados cristalinos de olivino y clinopiroxeno (Fig. 9.4c-f). El desarrollo de estas coronas de reacción representa una característica textural que, hasta el momento, solo había sido descrita para rocas correspondientes a efusiones lávicas más jóvenes, atribuidas al evento volcánico *post-plateau*, tales como: a) los basaltos y hawaíitas de la unidad Vulcanitas Corona Chico (Remesal *et al.* 2001, 2019) y b) los traquibasaltos, traquiandesitas basálticas y traquiandesitas de la Superunidad Quiñelaf, presentes en el área del arroyo Ranquil Huao (Remesal *et al.* 2002) y en la Alta Sierra de Somún Curá (Remesal *et al.* 2016). En el área del arroyo Ranquil Huao, estos autores reconocieron xenocristales de ortopiroxeno ribeteados por olivino iddingsitizado, clinopiroxeno y feldespato, lo cual fue atribuido a la reacción entre el borde del cristal y el líquido portador, produciéndose la fusión de la superficie del cristal y precipitación de fases en equilibrio (Remesal *et al.* 2002).

Por otra parte, en las muestras estudiadas las texturas identificadas en los cristales de ortopiroxeno se correlacionan con la tendencia geoquímica transicional, entre alcalina y subalcalina, que poseen las andesitas basálticas de la Formación Somuncurá. Los microfenocristales de ortopiroxeno parcialmente corroídos, con bordes esponjosos poco desarrollados (Fig. 9.4a, b), se presentan principalmente en las coladas de lavas subalcalinas, mientras que los microfenocristales de ortopiroxeno con buen desarrollo de bordes esponjosos y corona de reacción (Fig. 9.4c-f) se reconocen en las coladas alcalinas. Esto coincide con lo expuesto por Remesal *et al.* (2016), quienes postulan que las coronas de reacción en

ortopiroxeno, y las evidencias de desequilibrio, alcanzan el mayor desarrollo en las lavas de tendencia alcalina de la Superunidad Quiñelaf, en el área de la Alta Sierra de Somuncurá.

Las unidades antes mencionadas (Vulcanitas Corona Chico y Superunidad Quiñelaf), correspondientes al evento volcánico *post-plateau*, presentan características similares a las lavas estudiadas de la Formación Somuncurá en lo que respecta a la textura de los ortopiroxenos. Sin embargo, sus características geoquímicas e isotópicas no son coincidentes, tal como se verá a continuación.



**Figura 9.4:** Fotomicrografías de muestras representativas de la Formación Somuncurá con desarrollo de microfenocristales de ortopiroxeno con texturas de disequilibrio. **a, b)** Microfenocristales de ortopiroxeno corroídos en coladas subalcalinas. Imagen “a” sin analizador intercalado. Imagen “b” con analizador intercalado. **c)** Microfenocristales de ortopiroxeno con bordes esponjosos, en coladas alcalinas. Con analizador intercalado. **d)** Microfenocristales de ortopiroxeno con bordes esponjosos y coronas de reacción conformadas por cristales de olivino y clinopiroxeno, en coladas alcalinas. Con analizador intercalado. **e)** Microfenocristales de ortopiroxeno con coronas de reacción constituidas por cristales de olivino y clinopiroxeno, en coladas alcalinas. Con analizador intercalado. **f)** Microfenocristales de ortopiroxeno con bordes esponjosos y coronas de reacción conformadas por cristales de olivino y clinopiroxeno, en coladas alcalinas. Con analizador intercalado.

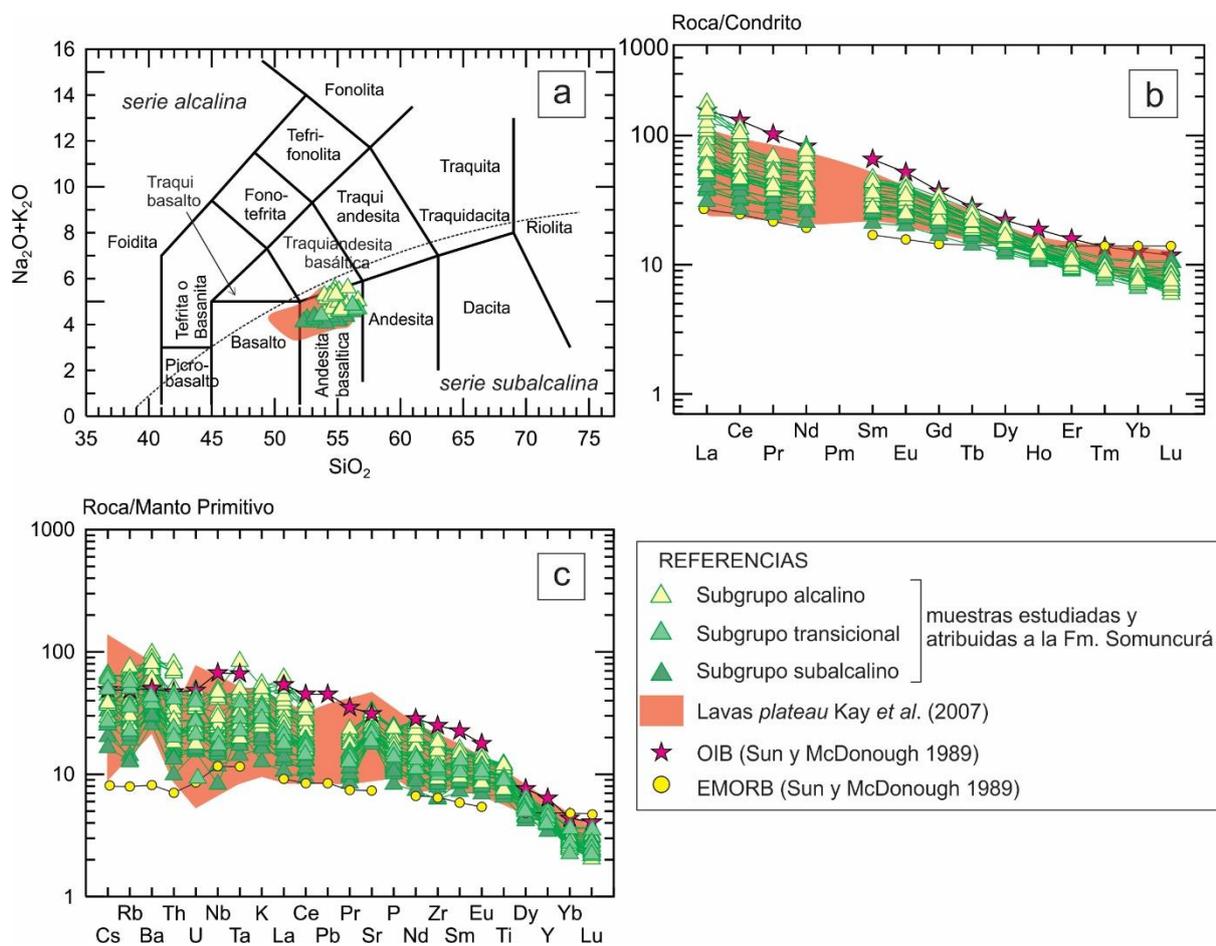
Las lavas estudiadas clasifican geoquímicamente como andesitas basálticas, las cuales se diferencian en tres subgrupos: alcalino, transicional y subalcalino. Las muestras de los subgrupo alcalino presentan las menores concentraciones de MgO (5,61-6,57 %), FeO<sub>TOTAL</sub> (8,22-9,98 %) y Ni (103,8-174,10 ppm), mientras que el subgrupo subalcalino posee las mayores concentraciones de MgO (6,03-8,19 %), FeO<sub>TOTAL</sub> (8,64-10,85 %) y Ni (136-220 ppm), y el subgrupo transicional tiene contenidos de MgO, FeO<sub>TOTAL</sub> y Ni intermedios entre los antes mencionados. Los tres subgrupos mencionados presentan contenidos de SiO<sub>2</sub> (52,59 y 56,66 %) y MgO (5,07 y 8,19 %) que indican fraccionamiento a partir del magma que les dio origen. El #Mg (46,10-58,98) y los contenidos de Ni (100 a 220 ppm) y Cr (145 a 290 ppm), son menores a los esperados para magmas primitivos (Wilson 1989), lo cual sugiere un limitado fraccionamiento de olivino y clinopiroxeno. Por su parte, los valores de Na<sub>2</sub>O (3,16 y 3,98 %) y Sr (370 a 696 ppm), sumado a la ausencia de anomalías negativas en Eu, indican escaso fraccionamiento de plagioclasa. Estas andesitas basálticas muestran diseños de REE con pendiente negativa debido a un enriquecimiento en elementos de las LREE que varía desde 100-50 veces el valor del condrito en el subgrupo alcalino, 80-50 en el subgrupo transicional, hasta 70-30 en el subgrupo subalcalino, en relación a los valores de las HREE. Asimismo, las distribuciones de abundancia de elementos traza varían desde cercanas al patrón OIB (subgrupo alcalino), intermedias entre el patrón OIB y EMORB (subgrupo transicional), hasta próximas al patrón EMORB (subgrupo subalcalino), considerándose los patrones OIB y EMORB de Sun y McDonough (1989). Por otra parte, la mayoría de las andesitas basálticas analizadas presentan anomalías positivas en Ba y Sr.

Las diferencias geoquímicas identificadas entre los tres subgrupos de andesitas basálticas de la Formación Somuncurá guardan estrecha relación con la ubicación estratigráfica de dichas lavas en perfiles verticales de coladas, expuestos en los afloramientos de los bajos topográficos del área. En dichos perfiles se observó que, en general, la alcalinidad de las coladas, así como las abundancias relativas de LREE, aumenta desde los niveles inferiores hacia el tope de la sucesión lávica. Es decir, las rocas de los subgrupos subalcalino y transicional se encuentran principalmente por debajo de las coladas del subgrupo alcalino.

Las características geoquímicas de las andesitas basálticas fueron comparadas con las correspondientes a las lavas *plateau* estudiadas por Kay *et al.* (2007) en otros sectores de la meseta, las cuales también son equivalentes a la Formación Somuncurá. En la Figura 9.5a se observa que todas las muestras coinciden con el campo de las andesitas basálticas del diagrama TAS de Le Bas *et al.* (1986). Además exhiben distribuciones de abundancias de REE con

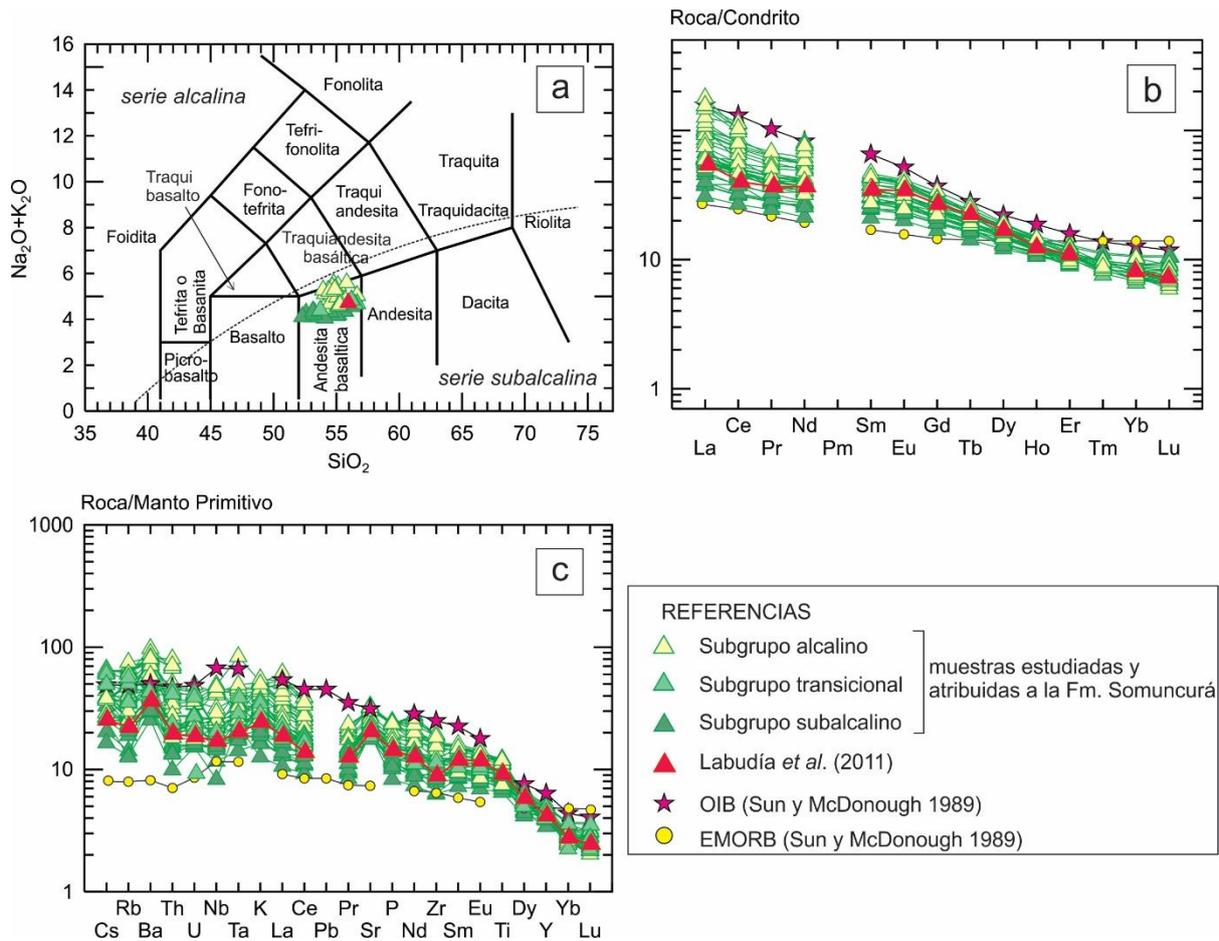
valores de LREE enriquecidos entre 20 y 100 veces el valor del condrito (Sun y McDonough 1989), y se encuentran entre los patrones de OIB y EMORB de Sun y McDonough (1989) (Fig. 9.5b). Kay *et al.* (1993, 2007) destacan los diseños planos de las LREE ( $La_N/Sm_N$ ) y empinados de las HREE ( $Sm_N/Yb_N$ ) que presentan las lavas de *plateau*, características también observadas en las andesitas basálticas estudiadas. Estos autores indican que los mencionados diseños no son típicos de basaltos continentales y que los mismos caracterizan a las coladas toleíticas formadoras de los volcanes de Hawaii (Chen y Frey 1985). Por otra parte, en el diagrama multielemental normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough 1989) (Fig. 9.5c), tanto las muestras estudiadas como las lavas *plateau* exhiben anomalías positivas en Ba y Sr.

Por otro lado, las lavas *plateau* de Kay *et al.* (2007) fueron divididas en *early*, *main* y *late plateau* en base a sus características geoquímicas. A pesar de que las mismas tienen una distribución más regional que las andesitas basálticas analizadas en el presente trabajo, y al hecho de que el muestreo realizado por Kay *et al.* (2007) no fue realizado en el sector noroccidental de la Meseta de Somuncurá, se observa que las lavas del subgrupo alcalino aquí estudiado poseen diseños de REE comparables con el grupo *late plateau*, mientras que las muestras de los subgrupos transicional y subalcalino presentan, en general, mayor afinidad con el grupo *main plateau*.



**Figura 9.5:** Diagramas geoquímicos de las andesitas basálticas estudiadas de la Formación Somuncurá y su comparación con las lavas *plateau* de Kay *et al.* (2007). **a)** Diagrama TAS (Le Bas *et al.* 1986). La línea punteada limita los campos de las series alcalina y subalcalina de Irvine y Baragar (1971). **b)** Diagrama de distribución de abundancias relativas de tierras raras normalizadas al condrito C1 de Sun y McDonough (1989). **c)** Diagrama de distribución de abundancias relativas de elementos traza normalizados a manto primitivo de Sun y McDonough (1989).

Por su parte, Labudía *et al.* (2011) estudiaron una andesita basáltica en el margen norte de la meseta, ubicada dentro del área del presente estudio, equivalente a las lavas *plateau* (Kay *et al.* 2007) y por lo tanto, a la Formación Somuncurá. Dicha lava contiene fenocristales de olivino en una pasta formada por plagioclasa, augita y olivino. En los diagramas de la Figura 9.6a-c se observa que la misma presenta características geoquímicas equivalentes a las lavas de la Formación Somuncurá estudiadas en el presente trabajo. En este sentido, todas las muestras coinciden con el campo de las andesitas basálticas (Fig. 9.6a), poseen distribuciones de abundancias de REE con pendiente negativa, transicionales entre los patrones OIB y EMORB (Fig. 9.6b), y anomalías positivas en Ba y en Sr (Fig. 9.6c).



**Figura 9.6:** Diagramas geoquímicos de las andesitas basálticas estudiadas asignadas a la Formación Somuncurá y su comparación con las mencionadas por Labudía *et al.* (2011). **a)** Diagrama TAS (Le Bas *et al.* 1986). La línea punteada limita los campos de las series alcalina y subalcalina de Irvine y Baragar (1971). **b)** Diagrama de distribución de abundancias relativas de tierras raras normalizadas al condrito C1 de Sun y McDonough (1989). **c)** Diagrama de distribución de abundancias relativas de elementos traza normalizados a manto primitivo de Sun y McDonough (1989).

A partir del análisis de la química mineral de las lavas de la Formación Somuncurá presentes en el área de estudio (muestras SOM22, MSL9, MSL7, MSL18), se pudieron caracterizar las fases minerales que las constituyen. Los cristales de olivino corresponden a forsterita con composiciones variables dentro de los campos de crisolita y hialosiderita. En general se observa que los microfenocristales de las lavas transicionales presentan mayor contenido de MgO respecto a los de las lavas alcalinas. Por otra parte, en las lavas alcalinas se observa una disminución del contenido de MgO desde los microfenocristales, a los cristales que conforman coronas de reacción, hasta los microlitos de la pasta. Los cristales de clinopiroxeno clasifican como augita, observándose los mayores contenidos de  $\text{Na}_2\text{O}$  en los correspondientes a las coladas alcalinas. Los ortopiroxenos corresponden a enstatita, mineral que en las coladas

transicionales muestra una disminución del valor de MgO desde los microfenocristales hasta los microlitos de la pasta. Para el caso de las coladas alcalinas, el contenido de MgO en ortopiroxeno es variable, identificándose cristales con par núcleo-borde con evolución normal (menos MgO hacia el borde), y con evolución inversa (mayor MgO hacia el borde del cristal). Por último, los cristales de plagioclasa presentan composiciones variables entre labradorita y andesina, destacándose un mayor componente anortítico en las coladas subalcalinas y transicionales, respecto a las alcalinas.

Las inconsistencias estratigráficas y geoquímicas mencionadas anteriormente se reflejan también en los resultados obtenidos del análisis químico de las fases minerales, principalmente en las coladas de tendencia alcalina. Sin embargo, no pudieron efectuarse comparaciones en este sentido con lavas de la Formación Somuncurá de otros sectores de la meseta, ya que no existen estudios previos de química mineral para dichas lavas.

Remesal *et al.* (2016), basándose en los trabajos de Shaw *et al.* (1998) y Shaw (1999), postulan que el desarrollo de coronas de olivino y clinopiroxeno en cristales de ortopiroxeno del Complejo Volcánico Alta Sierra de Somun Curá responde a reacciones a baja presión entre el ortopiroxeno y un fundido alcalino subsaturado en sílice. Las variaciones en la química mineral observadas en las lavas alcalinas estudiadas de la Formación Somuncurá, no se corresponden estrictamente con el desarrollo de las texturas de desequilibrio entre los microfenocristales de ortopiroxeno y la pasta. En este sentido, por ejemplo, las diferencias identificadas en el contenido de MgO entre los núcleos y bordes de los microfenocristales de ortopiroxeno, se generan tanto en aquellos individuos con desarrollo de coronas de reacción, como en los que no las presentan. La presencia de microfenocristales en desequilibrio y desarrollo de coronas de reacción, así como la zonación normal e inversa en cristales de una misma roca, han sido interpretadas como evidencias de mezcla de magmas (Gautam Sen 2014). Sin embargo, se requiere un estudio más detallado de las texturas y la química que presentan los ortopiroxenos de las lavas de la Formación Somuncurá, para corroborar dicho proceso.

En lo que respecta al ordenamiento estratigráfico y a las características geoquímicas de la Formación Somuncurá, resulta evidente que el porcentaje de fusión parcial de las coladas de lavas estudiadas en el área de interés y en otros sectores de la meseta, disminuye gradualmente desde la base de la sucesión lávica (coladas subalcalinas y transicionales), hasta el tope de la misma (coladas alcalinas). Según Winter (2014) en un manto de características geoquímicas uniformes los magmas alcalinos se generan a mayores presiones y a menores porcentajes de fusión parcial respecto a los subalcalinos, los cuales se producen a menor profundidad y con

mayor grado de fusión. Esto se debe a que los álcalis son elementos altamente incompatibles y por lo tanto son incorporados al fundido en los primeros estadios de fusión parcial, mientras que a medida que el proceso de fusión avanza estos se diluyen dando lugar a magmas de carácter toleítico o subalcalino. Por lo tanto, partiendo de un manto homogéneo es esperable que las primeras efusiones de magma, generadas a bajos porcentajes de fusión parcial, presenten características alcalinas, y las sucesivas efusiones, producto de porcentajes de fusión progresivamente más altos, muestren tendencias geoquímicas cada vez más subalcalinas. Sin embargo, para el caso de la Formación Somuncurá esta secuencia evolutiva se observa invertida en la estratigrafía, ya que tal como se mencionó previamente las coladas del subgrupo alcalino son posteriores a las del subgrupo subalcalino.

Lustrino *et al.* (2002) estudian la transición entre las lavas alcalinas y toleíticas del distrito volcánico Orosei - Dorgali (Italia), del Plioceno. Estos autores no hacen referencia a la estratigrafía de las coladas, pero sí destacan la consistencia entre los promedios de las relaciones de elementos que presentan las rocas alcalinas y las toleíticas ( $Ba/Nb = 23,7-24,9$ ,  $Ba/La = 22,6-23,3$ ,  $Th/U = 4,55-4,53$ ,  $La/Nb = 1,09-1,08$ ,  $Ti/Zr = 92-93$ ,  $Rb/Nb = 1,0-0,9$ , respectivamente). En base a dichos resultados, sugieren una fuente mantélica homogénea para las lavas, destacando que las rocas alcalinas se originaron a partir de bajos porcentajes de fusión parcial (4-6 %) a altas presiones y las toleíticas a mayores porcentajes de fusión ( $\approx 10-15$  %) y menor profundidad. Por otra parte, Chen *et al.* (1991) estudian la secuencia volcánica Honomanu, representante del estadio de escudo del volcán Haleakala (Hawaii), la cual está conformada por una alternancia estratigráfica de niveles de lavas toleíticas y lavas alcalinas. Dichos autores no reconocen diferencias sustanciales entre los resultados isotópicos de las lavas alcalinas y las toleíticas. Asimismo, indican similitudes en las relaciones de elementos incompatibles ( $Nb/La$ ,  $La/Ce$ ,  $La$ ,  $Sr$ ,  $Nb/La$ ,  $Hf/Sm$ ,  $Zr/Hf$ ,  $Ti/Eu$ ) para ambos tipos de lava, los cuales al no verse afectados por los procesos de cristalización fraccionada reflejan la misma composición de la fuente mantélica. Por tales motivos, postulan que las lavas de la serie Honomanu derivan de diferentes grados de fusión parcial de una fuente mantélica homogénea, en la cual las lavas alcalinas representan menores porcentajes de fusión (6,5-8 %) que las toleíticas (10-15 %).

En los ejemplos de lavas de Italia y Hawaii antes mencionados, los autores utilizan la comparación de los diseños de patrones de elementos traza, las relaciones de elementos incompatibles y la composición isotópica de las lavas para justificar que las rocas alcalinas y las toleíticas derivan de la misma fuente. Para el caso de las andesitas basálticas estudiadas de

la Formación Somuncurá, los patrones de elementos también muestran diseños similares entre las lavas alcalinas y las subalcalinas, aunque las primeras siempre están más enriquecidas en todos los elementos que las muestras del subgrupo subalcalino (Fig. 6.9a-d del Capítulo 6). Además, las relaciones promedio de elementos incompatibles de las muestras alcalinas y de las subalcalinas no exhiben diferencias sustanciales (Cuadro 9.3). Sin embargo, la disposición estratigráfica de las lavas de la Formación Somuncurá, donde en general las coladas subalcalinas (con mayores porcentajes de fusión parcial) subyacen las coladas alcalinas (con menores porcentajes de fusión parcial), no podría ser explicada como resultado de procesos de fusión parcial de una misma fuente mantélica.

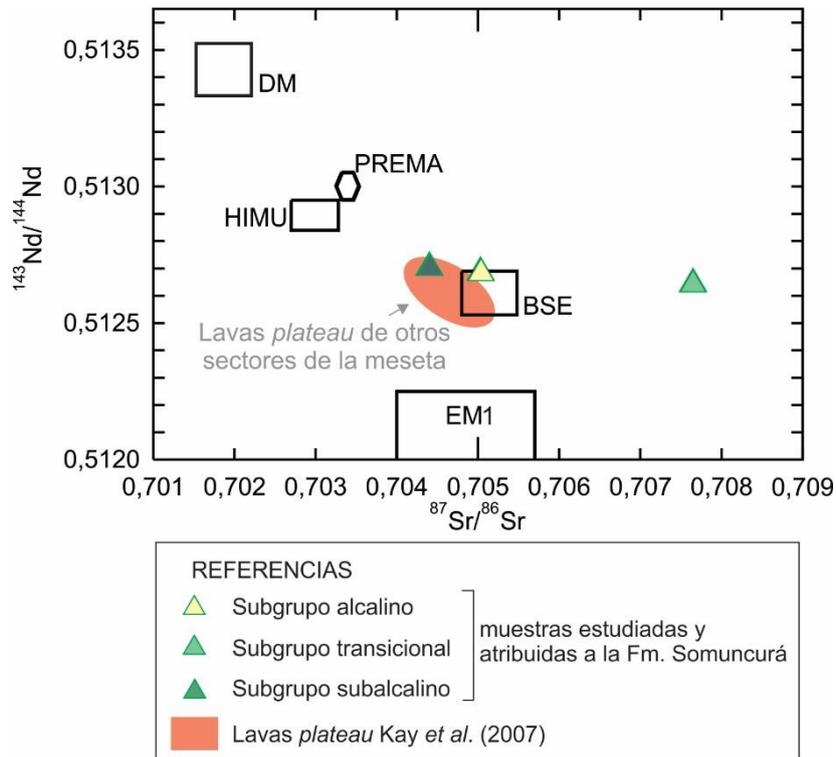
**Cuadro 9.3:** Relaciones promedio de elementos incompatibles para las andesitas basálticas estudiadas en el sector noroccidental de la meseta y atribuidas a la Formación Somuncurá.

FORMACIÓN SOMUNCURÁ		
Relaciones de elementos	Lavas alcalinas	Lavas subalcalinas
Ba/La	21,97	21,22
Nb/La	0,95	1,18
La/Ce	0,49	0,50
La/Sr	0,03	0,03
La/Eu	7,55	8,80
Hf/Sm	0,51	0,48
Zr/Hf	60,23	65,06
La/Nb	1,11	0,88
Ba/Nb	24,01	18,23
Rb/Nb	1,26	1,20

Considerando nuevamente una fuente mantélica homogénea, la única forma de generar magmas alcalinos a partir de magmas toleíticos es mediante el proceso de cristalización fraccionada a altas presiones ( $1,8 \text{ GPa} = 18 \text{ kbar} \approx 60 \text{ km}$ ) (Winter 2014). Las altas presiones producen la cristalización de augita, deprimiendo el magma residual en sílice y enriqueciéndolo en K y Na (Naumann y Geist 2014). En general, las rocas alcalinas generadas a partir de este proceso se desarrollan en volcanes con relativamente bajo aporte de magma, mientras que en aquellos donde el magmatismo es más significativo, los magmas toleíticos ascienden a la corteza superior produciéndose diferenciación magmática a bajas presiones, sin la generación de magmas alcalinos (Naumann y Geist 2014). La Meseta de Somuncurá constituye el mayor

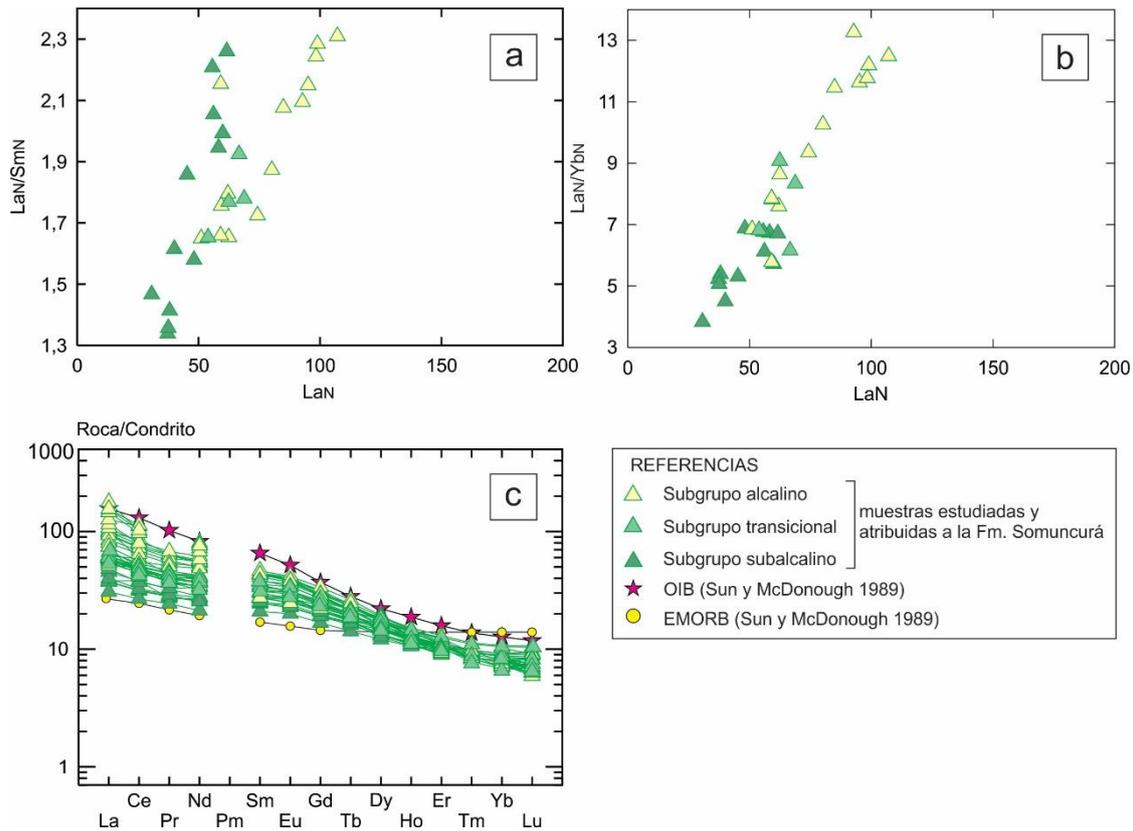
campo volcánico de la Patagonia, con una extensión aproximada de 25.000 km<sup>2</sup>. El evento volcánico *plateau*, dentro del cual se encuadra a la Formación Somuncurá, corresponde al magmatismo más voluminoso y mejor representado de la meseta, cuyo origen fue atribuido a un vulcanismo de tipo fisural (Ardolino y Franchi 1993, Kay *et al.* 2007). Las efusiones de la Formación Somuncurá cubren un área de aproximadamente 1100 km<sup>2</sup> en el sector noroccidental de la meseta, y en los frentes verticales de coladas presentan espesores que superan los 20 metros. Lo antes mencionado invalida lo propuesto por Naumann y Geist (2014), en relación a los bajos aportes magmáticos a los que se vincula la generación de magmas alcalinos por cristalización fraccionada a altas presiones de magmas toleíticos, a partir de una única fuente de origen. Asimismo, los mencionados autores indican que dicho proceso está, en general, vinculado a diferentes erupciones de un mismo volcán, lo cual no coincide con el tipo de yacencia que presenta el vulcanismo de la meseta. Por otra parte, las texturas de desequilibrio reconocidas en microfenocristales de ortopiroxenos de las lavas alcalinas, las cuales podrían estar vinculadas a mezcla de magmas, fueron atribuidas a reacciones entre los cristales y el fundido, producidas a bajas presiones. Todas las características mencionadas respecto a la yacencia, volumen y geoquímica de la Formación Somuncurá, permiten, en principio, considerar que el origen de las lavas alcalinas no es producto de la cristalización fraccionada a altas presiones de magmas toleíticos de una misma fuente.

Por otra parte, la disposición estratigráfica que presenta la Formación Somuncurá, sumado a sus características geoquímicas podría vincularse a un origen a partir de fuentes mantélicas diferentes. Los análisis isotópicos de tres andesitas basálticas de la Formación Somuncurá, una de tendencia alcalina, una transicional y una subalcalina (muestras MSL7, MSL9 y SOM22, respectivamente), muestran las siguientes relaciones <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd y <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr: 0,512683 y 0,70504; 0,512701 y 0,70441; 0,512641 y 0,70765; respectivamente. Las lavas alcalinas y subalcalinas coinciden con el arreglo del manto, entre los campos de DM y EM1 de Zindler y Hart (1986), mientras que la muestra transicional presenta mayor contenido de Sr radiogénico (Fig. 9.7). Por otro lado, los valores isotópicos de las muestras alcalina y subalcalina coinciden, en general, con el rango de valores presentados por Kay *et al.* (2007) para las lavas *plateau* en otros sectores de la meseta (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd: 0,512525-0,512692; <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr: 0,704220-0,705108) (Fig. 9.7), aunque la muestra alcalina tiene un contenido de Sr radiogénico levemente mayor.



**Figura 9.7:** Diagrama de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  versus  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  para las lavas aquí estudiadas y asignadas a la Formación Somuncurá y su comparación con las lavas *plateau* de Kay et al. (2007). Los reservorios mantélicos indicados corresponden a Zindler y Hart (1986).

Todo lo mencionado precedentemente indica que la Formación Somuncurá representa una unidad heterogénea respecto a sus características estratigráficas, petrográficas, geoquímicas, químico mineralógicas e isotópicas. Las variaciones identificadas en las relaciones isotópicas de las andesitas basálticas estudiadas (Fig. 9.7), así como en las estudiadas por Kay et al. (2007), sumadas a la disposición estratigráfica de las coladas alcalinas, transicionales y subalcalinas, favorecen la hipótesis de diferentes fuentes mantélicas. Por otra parte, las variaciones en las relaciones La/Sm y La/Yb que presentan las lavas de la Formación Somuncurá (Fig. 9.8 a y b, respectivamente), así como la pendiente negativa que muestran los diseños de abundancia de REE normalizadas a condrito (Fig. 9.8c), están relacionadas a procesos de fusión parcial (Rollinson 1993).



**Figura 9.8:** Diagramas geoquímicos para las andesitas basálticas de la Formación Somuncurá. **a)**  $La_N/Sm_N$  versus  $La_N$  normalizados a condrito C1 de Sun y McDonough (1989). **b)**  $La_N/Yb_N$  versus  $La_N$  normalizados a condrito C1 de Sun y McDonough (1989). **c)** Diagrama de distribución de abundancias relativas de tierras raras normalizadas al condrito C1 de Sun y McDonough (1989).

De todas maneras, considerando la heterogeneidad que esta unidad presenta, se requiere un mayor número de análisis mineralógicos, geoquímicos e isotópicos, sumados a un estudio estratigráfico que abarque áreas más extensas, para esclarecer la génesis de la Formación Somuncurá y la relación genética entre las coladas de lavas alcalinas y subalcalinas que la componen.

Las variaciones en los contenidos de Sr radiogénico entre las lavas alcalinas, subalcalinas y transicionales, presentadas en la Figura 9.8, serán analizadas detalladamente en el apartado 6 del presente capítulo.

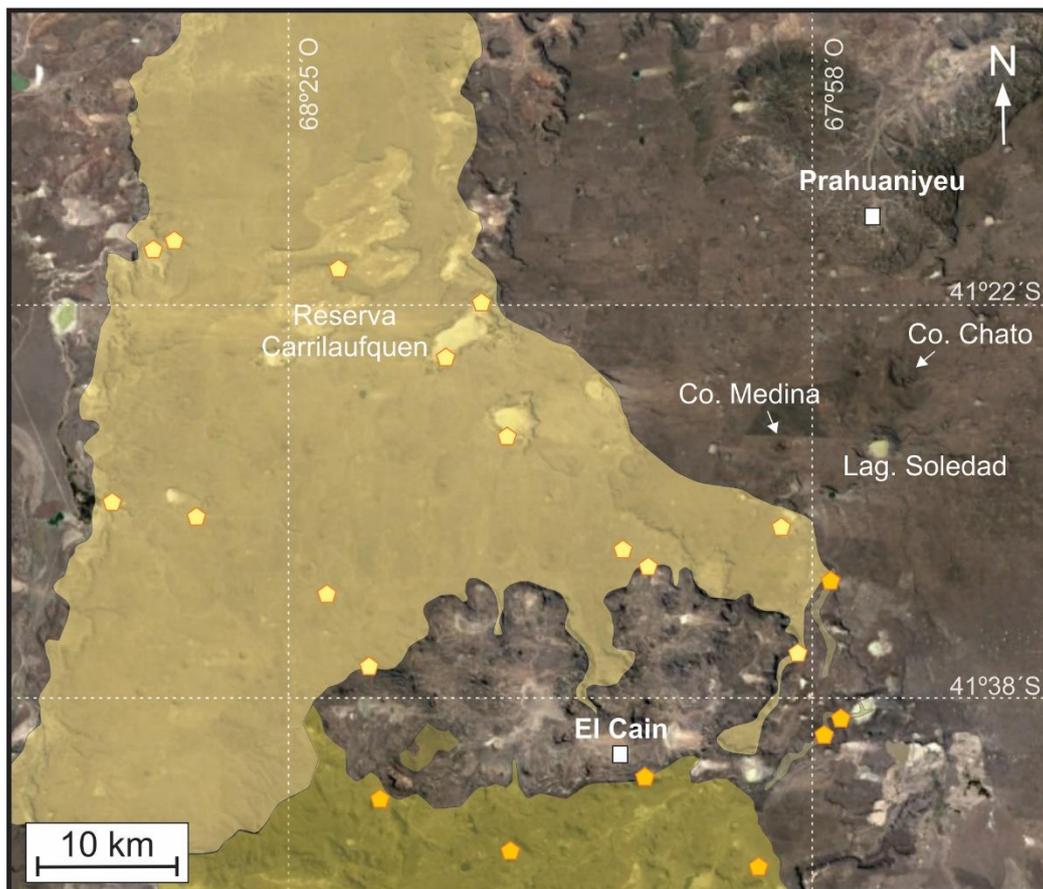
La edad de las lavas de la Formación Somuncurá está basada en datos radimétricos brindados por Ardolino (1981, 1987), quien determinó dos grupos de edades K-Ar en roca total: 31-33 Ma y 25-27 Ma (Oligoceno). Posteriormente, Kay *et al.* (2007) publican una edad Ar-Ar de  $26,9 \pm 0,78$  Ma (Oligoceno tardío), para una lava del área Ranquil Huao. Más recientemente,

Labudía *et al.* (2011) obtuvieron una edad K-Ar de  $17,2 \pm 1,3$  Ma (Mioceno temprano) en la andesita basáltica ubicada dentro del área de estudio. Por lo tanto, en base a las dataciones realizadas por los autores indicados, se considera que las andesitas basálticas del sector noreste y este del área de estudio, pertenecen a la Formación Somuncurá del Oligoceno - Mioceno temprano.

#### **4. Evento volcánico *post-plateau***

Los coladas de lavas máficas de traquibasaltos y traquiandesitas basálticas, aflorantes en el centro-oeste y sur del área de trabajo, y denominadas a lo largo de esta tesis como coladas de lavas máficas B, fueron atribuidas a la unidad informal Vulcanitas Corona Chico y al Complejo Volcánico Barril Niyeu (Superunidad Quiñelaf) en la Hoja Geológica Maquinchao (Remesal *et al.* 2001). Sin embargo, no se conocen antecedentes referidos a sus características mineralógicas, geoquímicas e isotópicas en el ámbito del área de estudio. Los únicos aportes corresponden a Kay *et al.* (2007), en el sector centro-sur del área, quienes estudian siete muestras de lavas *post-plateau* y a Remesal *et al.* (2012), en el sector sur del área, quienes estudian seis muestras de la facies basáltica del Complejo Volcánico Barril Niyeu (Superunidad Quiñelaf). Por otra parte, es importante destacar que la unidad Vulcanitas Corona Chico fue definida informalmente por Franchi *et al.* (2001) para el área de la Alta Sierra de Somuncurá y no cuenta hasta el momento con estudios mineralógicos, geoquímicos, ni isotópicos.

Los estudios de campo, petrográficos, mineralógicos y geoquímicos realizados en el presente trabajo, indican que en el sector noroccidental de la Meseta de Somuncurá las lavas referidas previamente a la unidad Vulcanitas Corona Chico y al Complejo Volcánico Barril Niyeu (Remesal *et al.* 2001) no presentan diferencias significativas que permitan separarlas en dos unidades distintas. Sin embargo, composiciones isotópicas muestran relaciones  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  que sugieren distintas fuentes de origen. Por tal motivo se decidió mantener la nomenclatura establecida en la Hoja Geológica Maquinchao (Cuadro 9.1): a) Vulcanitas Corona Chico, para las lavas localizadas en el sector centro-oeste del área, hasta las coladas expuestas al sur del cerro Medina (Figs. 9.1 y 9.9; Anexo I) y b) Complejo Volcánico Barril Niyeu (Superunidad Quiñelaf), para aquellas ubicadas en el sector sur (Figs. 9.1 y 9.9; Anexo I). En el Cuadro 9.4 se indican las nomenclaturas de las muestras estudiadas correspondientes a la unidad Vulcanitas Corona Chico y al Complejo Volcánico Barril Niyeu.



**Figura 9.9:** Imagen satelital de *Google Earth* del área de estudio, con la ubicación de los sitios de muestreo de las coladas de lavas máficas B, correspondientes a la unidad Vulcanitas Corona Chico (indicados con pentágonos amarillo claro) y al Complejo Volcánico Barril Niyeu (indicados con pentágonos amarillo oscuro). Las áreas sombreadas de color amarillo y oliva corresponden a las Vulcanitas Corona Chico y el Complejo Volcánico Barril Niyeu, respectivamente, en el sector noroccidental de la Meseta de Somuncurá.

**Cuadro 9.4:** Nomenclatura de las muestras estudiadas correspondientes a las Vulcanitas Corona Chico y al Complejo Volcánico Barril Niyeu.

Vulcanitas Corona Chico		Complejo Volcánico Barril Niyeu
SOM23	LU20	SOM20
SOM24	LU21	SOM29
SOM25	LU22	SOM32
SOM27	LU23	MSL57
SOM28	LU29	LU4
SOMW34	LU60	LU5
SOMW35	LU61	LU6
SOMW39	LU65	LU8
SOMW40	LU66	LU38
MSL54	LU70	LU47
MSL55	LU71	LU48
LU19	LU72	
LU17B		

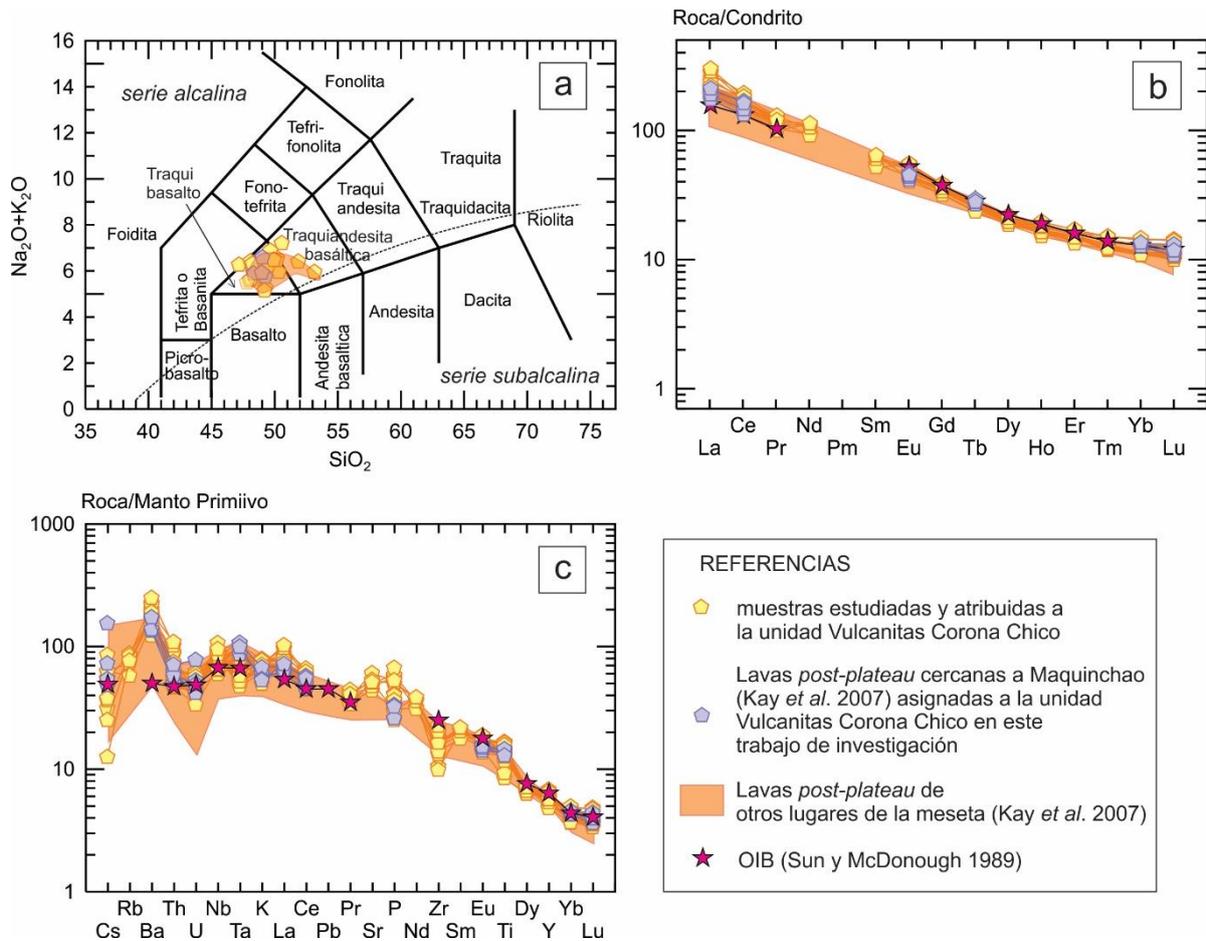
#### 4.1 Vulcanitas Corona Chico

Tal como se mencionó anteriormente, la unidad Vulcanitas Corona Chico fue descrita informalmente por Franchi *et al.* (2001) en el área de la Alta Sierra de Somuncurá, y corresponde a conos monogénicos que dieron origen a coladas con morfologías variadas y a episodios estrombolianos representados por conos y rampas de salpicadura. En el área de estudio, esta unidad fue atribuida por Remesal *et al.* (2001) a rocas básicas alcalinas, que clasifican como basalto-hawaiitas, representadas por efusiones relativamente explosivas, representadas tanto en el sector noroccidental de la meseta y en los cerros Medina, Chato, Puntudo, El Volcán, Moro y Dos Hermanos. Sin embargo, las rocas estudiadas en el sector centro-oeste del área corresponden a coladas de lava de entre 0,5 y 10 m de potencia, que en conjunto cubren un área de aproximadamente 1500 km<sup>2</sup>. En los bajos topográficos de la meseta es donde mejor quedan expuestas las sucesiones de coladas, alcanzando paquetes de hasta 20 metros de espesor. Tales características no coinciden con las definidas por Franchi *et al.* (2001) y Remesal *et al.* (2001) para la unidad Vulcanitas Corona Chico, por lo que en el presente trabajo, se detallan y amplían las características correspondientes a esta unidad informal.

Las lavas estudiadas de las Vulcanitas Corona Chico presentan textura holocristalina, intergranular a subofítica subordinada, constituidas por microfenocristales (1-10 %) de plagioclasa y olivino, inmersos en una pasta de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, minerales

opacos y apatito. Tales características petrográficas coinciden en general con las indicadas por Franchi *et al.* (2001) y Remesal *et al.* (2001) para las Vulcanitas Corona Chico. No obstante, estos autores han descrito minerales máficos con texturas de desequilibrio, entre los que destacan ortopiroxenos con rebordes de clinopiroxeno y olivino, que consideran como una característica petrográfica particular de la unidad Vulcanitas Corona Chico. Tales particularidades no han sido reconocidas en ninguna de las muestras estudiadas en el sector centro-oeste del área de trabajo y, tal como se mencionó en apartados anteriores, las texturas de desequilibrio en ortopiroxenos fueron identificadas en andesitas basálticas de la Formación Somuncurá, así como en las lavas alcalinas de la Superunidad Quiñelaf (Remesal *et al.* 2002, 2016). Por lo anteriormente expuesto, se considera que estas texturas no constituyen una característica petrográfica singular de la unidad Vulcanitas Corona Chico.

Las muestras estudiadas clasifican como traquibasaltos y traquiandesitas basálticas subordinadas. Las concentraciones de SiO<sub>2</sub> (46,63-52,35 %), MgO (3,36-5,80 %), Ni (<10-140 ppm) y Cr (<10-180 ppm) indican que estas rocas tuvieron fraccionamiento de olivino y clinopiroxeno, mientras que los contenidos de Na<sub>2</sub>O (3,51-466 %) y Sr (855,70 a 1288 ppm), sumado a la ausencia de anomalías negativas en Eu, sugieren escaso o nulo fraccionamiento de plagioclasa. Presentan relaciones La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> variables entre 14,80 y 19,65, con enriquecimiento de LREE entre 100 y 400 veces el valor del condrito, respecto a los HREE. También muestran una tendencia geoquímica similar al patrón OIB de Sun y McDonough (1989) y desarrollan una marcada anomalía positiva en Ba. Tales características son comparables con las de las lavas *post-plateau* de Kay *et al.* (2007), quienes estudiaron basaltos alcalinos, traquibasaltos, hawaiitas y mugearitas de varios sectores de la Meseta de Somuncurá, entre los cuales se encuentran muestras cercanas a la localidad de Maquinchao (muestras M2A-C, M3, M4, M5), ubicadas dentro del área abarcada en este trabajo. En los diagramas de la Figura 9.10a-c se observa que tanto las lavas estudiadas como las *post-plateau* corresponden a traquibasaltos y traquiandesitas basálticas, con diseños de REE empinados, relaciones La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> 10,23-19,64 y patrones similares a los basaltos OIB. Asimismo, se observa que todas las lavas presentan una marcada anomalía positiva en Ba. A partir de las similitudes geoquímicas mencionadas (Fig. 9.10) y teniendo en cuenta que las muestras *post-plateau* de Kay *et al.* (2007) del área de Maquinchao (muestras M2A-C, M3, M4, M5) fueron obtenidas en la misma región que las coladas de lava estudiadas y asignadas a la unidad Vulcanitas Corona Chico, y que dichos autores no establecieron para tales lavas un nombre formacional ni las asignaron a ninguna unidad en particular, se propone incorporarlas a la unidad Vulcanitas Corona Chico.

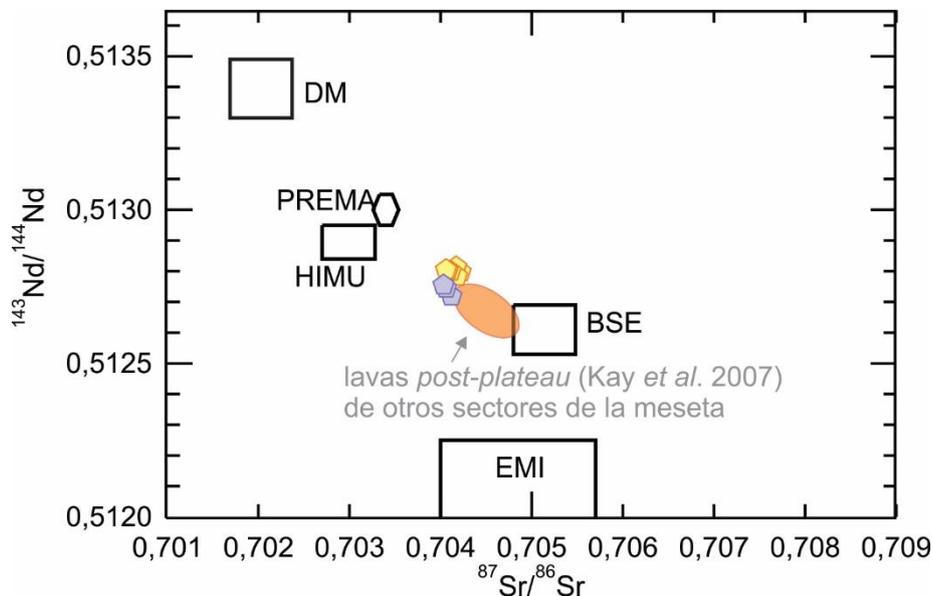


**Figura 9.10:** Diagramas geoquímicos de los traquibasaltos y traquiandesitas basálticas estudiados, asignadas a la unidad Vulcanitas Corona Chico y su comparación con las lavas *post-plateau* de Kay *et al.* (2007). **a)** Diagrama TAS (Le Bas *et al.* 1986). La línea punteada limita los campos de las series alcalina y subalcalina de Irvine y Baragar (1971). **b)** Diagrama de distribución de abundancias relativas de tierras raras normalizadas al condrito C1 de Sun y McDonough (1989). **c)** Diagrama de distribución de abundancias relativas de elementos traza normalizados a manto primitivo de Sun y McDonough (1989).

Los análisis de química mineral de dos traquibasaltos de la unidad Vulcanitas Corona Chico (muestras LU22 y SOM23), representan los primeros estudios disponibles para esta unidad, e indican que los olivinos corresponden a forsterita, coincidiendo con los campos composicionales de crisolita y hialosiderita. Las plagioclasas corresponden al campo composicional de labradorita, destacándose que aquellos microfenocristales donde se analizó el núcleo y el borde, el primero presenta menor componente anortítico que el borde.

Por otra parte, se realizaron análisis isotópicos de los sistemas Sm-Nd y Rb-Sr en seis traquibasaltos de esta unidad (muestras SOM28, SOMW34, SOMW39, LU20, LU21, LU22) (Fig. 8.1 del Capítulo 8), obteniéndose relaciones  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  bastante homogéneas:

0,512787-0,5102808 y 0,70406-0,70422, respectivamente. Dichas relaciones coinciden con el arreglo del manto y se disponen entre los campos de DM y EM1 de Zindler y Hart (1986) (Fig. 9.11). Por su parte, Kay *et al.* (2007) obtuvieron para las lavas *post-plateau* de distintos lugares de la meseta, relaciones similares a las mencionadas anteriormente ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 0,51262-0,51272 y 0,7040-0,7047, respectivamente) (Fig. 9.11). Las relaciones isotópicas presentadas por Kay *et al.* (2007) para las lavas del área de Maquinchao ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ : 0,512722-0,512758 y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ : 0,704034-0,704120), también muestran coincidencias con las estudiadas y atribuidas a la unidad Vulcanitas Corona Chico (Fig. 9.11), reforzando de esta manera la propuesta de incluir las lavas *post-plateau* del área de Maquinchao (muestras M2A-C, M3, M4, M5) a la unidad Vulcanitas Corona Chico.



**Figura 9.11:** Diagrama de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  versus  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  para las rocas estudiadas y asignadas a la unidad Vulcanitas Corona Chico y su comparación con las lavas *post-plateau* de Kay *et al.* (2007). Los reservorios mantélicos indicados corresponden a Zindler y Hart (1986). Símbolos equivalentes a la Figura 9.10.

Las dataciones Ar-Ar de lavas *post-plateau* realizadas por Kay *et al.* (2007), indican edades de  $20,6 \pm 0,6$  Ma (Mioceno temprano) en la zona de Maquinchao y de  $16,6 \pm 0,4$  Ma (Mioceno temprano a medio) para un flujo lávico de la zona de Telsen. Por otra parte, Salani *et al.* (2006) obtienen una edad K-Ar de  $22,5 \pm 0,9$  (Mioceno temprano) en el cerro Dos Hermanos, el cual en base a sus relaciones estratigráficas y grado de erosión fue incorporado a la unidad Vulcanitas Corona Chico por Remesal *et al.* (2001). De este modo, las comparaciones

realizadas y detalladas previamente, permiten atribuir los traquibasaltos y traquiandesitas basálticas de la unidad Vulcanitas Corona Chico del sector noroccidental de la meseta al Mioceno temprano.

Por todo lo anteriormente mencionado, se considera necesario ampliar la definición de la unidad Vulcanitas Corona Chico, incorporando entre sus constituyentes a coladas de lava de amplia distribución areal presentes en el sector noroccidental de la meseta, caracterizadas por traquibasaltos y traquiandesitas basálticas, con señal geoquímica similar a los basaltos de tipo OIB. Asimismo, se establece que las texturas de desequilibrio mencionadas por otros autores para los minerales máficos no constituyen un rasgo característico que pueda ser considerado como distintivo de esta unidad geológica en particular. Teniendo en cuenta la homogeneidad en las relaciones isotópicas que presentan las muestras estudiadas, se propone extender el área abarcada por las coladas de la unidad Vulcanitas Corona Chico hacia el sur del Cerro Medina (Fig. 9.1, Anexo I), la cual previamente fue adjudicada al Complejo Volcánico Barril Niyeu en la Hoja Geológica Maquinchao (Remesal *et al.* 2001). Por otra parte, con el propósito de simplificar y homogeneizar la nomenclatura de las unidades volcánicas que integran el evento *post-plateau*, se recomienda incorporar a la unidad Vulcanitas Corona Chico las lavas *post-plateau* estudiadas por Kay *et al.* (2007) cercanas a Maquinchao, cuyos afloramientos se encuentran dentro del área de estudios abarcada en este trabajo.

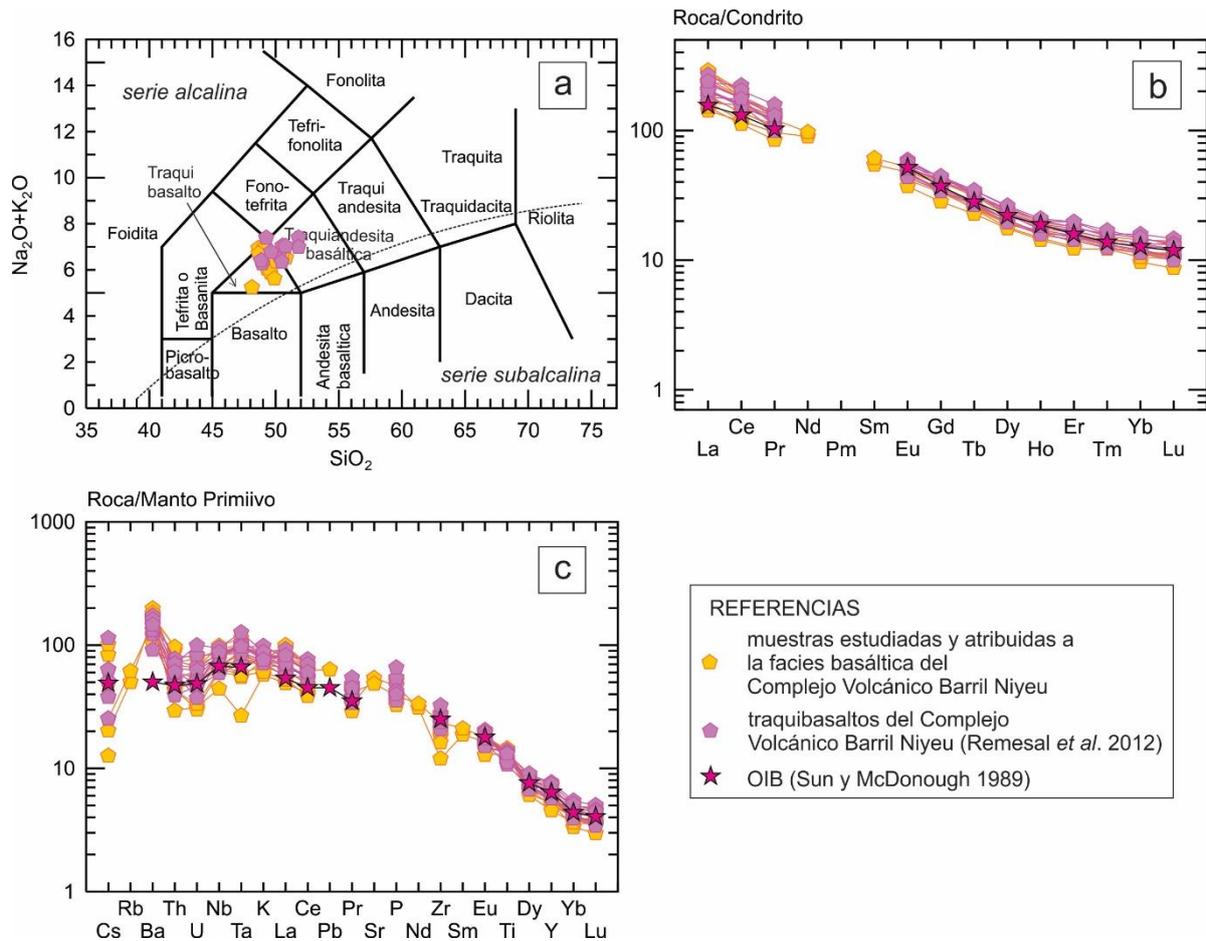
#### 4.2 Complejo Volcánico Barril Niyeu (Superunidad Quiñelaf)

Las coladas de lavas máficas de traquibasaltos y traquiandesitas basálticas ubicadas principalmente en el sector sur del área de estudio (Fig. 9.9), presentan características petrográficas, geoquímicas y mineralógicas equivalentes a aquellas asignadas a la unidad Vulcanitas Corona Chico (Cuadro 9.1). Sin embargo, dado que su distribución geográfica, sus características geoquímicas y su composición isotópica son similares a la facies basáltica del Complejo Volcánico Barril Niyeu (Superunidad Quiñelaf) descrita por Remesal *et al.* (2012), se las atribuye a dicho complejo.

Las muestras estudiadas corresponden a coladas de lava que cubren una extensión aproximada de 500 km<sup>2</sup> en el área de estudio, son de color gris oscuro y tienen disposición horizontal a subhorizontal. Presentan textura hipocristalina, afírica a microporfírica, con microfenocristales (1 a 3 %) de plagioclasa y olivino, inmersos en una pasta de textura intersertal a subofítica

subordinada, compuesta por plagioclasa, olivino con formas esqueléticas, clinopiroxeno, minerales opacos, apatito y vidrio volcánico. Estas características coinciden con las indicadas por Remesal *et al.* (2012) para las facies basálticas, puntualmente para los traquibasaltos del Complejo Volcánico Barril Niyeu. Dichos autores mencionan la presencia de flujos lávicos generados en conos de tipo estromboliano que dan lugar a mesetas constituidas por basaltos levemente porfíricos, con un entramado de plagioclasa fluidal y cristales de augita titanífera y olivino con formas esqueléticas y alteración a iddingsita.

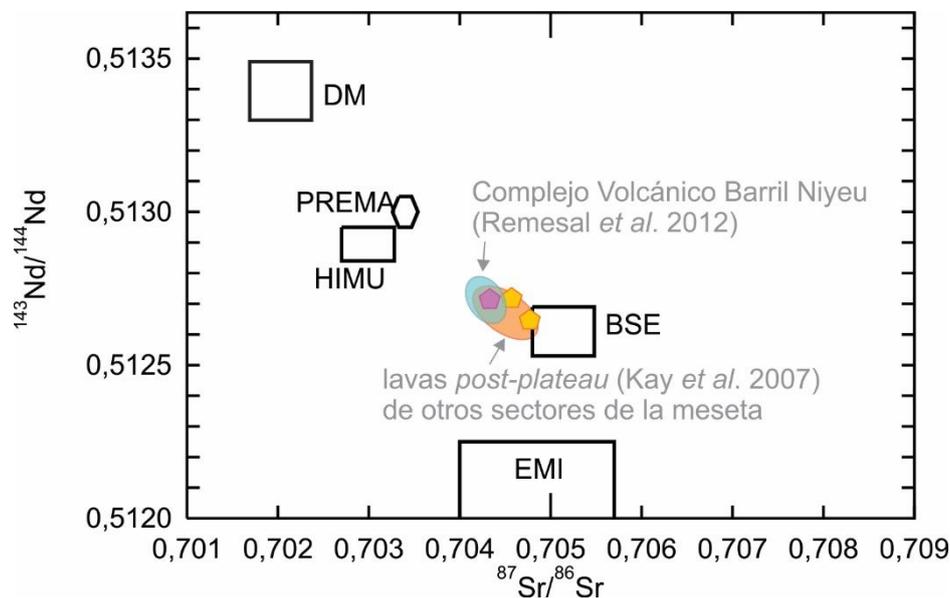
Las lavas estudiadas en este trabajo clasifican como traquibasaltos y traquiandesitas basálticas, cuyas concentraciones de SiO<sub>2</sub> (47,72-50,64 %), MgO (3,60-5,31 %), Ni (14,90-68,30 ppm) y Cr (3,90-77,10 ppm) indican que tuvieron fraccionamiento de olivino y clinopiroxeno, mientras que los contenidos de Na<sub>2</sub>O (3,44-4,62 %) y Sr (767,60 a 1160,70 ppm), sumado a la ausencia de anomalías negativas en Eu, evidencian escaso o nulo fraccionamiento de plagioclasa. Presentan relaciones La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> variables entre 13,72 y 21,59, con enriquecimiento de LREE entre 100 y 400 veces el valor del condrito, respecto a las HREE. Además, muestran una tendencia geoquímica similar al patrón OIB de Sun y McDonough (1989) y desarrollan una marcada anomalía positiva en Ba. En la Figura 9.12a-c se observa que las mencionadas características son comparables con las de los traquibasaltos de la facies basáltica del Complejo Volcánico Barril Niyeu (Remesal *et al.* 2012), debiendo destacar que solo una de las muestras reportadas por dichos autores fue obtenida en el área de estudio abarcada por este trabajo. Según Remesal *et al.* (2012), las lavas de este complejo presentan contenidos de SiO<sub>2</sub> entre 47,8 y 50,6 % en peso, MgO entre 3,1 y 4,8 %, su #Mg varía entre 40 y 49 y los contenidos de Ni y Cr no superan los 50 ppm. Además muestran relaciones La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> de 14-19, enriquecimiento en elementos incompatibles, y desarrollan anomalía positiva en Ba, negativa en Th y una débil anomalía positiva en Nb-Ta. Asimismo, postulan que dichas lavas presentan patrones de elementos semejantes a los basaltos OIB, si bien las relaciones Ba/La ( $\approx 20$ ) están en el rango de las rocas de arco (Hickey *et al.* 1986).



**Figura 9.12:** Diagramas geoquímicos de los traquibasaltos y traquiandesitas basálticas estudiados, asignadas al Complejo Volcánico Barril Niyeu y su comparación con los traquibasaltos de Remesal *et al.* (2012). **a)** Diagrama TAS (Le Bas *et al.* 1986). La línea punteada limita los campos de las series alcalina y subalcalina de Irvine y Baragar (1971). **b)** Diagrama de distribución de abundancias relativas de tierras raras normalizadas al condrito C1 de Sun y McDonough (1989). **c)** Diagrama de distribución de abundancias relativas de elementos traza normalizados a manto primitivo de Sun y McDonough (1989).

El estudio de la química mineral de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa de un traquibasalto (muestra SOM20) del Complejo Volcánico Barril Niyeu, permitió caracterizar las fases minerales mencionadas, de las cuales no existían antecedentes bibliográficos hasta el momento. Los cristales de olivino corresponden a forsterita cuyas composiciones yacen en el campo de la hialosiderita. Los cristales de clinopiroxeno clasifican como diópsido y en el límite diópsido-augita. Las plagioclasas muestran composiciones variables dentro del rango de labradorita y andesina, y en general los núcleos de las mismas presentan menores concentraciones de CaO, respecto a los bordes. Esto último coincide con lo observado en el presente trabajo de investigación para los traquibasaltos de la unidad Vulcanitas Corona Chico.

Por otra parte, se realizaron análisis isotópicos de los pares Sm-Nd y Rb-Sr en dos muestras de traquibasaltos en el área de estudio (muestra SOM20  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ : 0,512717 y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ : 0,70457; muestra LU48  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ : 0,512646 y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ : 0,70477) (Fig. 8.1 y 8.2 del Capítulo 8), los cuales coinciden con el arreglo del manto, entre los campos de DM y EM1 de Zindler y Hart (1986). Por su parte, Remesal *et al.* (2012) presentan información isotópica (Nd-Sr) de basaltos olivínicos, basaltos alcalinos con olivino y traquibasaltos correspondientes a la facies basáltica del Complejo Volcánico Barril Niyeu, para las cuales obtienen relaciones  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,512674-0,512751 y 0,704109-0,704426, respectivamente) similares a las obtenidas en el presente trabajo (Fig. 9.13), aunque estas últimas poseen una relación  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  levemente menor. Cabe destacar que los resultados isotópicos del traquibasalto analizado por Remesal *et al.* (2012), ubicado en el área de estudio, son muy similares a uno de los traquibasaltos estudiados (Fig. 9.13). Asimismo, en la Figura 9.13 se observa que las relaciones isotópicas de las muestras estudiadas y las de Remesal *et al.* (2012) coinciden con las relaciones de algunas muestras de lavas *post-plateau* (Kay *et al.* 2007) obtenidas en sectores de la meseta no abarcadas por el presente trabajo.



**Figura 9.13:** Diagrama de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  versus  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  para las rocas estudiadas y asignadas al Complejo Volcánico Barril Niyeu y su comparación con Remesal *et al.* (2012) y Kay *et al.* (2007). Las muestras de Kay *et al.* (2007) corresponden a sectores fuera del área de estudio. Los reservorios mantélicos indicados son de Zindler y Hart (1986). Símbolos equivalentes a la Figura 9.12.

Por otra parte, Remesal *et al.* (2012) presentan dataciones K-Ar de un traquibasalto y de una traquita del Complejo Volcánico Barril Niyeu, obteniendo edades de  $18,7 \pm 0,4$  Ma y  $20,6 \pm 0,4$  Ma (Mioceno temprano), respectivamente. A partir de estas edades y por comparación con otros complejos bimodales de la Meseta de Somuncurá, los mencionados autores consideran que existe una correspondencia entre el Complejo Volcánico Barril Niyeu y el evento *post-plateau*, lo que ya había sido mencionado por Remesal *et al.* (2001). Por lo tanto, a partir de las comparaciones petrográficas, geoquímicas e isotópicas realizadas en el presente trabajo de investigación, se atribuyen al Mioceno temprano las coladas del Complejo Volcánico Barril Niyeu localizadas en el sector sur del área de estudio.

#### *Consideraciones generales del evento post-plateau*

A partir de lo expuesto anteriormente se considera que el evento volcánico *post-plateau* está integrado por dos unidades principales: a) la unidad informal Vulcanitas Corona Chico, con la mencionada ampliación y la caracterización petrográfica, geoquímica, mineralógica e isotópica realizada en este trabajo de investigación, y b) la Superunidad Quiñelaf, que incluye a los complejos volcánicos bimodales representados en el área de trabajo por el Complejo Volcánico Barril Niyeu.

Según Kay *et al.* (2007), las lavas *post-plateau* tienen una distribución y un volumen restringidos en comparación con las lavas *plateau*, y se concentran en una faja de rumbo NO-SE que se extiende desde la Meseta de Carri Laufquen hasta la región de Telsen, sobre los márgenes oeste y sur de la Meseta de Somuncurá. Sin embargo, considerando la propuesta realizada en el presente trabajo, que plantea incorporar las lavas *post-plateau* del área de Maquinchao a la unidad Vulcanitas Corona Chico, y teniendo en cuenta que las demás lavas *post-plateau* (Kay *et al.* 2007) de otros sectores de la meseta presentan similitudes geoquímicas con las facies básicas de los complejos volcánicos de la Superunidad Quiñelaf (Complejo Volcánico Barril Niyeu), resulta claro que las lavas *post-plateau* (vinculadas a la unidad Vulcanitas Corona Chico y a la Superunidad Quiñelaf) no están restringidas únicamente a afloramientos menores hacia el oeste y sur de la meseta, sino que también se extienden hacia el noroeste de la misma. Por otra parte, las lavas alineadas en la faja NO-SE indicada por Kay *et al.* (2007), corresponden a la mayoría de los complejos volcánicos bimodales de la Superunidad Quiñelaf (Complejo Volcánico Agua de la Piedra, Pire Mahuida, Barril Niyeu, Talagapa y

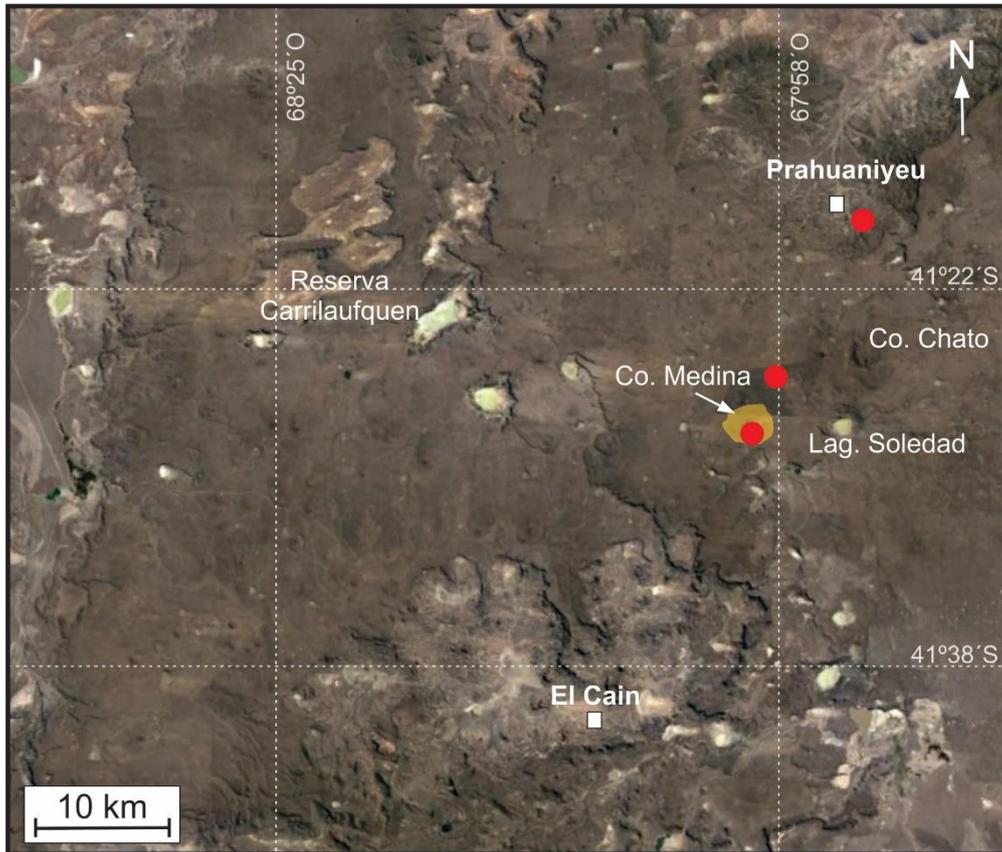
Apas), tal como lo postulan Salani *et al.* (2010) y Remesal *et al.* (2012), y no a todas las lavas *post-plateau* de Kay *et al.* (2007).

## **5. Evento volcánico plioceno**

### **5.1 Unidad Vulcanitas Medina**

Los conos y coladas volcánicas de reducida extensión que sobreyacen la Meseta de Somuncurá presentan características petrográficas, geoquímicas, mineralógicas e isotópicas que las diferencian claramente de las unidades correspondientes a los eventos *plateau* y *post-plateau*. Sin embargo, en la Hoja Geológica Maquinchao (Remesal *et al.* 2001) las lavas estudiadas en el presente trabajo correspondientes al cerro Medina y al área ubicada al NE del mismo, fueron atribuidas a la unidad Vulcanitas Corona Chico, mientras que las lavas del área de Prahuaniyeu fueron incorporadas a Formación Somuncurá. A partir del estudio de campo realizado y de los nuevos resultados petrográficos, geoquímicos, mineralógicos e isotópicos, los cuales serán detallados a continuación, se propone asignar el nombre informal unidad Vulcanitas Medina a los conos volcánicos y coladas de reducida extensión localizados en el cerro Medina, a aproximadamente 4 km al NE de dicho cerro y de sectores aledaños al poblado de Prahuaniyeu (Fig. 9.14).

La unidad Vulcanitas Medina fue incorporada en el mapa geológico del área (Fig. 9.1, Anexo I), aunque considerando la escala del mismo solo fue posible representar el área del cerro Medina (Figs. 9.1 y 9.14).



**Figura 9.14:** Imagen satelital de *Google Earth* del área de estudio, con la ubicación de los sitios de muestreo correspondientes a los conos y coladas de reducida extensión que sobreyacen la meseta, indicados con círculos rojos. El área sombreada de color anaranjado corresponde al sector mapeable de la unidad Vulcanitas Medina, en el noroeste de la Meseta de Somuncurá.

Las lavas estudiadas presentan textura masiva a escoriácea y ocasionalmente incorporan xenolitos peridotíticos. En general, sus características macroscópicas dificultan su diferenciación de las coladas de lavas máficas que conforman la meseta propiamente dicha. Presentan textura porfírica con 5-10 % de microfenocristales de olivino inmersos en una pasta (90 %) comprendida por un entramado de cristales de clinopiroxeno, olivino, nefelina subordinada, minerales opacos y vidrio volcánico. Generalmente incorporan xenocristales de olivino, con bordes engolfados y corroídos, y xenolitos peridotíticos. La presencia de nefelina y de enclaves mantélicos las diferencia de las demás lavas que componen la meseta.

Estas lavas clasifican como basanitas (Le Bas *et al.* 1986) de tendencia alcalina a ultra-alcalina (Pearce 1996) y corresponden a la serie sódica (Middlemost 1975). Sus contenidos de SiO<sub>2</sub> (40,51 y 42,15 %), MgO (11,02 y 16,14 %), Ni (256-410 ppm) y Cr (275-466 ppm), indican escaso fraccionamiento de olivino, cuando se los compara con basaltos primitivos (Wilson

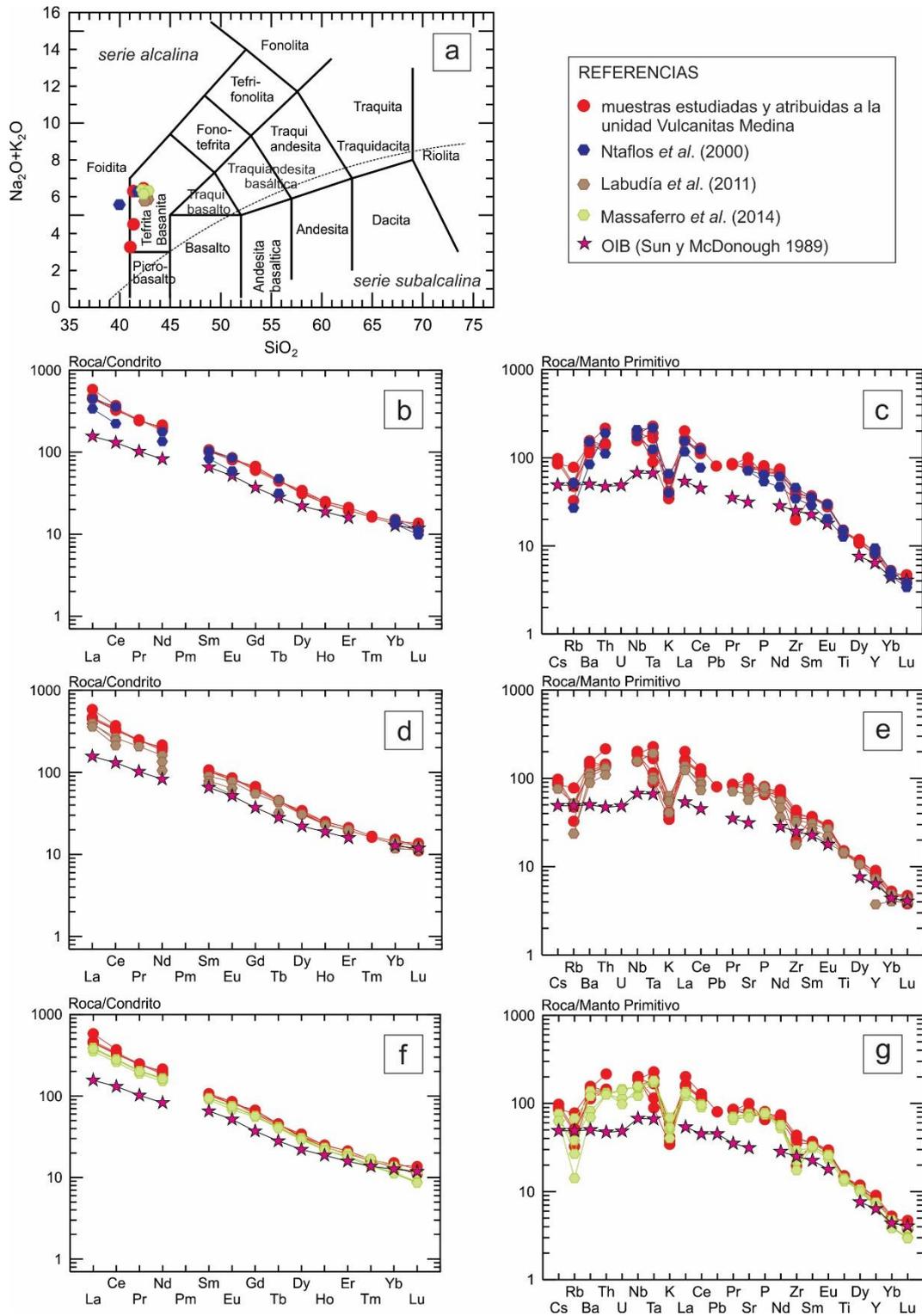
1989). Por lo tanto, representan las lavas menos evolucionadas del área de estudio. Los contenidos de REE normalizados a condrito (Sun y McDonough 1989) muestran relaciones  $La_N/Yb_N$  entre 29,37 y 33,62, debido al enriquecimiento en las LREE mayor a 400 veces el condrito. Además, presentan tendencia geoquímica similar al patrón OIB de Sun y McDonough (1989), aunque enriquecidas en LREE respecto a dicho patrón, y muestran una marcada anomalía negativa en K y una anomalía negativa en Rb menos desarrollada.

La química mineral de cristales de olivino, clinopiroxeno y nefelina de una muestra de basanita (muestra EC13), permitió caracterizar las fases minerales mencionadas, de las cuales hasta el momento no existían antecedentes bibliográficos. Los cristales de olivino corresponden a forsterita cuya composición coincide con el campo de la crisolita, el clinopiroxeno clasifica como diópsido, y la nefelina posee contenidos de  $Na_2O$  y  $Al_2O_3$  mayores en el núcleo en comparación con el borde del cristal.

Las características geoquímicas de las basanitas de la unidad Vulcanitas Medina, son comparables a las del grupo Que-Pra definido por Ntaflos *et al.* (2000). Dicho grupo está integrado por basanitas (Fig. 9.15a) de la Sierra de Queupuniyeu y de la localidad de Prahuaníyeu, las cuales presentan diseños de REE con pendiente negativa (LREE entre 400 y 500 veces el condrito), relaciones  $La_N/Yb_N$  de 24-28, similares aunque enriquecidos respecto al patrón OIB (Fig. 9.15b), y exhiben anomalías negativas en K y Rb (Fig. 9.15c).

Por otra parte, Labudía *et al.* (2011) estudian las basanitas alcalinas (Fig. 9.15a) del cerro Medina, compuestas por fenocristales de olivino, piroxeno, plagioclasa, con nefelina asociada y xenocristales de olivino, las cuales son comparables con las lavas aquí estudiadas. Dichas basanitas presentan #Mg entre 64 y 66, diseños de REE similares al patrón OIB, con contenidos de LREE entre 400 y 500 veces el condrito y relaciones  $La_N/Yb_N$  de 38 (Fig. 9.15d). Además exhiben anomalías negativas en K y Rb (Fig. 9.15e).

Massaferro *et al.* (2014) estudian las lavas del Plioceno-Cuaternario de Patagonia, en el área de El Cuy (39°55'S 68°20'O) y del cerro Pillahuincó Chico (40°25'S 68°40'O), las cuales son comparables con las Vulcanitas Medina. Según estos autores, las lavas presentan nefelina modal y normativa, clasifican como basanitas (Fig. 9.15a) y tienen contenidos de  $SiO_2$  que varían entre 40 y 42 %, #Mg entre 62 y 65, Ni entre 60 y 110 ppm y Cr entre 150 y 270 ppm. Presentan diseños de REE similares al patrón OIB, con contenidos de LREE entre 400 y 500 veces el condrito, relaciones  $La_N/Yb_N$  de 35-48 (Fig. 9.15f) y al igual que los casos antes citados, tienen anomalías negativas en K y Rb (Fig. 9.15g).



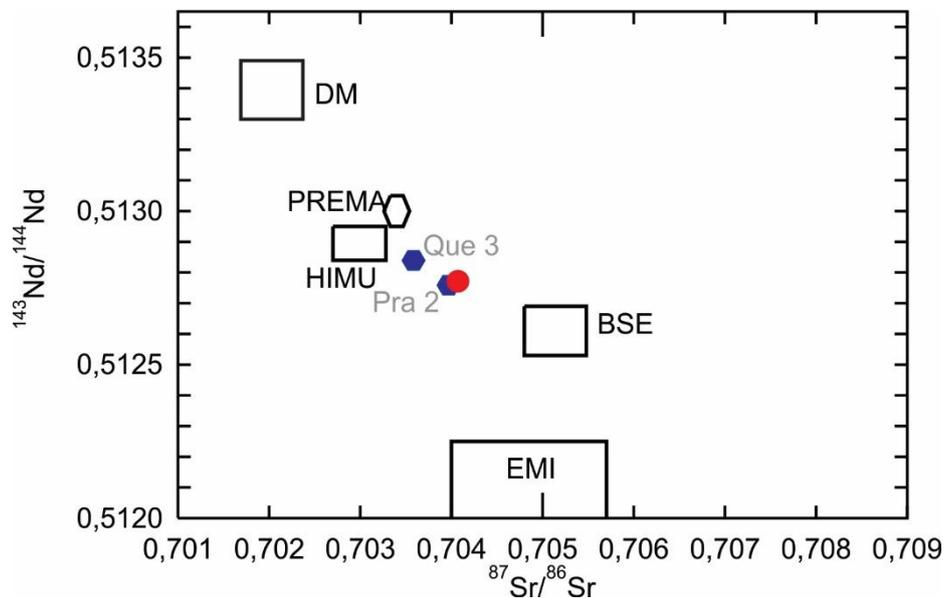
**Figura 9.15:** Diagramas geoquímicos de las basanitas de las Vulcanitas Medina y su comparación con las lavas reportadas por Ntaflos *et al.* (2000), Labudía *et al.* (2011) y Massaferró *et al.* (2014). **a)** Diagrama TAS (Le Bas *et al.* 1986). La línea punteada limita los campos de las series alcalina y subalcalina de Irvine y Baragar (1971). **b, d, f)** Diagramas de distribución de abundancias relativas de tierras raras normalizadas al condrito C1 de Sun y McDonough (1989). **c, e, g)** Diagramas de distribución de abundancias relativas de elementos traza normalizados a manto primitivo de Sun y McDonough (1989). **b, c:** comparación con Ntaflos *et al.* (2000); **d, e:** comparación con Labudía *et al.* (2011); **f, g:** comparación con Massaferró *et al.* (2014).

Las basanitas estudiadas por Massafarro *et al.* (2014) exhiben bajas relaciones Ba/La (5-10), típicas de OIB (Hickey *et al.* 1986). Por otra parte, considerando que el Rb es un elemento abundante en la corteza y que los magmas de arco están empobrecidos en Nb y enriquecidos en Ba, los mencionados autores indican que las relaciones Rb/Nb (0,08-0,39) y Ba/Nb (<10) demuestran que las basanitas no fueron afectadas por contaminación cortical. Por su parte, Ntaflos *et al.* (2000) también señalan que las lavas del grupo Que-Pra presentan elementos traza y relaciones isotópicas con fuerte afinidad a OIB, y además sugieren que la ausencia de anomalías negativas de Nb y Ta en las lavas, demuestra que las mismas no sufrieron influencia del plano de subducción, ni contaminación cortical. Para el caso de las basanitas estudiadas y atribuidas a la unidad Vulcanitas Medina, sus características geoquímicas (Figs. 6.14 y 6.15 del Capítulo 6) y las relaciones Ba/La (7-10) también indican afinidad con los basaltos OIB. Asimismo, sus relaciones Rb/Nb (0,15-0,34) y Ba/Nb (5,91-8,04), sumadas a la ausencia de anomalías negativas de Nb y Ta, indican que estas basanitas, al igual que las de los casos antes citados, no fueron influenciadas de por subducción ni contaminación cortical.

En la Figura 9.15b, d, f se observa que tanto las basanitas de las Vulcanitas Medina, como las estudiadas por otros autores, presentan altos contenidos de LREE. Diferentes teorías han sido plateadas para explicar el motivo de tal enriquecimiento, sugiriéndose como causa mínimos porcentajes de fusión parcial de una fuente mantélica con granate, o bien la presencia de una fuente metasomatizada. Por otra parte, las anomalías negativas en K y Rb reconocidas en todas las basanitas comparadas (Fig. 9.15c, e, g) también fueron identificadas en las de la Sierra de Queupuniyeu por Labudía *et al.* (1999). Según estos autores las mismas se vinculan a una fuente de origen empobrecida en dichos elementos, mientras que Ntaflos *et al.* (2000) y Massafarro *et al.* (2014) las relacionan a la presencia de flogopita y/o anfíbol residual en la fuente mantélica. Tales minerales, por ser fases hidratadas, son indicadores de metasomatismo en el manto, lo cual fue sugerido previamente para el manto de Patagonia en aportes realizados por Gorrington *et al.* (2000), Aliani *et al.* (2004) y Bjerg *et al.* (2009), entre otros. Las discusiones respecto a las concentraciones de elementos y las anomalías de las basanitas estudiadas serán abordadas en el apartado 6 del presente capítulo

Los análisis isotópicos realizados en una de las basanitas estudiadas (muestra EC13) (Fig. 8.1 del Capítulo 8) muestran relaciones  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 0,512772 y 0,70407, respectivamente, coincidentes con el arreglo del manto, entre los campos de DM y EM1 de Zindler y Hart (1986). Por su parte, Ntaflos *et al.* (2000) obtienen para el grupo Que-Pra, relaciones  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 0,52180-0,52186 y 0,70345-0,70379, respectivamente. En

el diagrama de la Figura 9.16 se observa que la basanita estudiada presenta relaciones isotópicas similares a las de la muestra Pra2, y contenidos de Sr radiogénico más elevados que la muestra Que3, ambas de Ntaflos *et al.* (2000).



**Figura 9.16:** Diagrama de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  versus  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  para las Vulcanitas Medina y su comparación con Ntaflos *et al.* (2000). Los reservorios mantélicos indicados son de Zindler y Hart (1986). Símbolos equivalentes a la Figura 9.15.

Por otra parte, Labudía *et al.* (2011) obtuvieron para la basanita del cerro Medina una edad K-Ar de  $3,2 \pm 0,7$  Ma (Plioceno), la cual consideran representativa de un evento volcánico claramente posterior al vulcanismo de la meseta, tal como lo demuestran sus relaciones de campo, ya que sus coladas sobreyacen las de la Meseta de Somuncurá. Esto último también se reconoce en los demás conos y coladas de reducida extensión que integran la unidad Vulcanitas Medina. Por lo tanto, a partir de las comparaciones realizadas, se considera que las basanitas de la unidad Vulcanitas Medina corresponden a un evento volcánico plioceno, claramente diferenciado de los eventos volcánicos *plateau* y *post-plateau*.

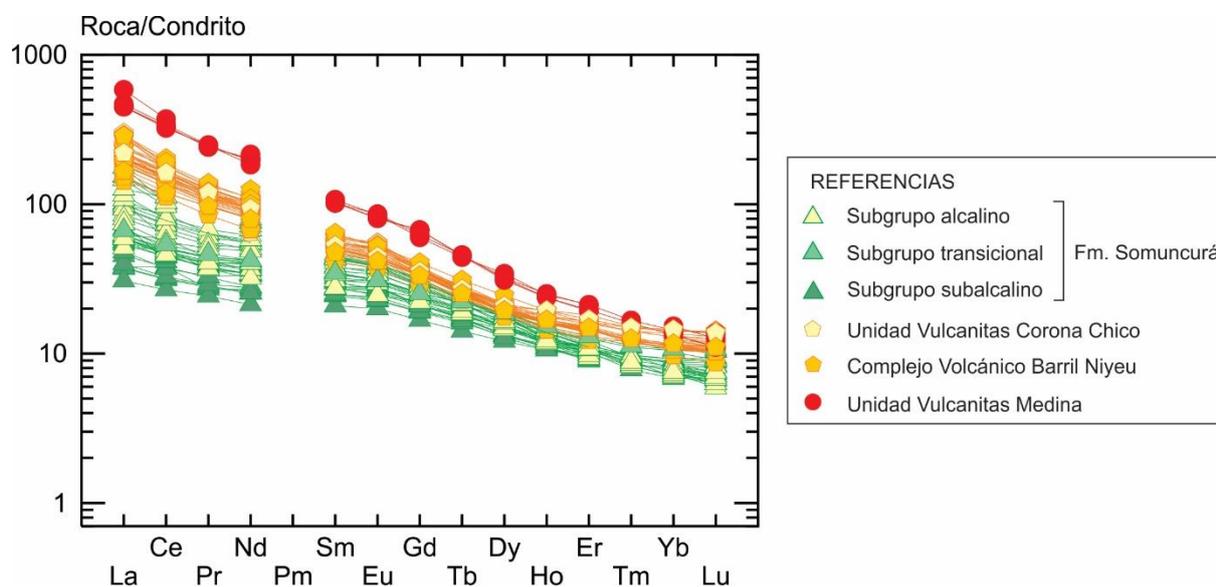
## 6. Modelado petrogenético de las fuentes del manto y sus porcentajes de fusión parcial

Las lavas estudiadas en el sector noroccidental de la Meseta de Somuncurá, correspondientes a las unidades estratigráficas Formación Somuncurá, Vulcanitas Corona Chico, Complejo

Volcánico Barril Niyeu y Vulcanitas Medina, muestran diferencias geoquímicas e isotópicas que, sumadas a la posición estratigráfica y a la edad que presentan, permiten inferir que todas ellas se originaron a partir de fuentes mantélicas distintas. En este sentido, las lavas más antiguas correspondientes a la Formación Somuncurá (Oligoceno - Mioceno temprano), presentan tendencia geoquímica transicional entre alcalina y subalcalina, con enriquecimientos en LREE de entre 20 y 100 veces el valor del condrito y diseños de REE intermedios entre los patrones de EMORB y OIB. Las lavas alcalinas de la unidad Vulcanitas Corona Chico y del Complejo Volcánico Barril Niyeu (Mioceno temprano a medio), presentan contenidos de LREE mayores a 100 veces el condrito y tendencia geoquímica similar al patrón OIB. Por último, las lavas de la unidad Vulcanitas Medina (Plioceno), presentan tendencia alcalina a ultra-alcalina, muestran contenidos de LREE mayores a 400 veces el condrito y diseños enriquecidos respecto al patrón OIB.

De lo mencionado se desprende que, en general, el contenido de elementos incompatibles aumenta desde las lavas más antiguas hasta las más jóvenes, o lo que es lo mismo, desde la base de la meseta hacia el tope de la misma, resultando en un menor grado de fusión parcial en las lavas más juveniles. Tal como se mencionó en apartados anteriores, la fusión parcial de una fuente mantélica homogénea origina lavas alcalinas en los primeros estadios de fusión, a altas presiones, y lavas subalcalinas a mayores porcentajes de fusión y menores presiones, o bien a menor profundidad (Winter 2014). Esto indicaría que si las unidades estudiadas derivaran de una única fuente mantélica, las lavas alcalinas deberían ubicarse topográficamente por debajo de las subalcalinas. Otra opción posible sería que las lavas alcalinas (parte superior de la Formación Somuncurá, Vulcanitas Corona Chico, Complejo Volcánico Barril Niyeu, Vulcanitas Medina) sean el producto de la cristalización fraccionada a altas presiones de las lavas subalcalinas (parte inferior de la Formación Somuncurá). Sin embargo, esto último queda descartado considerando las variaciones en las relaciones isotópicas de las diferentes unidades estratigráficas estudiadas, mostradas en el Capítulo 8 (Fig. 8.2) y en los apartados anteriores. Por otra parte, tal como se indicó para la Formación Somuncurá, en la Figura 9.17 se observa que todas las lavas estudiadas presentan diseños de REE normalizadas a condrito con pendientes negativas variables, producto de un mayor enriquecimiento en LREE respecto a las HREE. Esto sugiere que las mismas se originaron por procesos de fusión parcial (Rollinson 1993). De esta manera, considerando la sucesión estratigráfica de las unidades que conforman la meseta en el área de estudio y sus características geoquímicas e isotópicas, se interpreta que

el vulcanismo de la Meseta de Somuncurá está vinculado a procesos de fusión parcial a partir de diferentes fuentes mantélicas.



**Figura 9.17:** Diagrama de distribución de abundancias relativas de tierras raras normalizadas al condrito C1 de Sun y McDonough (1989) para las muestras estudiadas.

Lo mencionado anteriormente también fue señalado por otros autores. En este sentido, Kay *et al.* (1993, 2007) indican que la variabilidad isotópica observada entre las lavas *pre-plateau*, *plateau* y *post-plateau*, demuestra que las mismas no estarían vinculadas a una única fuente homogénea, y que la fusión pura de fuentes enriquecidas y deprimidas, tampoco sería adecuada. Por su parte Ntaflos *et al.* (2000), basándose en relaciones isotópicas, sugieren la presencia de fuentes mantélicas con diferentes características geoquímicas para las lavas del ámbito de la meseta, mientras que Massaferro *et al.* (2014) postulan distintas fuentes de origen para explicar la génesis de las basanitas, basaltos alcalinos y subalcalinos del norte de Patagonia.

Las lavas estudiadas presentan relaciones  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  versus  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  entre los miembros finales de DM y EM1 (Fig. 8.2b del Capítulo 8), considerando que la existencia de los campos de PREMA y BSE aún es motivo de discusiones (Zindler y Hart 1986). Se modeló una mezcla simple entre un DM y un EM1 equivalente a la isla oceánica Tristán da Cunha (Fig. 9.18), obteniéndose fuentes mantélicas con diferentes proporciones de mezcla, a partir de las cuales se calcularon los porcentajes de fusión parcial requeridos para alcanzar composiciones químicas equivalentes a las lavas estudiadas. Otros autores, tales como Kay *et al.* (2007) y Remesal *et al.* (2012), también plantean modelos de mezcla para el origen de las lavas que conforman la

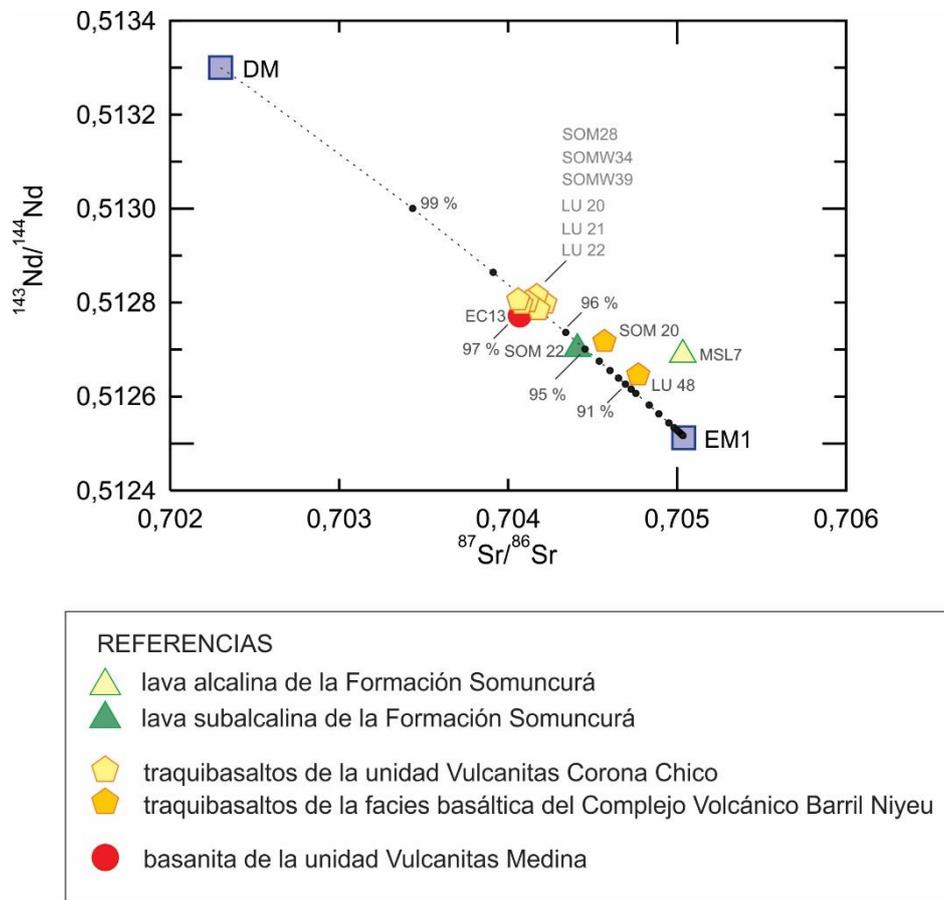
Meseta de Somuncurá. Sin embargo, dichos autores calculan el grado de fusión parcial estimando para la fuente una composición química equivalente al condrito o al manto primitivo, y no a las fuentes de mezcla modeladas por ellos.

Respecto a las evidencias de contaminación cortical que presenta el vulcanismo de la Meseta de Somuncurá, Kay *et al.* (2007) proponen que los altos contenidos de SiO<sub>2</sub> y las elevadas relaciones LILE/REE y <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr de las lavas *plateau* (Formación Somuncurá) podrían corresponder a un componente de contaminación, aunque sus elevados contenidos de MgO, Cr, Ni y los diseños de elementos que presentan (pendiente baja en los LREE y alta en los HREE) restringen la magnitud de contaminación en estas lavas. Asimismo, consideran que las relaciones Th/La y Ta/U típicas de intraplaca, y las bajas concentraciones de <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr observadas en las lavas *pre-plateau* y *post-plateau*, indican la ausencia de contaminación cortical. Remesal *et al.* (2012) postulan que las relaciones isotópicas de las lavas del Complejo Volcánico Barril Niyeu excluyen un aporte sustancial de corteza continental en su evolución. Por su parte, de Ignacio *et al.* (2001) basándose en la composición isotópica de las lavas de la meseta y la presencia de xenolitos mantélicos, descartan la participación de la corteza continental en la génesis de las lavas. Por lo tanto, se considera que en general las lavas de la meseta no fueron afectadas por procesos de contaminación. Respecto a las unidades lávicas estudiadas, la única muestra cuyo contenido de <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (0,70765) no coincide con el arreglo del manto, es una andesita basáltica de carácter transicional de la Formación Somuncurá (MSL9). Para dicha muestra se modeló el proceso de ACF isotópico y de elementos traza, utilizando como fuente de origen una lava subcalina de la Formación Somuncurá y como asimilante una riolita del Complejo Marifil. Los resultados obtenidos indican que la lava MSL9 del subgrupo transicional presenta un 20 % de asimilación y un 10-30 % de cristalización fraccionada (Fig. 8.19a-b del Capítulo 8).

En base a lo mencionado en el párrafo anterior, no se tuvieron en cuenta los posibles efectos de la contaminación cortical para el modelado petrogenético de mezcla isotópica y fusión parcial propuesto a continuación para las rocas estudiadas de la Meseta de Somuncurá, considerando que la misma fue muy escasa o nula.

El modelo petrogenético de mezcla realizado para las lavas del área de estudio (Fig. 9.18) indica que: a) los traquibasaltos de la unidad Vulcanitas Corona Chico y las basanitas de la unidad Vulcanitas Medina son el resultado de una fuente de mezcla compuesta por 97 % de DM y 3 % de EM1; b) las lavas de la Formación Somuncurá derivan de una fuente compuesta por 96 %

de DM y 4 % de EM1; y c) los traquibasaltos del Complejo Volcánico Barril Niyeu son el resultado de fuentes de 95 % de DM y 5 % de EM1, y 91 % de DM y 9 % de EM1.



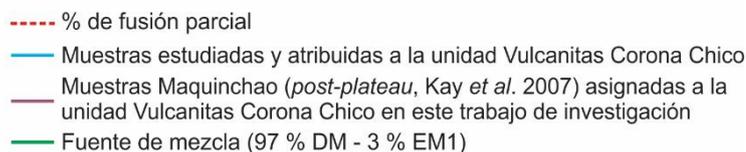
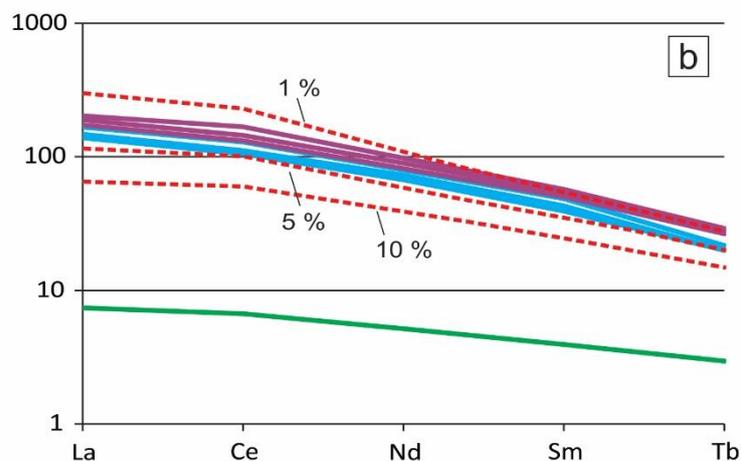
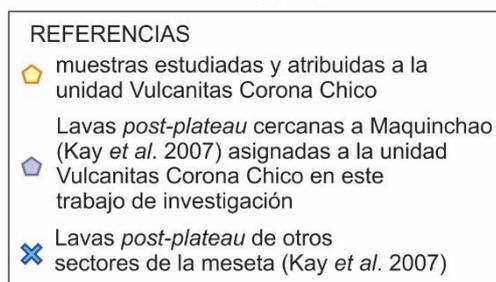
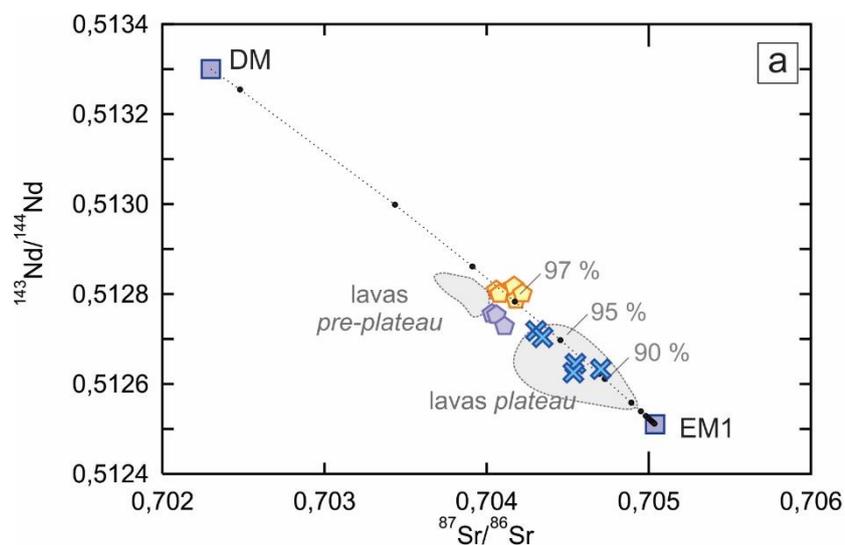
**Figura 9.18:** Diagrama  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  versus  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  para el modelo de mezcla isotópica planteado para las muestras analizadas del sector noroccidental de la Meseta de Somuncurá. La curva punteada representa diferentes proporciones de una mezcla simple entre un DM y EM1. Las muestras estudiadas coinciden con distintos porcentajes de mezcla.

A continuación se discuten los modelados de fusión parcial para las lavas estudiadas. El orden en que se presentan los siguientes apartados está basado en las relaciones DM - EM1 de las fuentes de mezcla modeladas, de mayor a menor proporción de componente DM.

### 6.1 Unidad Vulcanitas Corona Chico

Los traquibasaltos de la unidad Vulcanitas Corona Chico derivan de un 1-5 % de fusión parcial de la fuente de mezcla obtenida (97 % de DM y 3% de EM1) (Figs. 8.5, 8.6 del Capítulo 8 y

9.19a). Considerando la ausencia de estudios geoquímicos e isotópicos previos para esta unidad en todo el ámbito de la meseta, y la propuesta realizada en este trabajo de incorporar a esta unidad las lavas *post-plateau* cercanas al área de Maquinchao (Kay *et al.* 2007), se ajustaron los datos proporcionados por Kay *et al.* (2007) para las muestras M2A, M2B y M5, a los modelados de mezcla y fusión parcial propuestos. Como resultado, en la Figura 9.19a se observa que las lavas *post-plateau* del área de Maquinchao coinciden aproximadamente con una fuente de mezcla compuesta por 97% de DM y 3% de EM1, concordante con la determinada para la unidad Vulcanitas Corona Chico. A partir de dicha fuente se modelaron los porcentajes de fusión parcial, pudiéndose demostrar que las muestras del área de Maquinchao (Kay *et al.* 2007) presentan diseños de elementos intermedios entre los patrones de 1 y 5 % de fusión (Fig. 9.19b), al igual que las muestras de las Vulcanitas Corona Chico estudiadas en este trabajo.



**Figura 9.19:** **a)** Diagrama de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  versus  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  para las lavas de la unidad Vulcanitas Corona Chico y las lavas *post-plateau* de Kay *et al.* (2007). Las áreas grises indican las lavas *pre-plateau* y *plateau* (Kay *et al.* 2007). La curva punteada representa una mezcla simple entre un manto empobrecido (DM) y un manto enriquecido de tipo 1 (EM1). **b)** Diagrama de distribución relativa de REE normalizadas al condrito C1 de Sun y McDonough (1989), para el modelado petrogenético de fusión parcial de las Vulcanitas Corona Chico y las muestras *post-plateau* del área de Maquinchao (Kay *et al.* 2007), asignadas en este trabajo a la unidad Vulcanitas Corona Chico.

La consistencia del modelado entre las lavas estudiadas y las lavas *post-plateau* del área de Maquinchao (Kay *et al.* 2007), refuerzan la propuesta realizada en el presente trabajo (apartado 4.1 de este capítulo), en la que se sugiere incorporar las lavas estudiadas por estos autores en el área de Maquinchao, a la unidad Vulcanitas Corona Chico.

## 6.2 Unidad Vulcanitas Medina

A partir del modelado realizado, se determinó que las basanitas de esta unidad derivan de una fuente de mezcla compuesta por 97 % de DM y 3 % de EM1. El modelado petrogenético de fusión parcial realizado demuestra que aún con porcentajes de fusión extremadamente bajos (< a 0,1 %) no se alcanza un diseño de tierras raras que sea consistente con los de las lavas estudiadas (Fig. 8.8 del Capítulo 8).

Según Massaferró *et al.* (2014) el enriquecimiento en LREE podría ser el resultado de un bajo grado de fusión parcial a partir de una fuente mantélica con granate residual. Asimismo, el hallazgo de xenolitos peridotíticos con granate en el área de Prahuaníyeu (Bjerg *et al.* 2005) justificaría la presencia de una fuente mantélica con granate. Sin embargo, si bien para el modelado realizado se consideró como fuente una lherzolita granatífera, los diseños de patrones obtenidos no son consistentes con las basanitas estudiadas, aún con bajos porcentajes de fusión parcial. Por su parte, Ntaflos *et al.* (2000) indican que dichas concentraciones de elementos incompatibles no podrían derivar directamente de la fusión parcial del manto astenosférico o de una pluma de manto, ya que serían necesarios porcentajes mínimos de fusión. Por esta razón, los atribuyen a dos episodios de fusión parcial o a un enriquecimiento de la fuente mantélica, producto de un metasomatismo previo a la fusión. Esto último, coincide con lo propuesto por Kay *et al.* (2007), quienes señalan la presencia de rocas volcánicas ricas en Na en el sector norte de la meseta, a las cuales vinculan con bajos porcentajes de fusión de un manto litosférico rico en flogopita y anfíbol. Por su parte, Bjerg *et al.* (2005) sugieren la presencia de una fuente metasomatizada por debajo de Prahuaníyeu, basándose en el hallazgo de fases hidratadas en xenolitos de origen mantélico.

Por otra parte, la anomalía negativa en K reconocida en las lavas basaníticas de la unidad Vulcanitas Medina y en otras lavas del ámbito de la meseta con características geoquímicas equivalentes (Ntaflos *et al.* 2000, Labudía *et al.* 2011 y Massaferró *et al.* 2014), podría estar relacionada a la presencia de minerales hidratados en el manto, tales como flogopita y/o anfíbol. Por lo tanto, en base a lo mencionado anteriormente, se considera que las lavas de la unidad

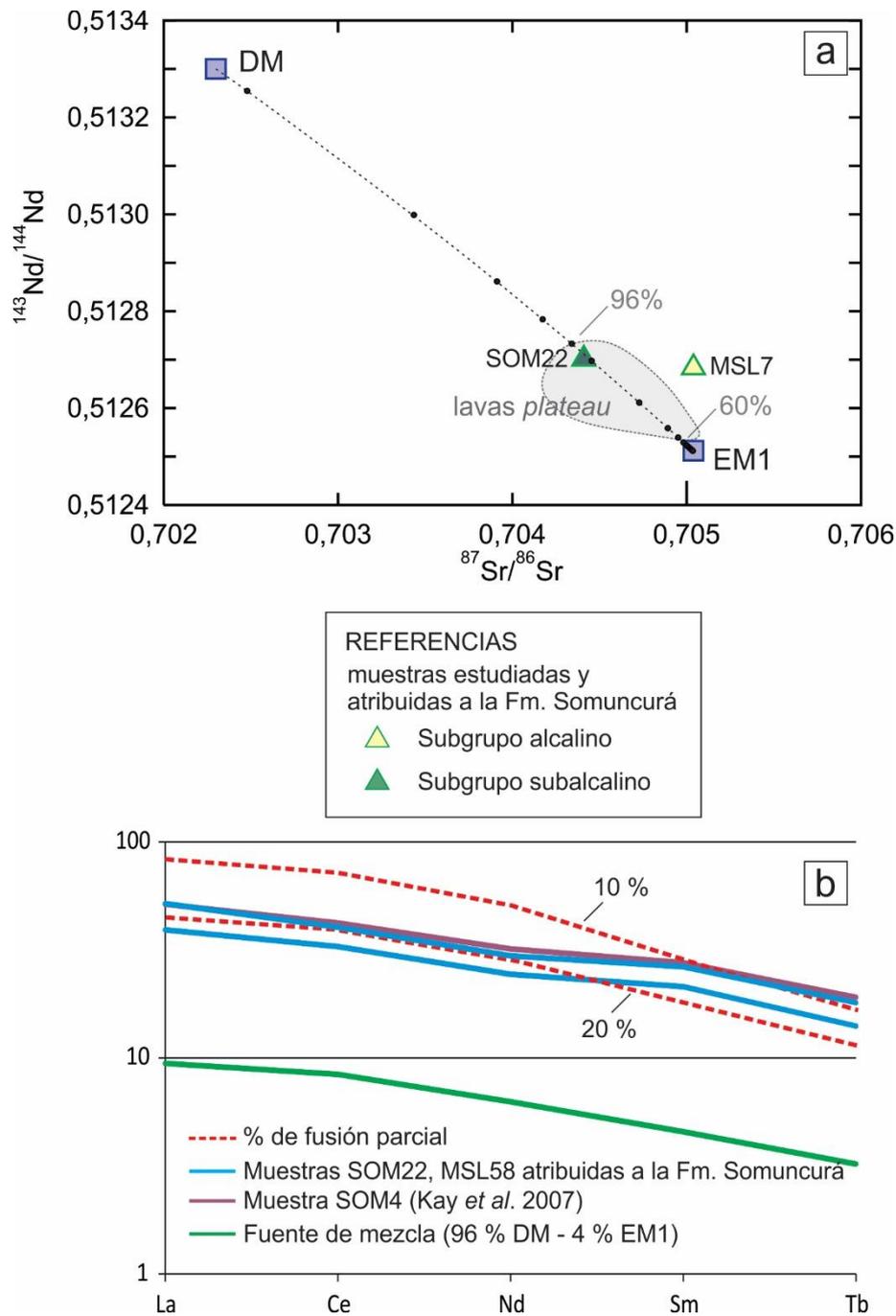
Vulcanitas Medina derivan de una fuente mantélica con granate, compuesta por 97 % de DM y 3 % de EM1, la cual habría sufrido metasomatismo previo a la fusión.

### 6.3 Formación Somuncurá

La andesita basáltica subalcalina (SOM22) de la Formación Somuncurá corresponde a un 10-20 % de fusión parcial de una fuente de mezcla compuesta por un 96 % de DM y 4 % de EM1 (Fig. 9.20a-b). En la Figura 9.20a se comparan las lavas *plateau* (Kay *et al.* 2007) de otros sectores de la meseta con el modelado propuesto, observándose que las mismas coinciden con una mezcla de 96-60 % de DM y 4-40 % de EM1. El amplio rango en las relaciones DM-EM1 observado para las lavas *plateau* (no observado en las muestras estudiadas para este trabajo quizá debido a la menor cantidad de datos analíticos), es consistente con las variaciones geoquímicas mencionadas anteriormente para la Formación Somuncurá, lo que la convierte desde este punto de vista, en la unidad más heterogénea cuando se la compara con las demás unidades estudiadas. A modo de ejemplo y tomando como base una fuente compuesta por 96 % de DM y 4 % de EM1, se calcularon los porcentajes de fusión para la muestra SOM4 (lava *plateau*, Kay *et al.* 2007), y se obtuvo que la misma presenta diseños de REE entre los patrones modelados de 10-20 % de fusión parcial (Fig. 9.20b). Esto último es coincidente con los valores obtenidos para la muestra estudiada (SOM22) de la Formación Somuncurá.

Por otra parte, a pesar de que tanto las relaciones isotópicas de la andesita basáltica subalcalina (SOM22) como de la alcalina (MSL7) coinciden con el arreglo del manto (Fig. 8.2b del Capítulo 8), esta última presenta un contenido de Sr radiogénico levemente mayor, por lo cual no se ajusta correctamente a la curva de mezcla modelada (Fig. 9.20a). Por el contrario, Kay *et al.* (2007) postulan que las lavas *late plateau* (equivalentes a las lavas alcalinas estudiadas) presentan relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  levemente inferiores a las lavas *main* y *early plateau* (lavas subalcalinas). Sin embargo, tal como se mencionó previamente, la dispersión que muestran los resultados isotópicos publicados por dichos autores no puede ser evaluada debido a la menor cantidad de muestras analizadas en el transcurso de este trabajo. Por otra parte, en el estudio realizado por Chen *et al.* (1991) en las lavas de la secuencia Honomanu del volcán Haleakala (Hawaii), se describe una intercalación estratigráfica entre coladas alcalinas y toleíticas, las cuales muestran una marcada dispersión en los contenidos de Sr. Esto demuestra que no necesariamente las lavas alcalinas presentan relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  menores a las toleíticas. Por lo tanto, para conocer si el contenido de Sr de la muestra alcalina (MSL7) de la Formación

Somuncurá se debe simplemente a la dispersión que presentan los datos o bien responde a otro proceso, es necesaria una mayor cantidad de datos isotópicos.



**Figura 9.20: a)** Diagrama de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  versus  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  para las lavas de la Formación Somuncurá y las lavas *plateau* de Kay *et al.* (2007), indicadas con el área gris. La curva punteada representa diferentes proporciones de una mezcla simple entre un manto empobrecido (DM) y un manto enriquecido de tipo 1 (EM1). **b)** Diagrama de distribución de REE normalizadas al condrito C1 de Sun y McDonough (1989), para el modelado petrogenético de fusión parcial de la Formación Somuncurá y la muestra SOM4 de las lavas *plateau* (Kay *et al.* 2007).

Tal como se indicó previamente, las lavas de la Formación Somuncurá no derivan de una única fuente mantélica (96 % DM – 4 % EM1), sino de más de una fuente con diferentes proporciones de mezcla. Esto último es consistente con el amplio rango DM-EM1 (96-60 % de DM y 4-40 % de EM1) que presentan las fuentes modeladas para las lavas *plateau* de Kay *et al.* (2007) (Fig. 9.20a).

Por lo tanto, tal como se mencionó en el apartado 3.1 de este capítulo, hasta el momento la disposición estratigráfica que presentan las lavas de la Formación Somuncurá, sumado a las características texturales identificadas en cristales de ortopiroxeno, las incongruencias composicionales mencionadas para las fases minerales, las variaciones geoquímicas referidas para toda la sucesión (disminución del grado de fusión parcial hacia el tope de la sucesión lávica), los diseños de REE normalizadas a condrito y las relaciones isotópicas, permiten proponer que las lavas de esta unidad derivan de procesos de fusión parcial de diferentes fuentes mantélicas.

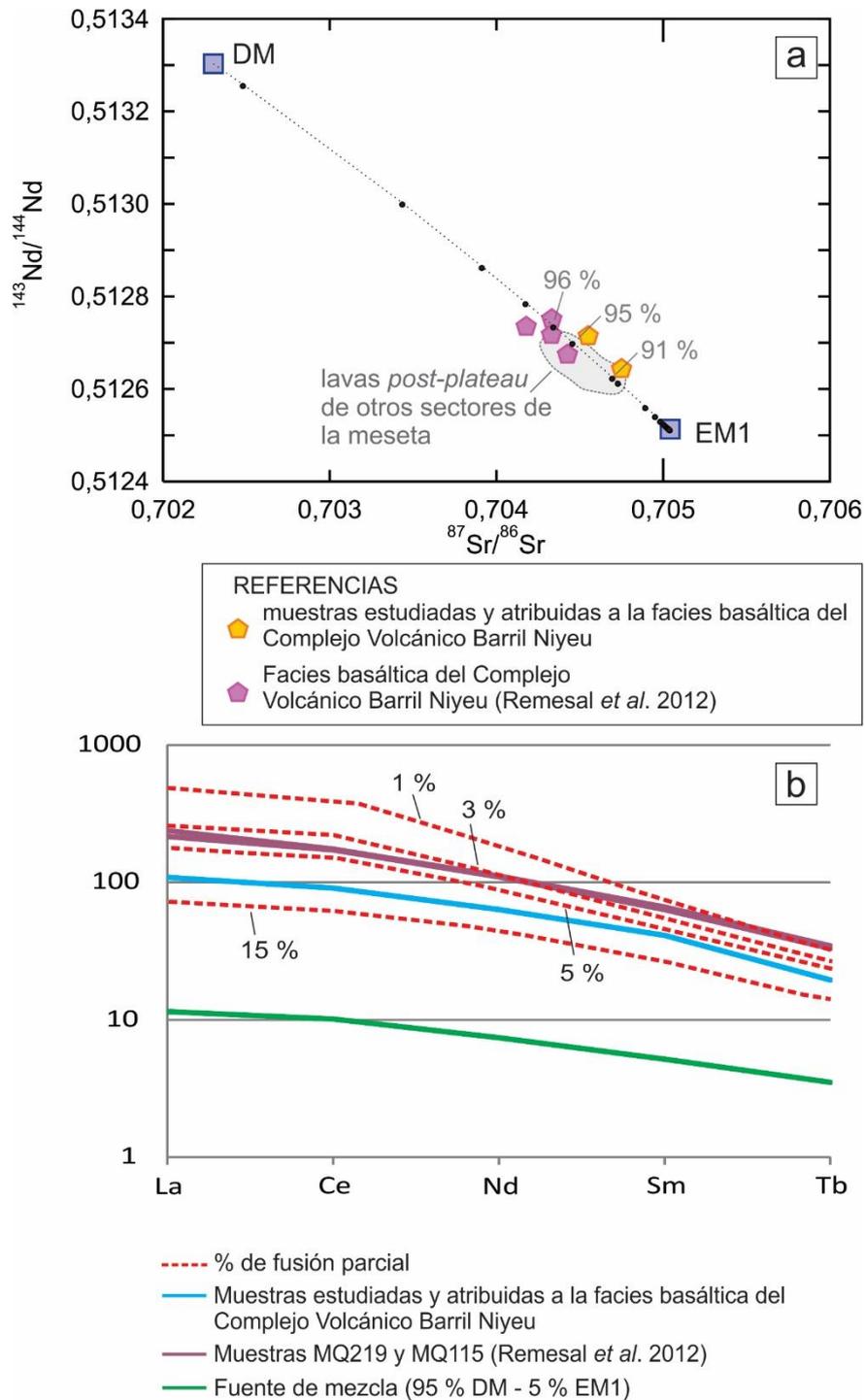
#### 6.4 Complejo Volcánico Barril Niyeu

Los traquibasaltos de este complejo se corresponden con dos proporciones diferentes de mezcla en la curva modelada (Fig. 9.21a): a) 5-15 % de fusión parcial a partir de una fuente compuesta por 95 % de DM y 5 % de EM1 (muestra SOM20) y b) 8-15 % de fusión parcial de una fuente compuesta por 91 % de DM y 9 % de EM1 (muestra LU48). La primera muestra mencionada presenta relaciones isotópicas similares al traquibasilto de la facies basáltica del Complejo Volcánico Barril Niyeu (MQ115, Remesal *et al.* 2012); mientras que la segunda tiene menores relaciones  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y mayores  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , coincidentes con las muestras *post-plateau* (Kay *et al.* 2007) de otros sectores de la meseta (Fig. 9.21a).

Por su parte, Remesal *et al.* (2012) plantean un modelo de mezcla simple entre un DM y un EM1, en base al cual proponen que las relaciones isotópicas de los basaltos del Complejo Volcánico Barril Niyeu, corregidos a una edad promedio de 20 Ma, coinciden con una fuente de mezcla compuesta por 95-90 % de DM y 5-10 % de un EM1. Si bien dichas proporciones coinciden con las obtenidas para las lavas estudiadas, para una correcta comparación se ajustaron los datos isotópicos de estos autores al modelado utilizado en este trabajo. De esta forma, se obtuvo que las lavas del Complejo Volcánico Barril Niyeu (Remesal *et al.* 2012) presentan relaciones isotópicas, tanto medidas como corregidas a 20 Ma, equivalentes con una fuente de mezcla compuesta por 96-95 % de DM y 4-5 % de EM1 (Fig. 9.21a). Estas

proporciones coinciden, en parte, con las de la primer muestra mencionada (SOM20: 95% DM - 5 % EM1), pero se alejan levemente de la segunda (LU48: 91% de DM y 9% de EM1). Sin embargo, teniendo en cuenta que: a) el traquibasalto LU48 corresponde a la muestra ubicada geográficamente más próxima al centro eruptivo del Complejo Volcánico Barril Niyeu (sierra de Chauchaiñeu), b) que sus características geoquímicas coinciden con la facies basáltica de tal complejo, y c) que sus relaciones isotópicas coinciden con las de lavas *post-plateau* (Kay *et al.* 2007) estudiadas en áreas cercanas a tal complejo (fuera del área de estudio), se considera que el traquibasalto LU48 amplía el rango isotópico que presentan las lavas del Complejo Volcánico Barril Niyeu.

Por otra parte, se calcularon los porcentajes de fusión parcial requeridos para alcanzar la composición química de dos traquibasaltos estudiados por Remesal *et al.* (2012) (muestras MQ219 y MQ115), partiendo de una de las fuentes de mezcla modeladas: 95 % de DM y 5 % de EM1. En la Figura 9.21b se observa que los traquibasaltos estudiados muestran diseños de REE intermedios entre un 1-5 % de fusión parcial. En conclusión, a partir del modelado propuesto, las lavas del área de estudio atribuidas a la facies basáltica del Complejo Volcánico Barril Niyeu y aquellas estudiadas por Remesal *et al.* (2012) en el mismo complejo, derivan del 1-15 % (Figs. 8.13, 8.16 del Capítulo 8 y 9.21b) de fusión parcial de una fuente de mezcla compuesta por 96-91 % de DM y 4-9 % de EM1 (Fig. 9.21a).



**Figura 9.21:** a) Diagrama de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  versus  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  para las lavas de la facies basáltica del Complejo Volcánico Barril Niyeu del área de estudio y de Remesal *et al.* (2012). El área gris indica las muestras *post-plateau* (Kay *et al.* 2007) de otros sectores de la meseta. La curva punteada representa diferentes proporciones de una mezcla simple entre un manto empobrecido (DM) y un manto enriquecido de tipo 1 (EM1). b) Diagrama de distribución de abundancias relativas de REE normalizadas al condrito C1 de Sun y McDonough (1989), para el modelado petrogenético de fusión parcial del Complejo Volcánico Barril Niyeu.

Por lo tanto, a partir del modelado propuesto para las lavas del sector noroccidental de la meseta y aquellas correspondientes a las mismas unidades, estudiadas por otros autores, se establece que:

- las lavas de la Formación Somuncurá (evento volcánico *plateau*), derivan de un 10-20 % de fusión parcial de diferentes fuentes con proporciones de DM-EM1 entre 96-60 % – 4-40 %.
- las lavas de la unidad Vulcanitas Corona Chico (evento volcánico *post-plateau*), corresponden a 1-5 % de fusión parcial de una fuente mantélica compuesta por 97 % de DM y 3 % de EM1.
- las lavas del Complejo Volcánico Barril Niyeu (evento volcánico *post-plateau*) derivan de un 3-15 % de fusión a partir de una fuente compuesta por 96-91 % de DM y 4-9 % de EM1.
- las lavas de la unidad Vulcanitas Medina (evento volcánico plioceno), derivan de una fuente mantélica metasomatizada, compuesta por 97 % de DM y 3 % de EM1.

## **7. Marco geotectónico de la Meseta de Somuncurá**

La Meseta de Somuncurá representa el mayor campo volcánico de retroarco de la Patagonia y es uno de los que plantea los mayores interrogantes en cuanto a su génesis a nivel global. Se han propuesto diferentes hipótesis para su formación, las cuales no alcanzan a explicar íntegramente las características del vulcanismo generado en este sector. Por el contrario, son varios los reservorios y las causas que potencialmente pudieran haber participado en su origen, por lo que es difícil definir un modelo geotectónico. En este sentido, existen muy pocas evidencias de extensión en el retroarco durante el Cenozoico, cuando tuvieron lugar las principales erupciones basálticas. El único evento tectónico contemporáneo a estas erupciones coincide con el desmembramiento de la placa de Farallón, que produjo un incremento en la velocidad y un cambio en la dirección de convergencia (de oblicuo a casi normal) entre la placa subductada y la placa Sudamericana (Cande y Leslie 1986; Somoza 1998).

Numerosos autores, tales como Kay *et al.* (1992, 1993, 2007), Ntaflos *et al.* (2000) y Bjerg *et al.* (2005, 2009) proponen que la provincia geológica de Somuncurá estuvo asociada a una anomalía térmica transitoria en el manto, durante la reorganización de las placas al oeste de la meseta. Sin embargo, dichos autores difieren en la importancia del componente de subducción en la génesis de las lavas de la meseta. En este sentido, Kay *et al.* (1993, 2007) postulan que

los altos contenidos de Ba/La y Sr/La de las lavas *plateau* estarían relacionados a la desintegración de la placa subductada y, por lo tanto, a la incorporación de componentes de arco a la fuente mantélica.

Por otra parte, de Ignacio *et al.* (2001) sugieren que la anomalía térmica no estaría relacionada a una pluma de manto, sino que sería producto de un ascenso de la astenósfera favorecido por un influjo de magma hacia la cuña de manto (*slab roll-back*) y de la geometría cóncava hacia arriba de la losa subductada. Esto último es también considerado por Massaferró *et al.* (2006, 2014) para explicar la génesis de las efusiones volcánicas pliocenas-cuaternarias del área de Somuncurá.

Muñoz *et al.* (2000) y Aragón *et al.* (2013) indican que el aumento de la tasa de convergencia favoreció la formación de una ventana astenosférica durante la colisión de la dorsal Farallón-Aluk, entre el Oligoceno y el Mioceno temprano. A partir de la colisión, la placa de Farallón se acopló a la placa Sudamericana a través de una falla transformante, mientras que la placa de Aluk continuó subductándose, generando una ventana (Aragón *et al.* 2013).

Por su parte, Remesal *et al.* (2012) proponen que el magmatismo de la Meseta de Somuncurá estaría relacionado a un proceso de delaminación litosférica disparada por perturbaciones gravitacionales durante la reorganización de las placas en el borde oeste de la placa Sudamericana. Asimismo, indican que el pasaje de la placa de Aluk por debajo de la actual Meseta de Somuncurá habría inyectado fluidos de la zona de subducción y fundidos, en el manto somero.

Los resultados geoquímicos de las vulcanitas estudiadas no demuestran que las mismas hayan sufrido influencia del plano de subducción. Es por este motivo que, al menos para el área de estudio, se desestiman las hipótesis que consideran la influencia de la placa subductada (sea Farallón o Aluk) como relevante para la génesis de las unidades estudiadas.

Los resultados obtenidos del análisis estratigráfico, geoquímico e isotópico (Nd-Sr) de las lavas máficas del sector noroccidental de la Meseta de Somuncurá, permiten compararlas con las lavas del volcán Haleakala de Hawaii (Chen y Frey 1985), el cual está compuesto por tres series volcánicas: Honomanu, Kula y Hana. La serie Honomanu, en la base de la sucesión, coincide con el estadio principal de escudo (*shield-forming*) y está conformada por lavas toleíticas y alcalinas subordinadas, con concentraciones de LREE entre 22 y 41 veces el condrito. Dichas lavas muestran diseños casi paralelos al condrito entre los elementos La y Eu, mientras que entre Eu y Lu el diseño se vuelve más empinado. Asimismo, presentan las mayores relaciones

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y menores  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de toda la sucesión volcánica. La serie Kula corresponde a un evento secundario (*alkali capping*), caracterizado por lavas alcalinas, con contenidos de LREE entre 74 y 100 veces el condrito, las cuales presentan menores relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y mayores  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  que la serie basal. Por último, la serie Hana representa el evento final (*post-erosional*), y está caracterizada por lavas alcalinas ubicadas hacia el tope de la sucesión, con contenidos de LREE entre 61 y 82 veces el condrito, mínimas relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y máximas de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . La variación en las concentraciones de los elementos incompatibles y en las relaciones isotópicas Nd-Sr de las lavas del volcán Haleakala está relacionada a la ubicación estratigráfica de las lavas y su edad. En este sentido, los elementos incompatibles aumentan desde la base de la sucesión volcánica (lavas más antiguas) hacia el tope (lavas más jóvenes), y por lo tanto el grado de fusión parcial disminuye de base a techo (Chen y Frey 1985). Los mencionados autores, postulan que las diferencias geoquímicas e isotópicas identificadas en las tres series volcánicas, así como su relación con la estratigrafía, son indicadoras de la presencia de diferentes fuentes de origen. Lo mencionado anteriormente permite comparar la serie volcánica Honomanu con la Formación Somuncurá, la serie Kula con la unidad Vulcanitas Corona Chico y el Complejo Volcánico Barril Niyeu, y la serie Hana con las basanitas de la unidad Vulcanitas Medina. De esta forma, tanto en Hawaii como en la Meseta de Somuncurá se observa que el contenido de elementos incompatibles aumenta desde la base de la sucesión volcánica hacia el tope de la misma, disminuyendo de esta forma el grado de fusión parcial desde las unidades más antiguas hasta las más jóvenes.

Al respecto, Chen y Frey (1985) explican la génesis de las lavas del volcán Haleakala a partir de un modelo de punto caliente (*hot-spot*), el cual se basa en el desplazamiento de la litosfera oceánica sobre dicho punto, modificándose de esta manera el grado de fusión parcial y la proporción de los componentes de pluma y manto deprimido con el tiempo. A partir de la mezcla entre un manto deprimido levemente fundido y un reservorio astenosférico no deprimido, concluyen que las tres series volcánicas identificadas derivan de tres fuentes mantélicas diferentes. Durante el estadio principal de escudo (Serie Honomanu) la placa litosférica se sitúa por encima del punto caliente, por lo que se produce la máxima interacción entre el manto deprimido y la pluma, obteniéndose las mayores relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y el mayor grado de fusión parcial. A medida que continúa el desplazamiento de la placa, el volcán se aleja cada vez más del punto caliente y por lo tanto el componente de pluma disminuye (Serie Kula:  $<^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $<$  grado de fusión parcial). Finalmente, la placa se aleja del punto caliente, por lo que el aporte de la pluma disminuye rápidamente, formándose lavas ultra-alcalinas con baja

contribución del componente de pluma y mínimo grado fusión parcial (Serie Hana). Tal como fuera previamente indicado, las variaciones estratigráficas, geoquímicas e isotópicas descritas por Chen y Frey (1985) son consistentes con aquellas observadas en las unidades lávicas estudiadas. Por lo tanto, la hipótesis de la presencia de distintas fuentes mantélicas en la Meseta de Somuncurá podría explicarse tomando como base el modelo planteado por los mencionados autores, siempre teniendo en consideración que Hawaii corresponde a una isla oceánica, mientras que las lavas de la meseta se formaron en un ambiente continental de intraplaca.

Tal como se mencionó anteriormente, Kay *et al.* (1993, 2004, 2007) sugieren la presencia de una anomalía térmica tipo punto caliente en el manto subyacente de la Meseta de Somuncurá basándose, entre otras cosas, en la comparación geoquímica de las lavas de la meseta con las de Hawaii (Chen y Frey 1985). Según estos autores, el magmatismo se desarrolla a partir de alteraciones en el manto producidas por cambios en el vector de convergencia de la placa subductada al oeste de la meseta. En este sentido, sugieren el alzamiento de un manto astenosférico profundo con señal de pluma (EM1), el cual intersecta la placa de Farallón, y por lo tanto la fusión es facilitada por la hidratación del manto y el aumento de la temperatura resultante de la posición de la placa sudamericana sobre el punto caliente. Dichos autores proponen un primer estadio magmático, sin influencia de corteza ni de componente de subducción, el cual se produce debido al incipiente alzamiento del manto astenosférico con características de pluma, en un régimen de convergencia oblicuo. Este magmatismo genera lavas con bajos porcentajes de fusión parcial, cuyas composiciones isotópicas presentan una mayor proporción de componente DM respecto al EM1. El segundo estadio corresponde al evento volcánico principal y se produce a partir de cambios en el ángulo de convergencia de la placa subductada, de oblicuo a casi normal. En este estadio la placa sudamericana estaría posicionada sobre un punto caliente, por lo que las lavas resultantes presentan altos porcentajes de fusión y mayores relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , derivadas de una fuente mantélica con mayor proporción del componente EM1. El avance y alzamiento del manto con señal de pluma acelera la generación de magmas y contemporáneamente se produce la desintegración y deshidratación de la placa de Farallón, incorporándose al manto componentes de arco (altas relaciones Ba/La, Sr/La), provenientes de la placa subductada al oeste. El tercer estadio se desarrolla en un régimen de convergencia normal, a partir de una disminución en el alzamiento del manto con características de pluma. Las lavas de este estadio se caracterizan por una disminución en el grado de fusión parcial y del componente de pluma (EM1). Por otra parte, los mencionados autores reconocen mayores relaciones  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y menores  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en las lavas *post-plateau*

del área de Maquinchao (atribuidas ahora a la unidad Vulcanitas Corona Chico) comparadas con aquellas del área de Telsen. Dichas diferencias fueron observadas también entre las lavas asignadas a la unidad Vulcanitas Corona Chico y al Complejo Volcánico Barril Niyeu en el presente trabajo de investigación.

Lo mencionado anteriormente demuestra que el origen del magmatismo que dio forma a la Meseta de Somuncurá, así como su encuadre tectónico, tiene aún un alto grado de incertidumbre. Los resultados presentados en este trabajo aportan nueva información de detalle respecto a la estratigrafía, petrografía, mineralogía, geoquímica e isotopía de las unidades lávicas que conforman el sector noroccidental de la meseta, un área muy extensa donde varias unidades no estaban definidas. Si bien los datos proporcionados no alcanzan para esclarecer las incertidumbres que aún persisten respecto al origen de la meseta, la semejanza con el modelo propuesto por Chen y Frey (1985) y en parte con Kay *et al.* (2007), permiten considerar el modelo de anomalía térmica en el manto por debajo de la litósfera como el más probable para explicar la génesis de las lavas estudiadas.

#### *Geotermometría*

Las temperaturas obtenidas para las lavas estudiadas fueron comparadas con las calculadas por Ntaflos *et al.* (2000) y Bjerg *et al.* (2005, 2009) para xenolitos de manto asociados a las lavas. Dichos autores calculan rangos de P-T de 28 kbar - 1050°C (Ntaflos *et al.* 2000) y 24 a 18 kbar – 1109 a 1221°C (Bjerg *et al.* 2005, 2009), en este último caso en base a xenolitos mantélicos del área de Prahuaniyeu, y los vinculan a la presencia de una geoterma alta por debajo del área de la Meseta de Somuncurá, lo cual no es normal en un ambiente tectónico de intraplaca. Por tal motivo postulan que la generación de los magmas fue profunda (mayor a 100 km) y por lo tanto proponen la existencia de inestabilidades térmicas en el manto, vinculadas a plumas de manto.

Aplicando el geotermómetro de Brey y Köhler (1990) para cristales de ortopiroxenos (Anexo V), se calcularon las temperaturas de equilibrio de lavas alcalinas y transicionales de la Formación Somuncurá a diferentes presiones. Para las lavas alcalinas se obtuvieron los siguientes rangos de temperatura: 1028-1286°C (20 kbar), 1003-1256°C (15 kbar), 953-1197°C (5 kbar) y 933-1173°C (1 kbar), mientras que las lavas transicionales presentan los siguientes valores: 1240°C (20 kbar), 1211°C (15 kbar), 1153°C (5 kbar) y 1131°C (1 kbar). Los rangos de valores calculados coinciden en general con las temperaturas calculadas en esta tesis a partir

del geotermómetro de Powell y Powell (1974) para el par olivino-clinopiroxeno, y con aquellos indicados por Ntaflos *et al.* (2000) y Bjerg *et al.* (2005, 2009). Sin embargo, es importante mencionar nuevamente que los cristales de ortopiroxeno analizados presentan texturas de desequilibrio por lo que las temperaturas obtenidas constituyen resultados simplemente orientativos ya que no es posible descartar que hayan sufrido alteraciones.

Por otra parte, a partir del geotermómetro de Powell y Powell (1974) para el par mineral olivino-clinopiroxeno (Anexo VI) en las rocas estudiadas, se obtuvieron temperaturas promedio de 1014,81°C para la unidad El Bajo, 1012,95°C para la Formación Somuncurá, 1014,73°C para el Complejo Volcánico Barril Niyeu y 1015,15°C para la unidad Vulcanitas Medina, las cuales no presentan variaciones significativas con la presión. Dichos resultados son similares, aunque levemente menores, a los señalados por Ntaflos *et al.* (2000) y Bjerg *et al.* (2005, 2009), favoreciendo la hipótesis de una anomalía térmica por debajo de la litosfera de la Meseta de Somuncurá.

#### *Modelo geotectónico propuesto*

En el diagrama esquemático de la Figura 9.22 se presenta el modelo geodinámico propuesto para el sector de retroarco de la Meseta de Somuncurá. El vulcanismo comienza con la erupción de las lavas de la unidad El Bajo (Fig. 9.22a), situadas topográficamente por debajo del ámbito de la meseta, las cuales a pesar de no contar con análisis isotópicos ni edades radimétricas, derivarían de un 10-20 % de cristalización fraccionada de lavas con características similares a las *pre-plateau* (Kay *et al.* 2007), y serían anteriores al evento volcánico *plateau* (Oligoceno-Mioceno temprano).

Durante el Oligoceno y el Mioceno temprano tiene lugar el evento volcánico principal de la meseta (evento volcánico *plateau*), representado por las efusiones de la Formación Somuncurá (Fig. 9.22b). Este vulcanismo está caracterizado por las máximas relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  identificadas en el área y representa la mayor interacción entre el DM y el manto con características de pluma (EM1), originando los porcentajes de fusión parcial más elevados. Las lavas derivan de diferentes fuentes con relaciones DM-EM1 entre 96-60 % y 4-40 %, respectivamente.

Durante el Mioceno temprano a medio se produce el evento volcánico *post-plateau*, representado en el área de estudio por las Vulcanitas Corona Chico y la facies basáltica del Complejo Volcánico Barril Niyeu. Este vulcanismo está caracterizado por una menor

interacción entre el DM y el manto con componente de pluma (EM1) (97-91 % DM y 3-9 % EM1), debido a una disipación de la anomalía térmica (Fig. 9.22c). Por otra parte, las menores concentraciones de Sr radiogénico identificadas en las lavas de la unidad Vulcanitas Corona Chico se consideran como indicadoras de que las mismas representan una menor relación entre el DM y el EM1, respecto a las lavas Complejo Volcánico Barril Niyeu.

Por último, durante el evento volcánico plioceno tiene lugar un magmatismo alcalino a ultra-alcalino, de carácter más localizado, en comparación con los eventos previos (Fig. 9.22d). El mismo comprende la unidad Vulcanitas Medina, cuya fuente representa la mínima interacción entre el DM y el EM1 (97% de DM y 3% de EM1). Los altos contenidos de elementos incompatibles identificados en esta unidad, sumados a la anomalía negativa en K que presentan estas lavas, sugieren una fuente de origen metasomatizada.

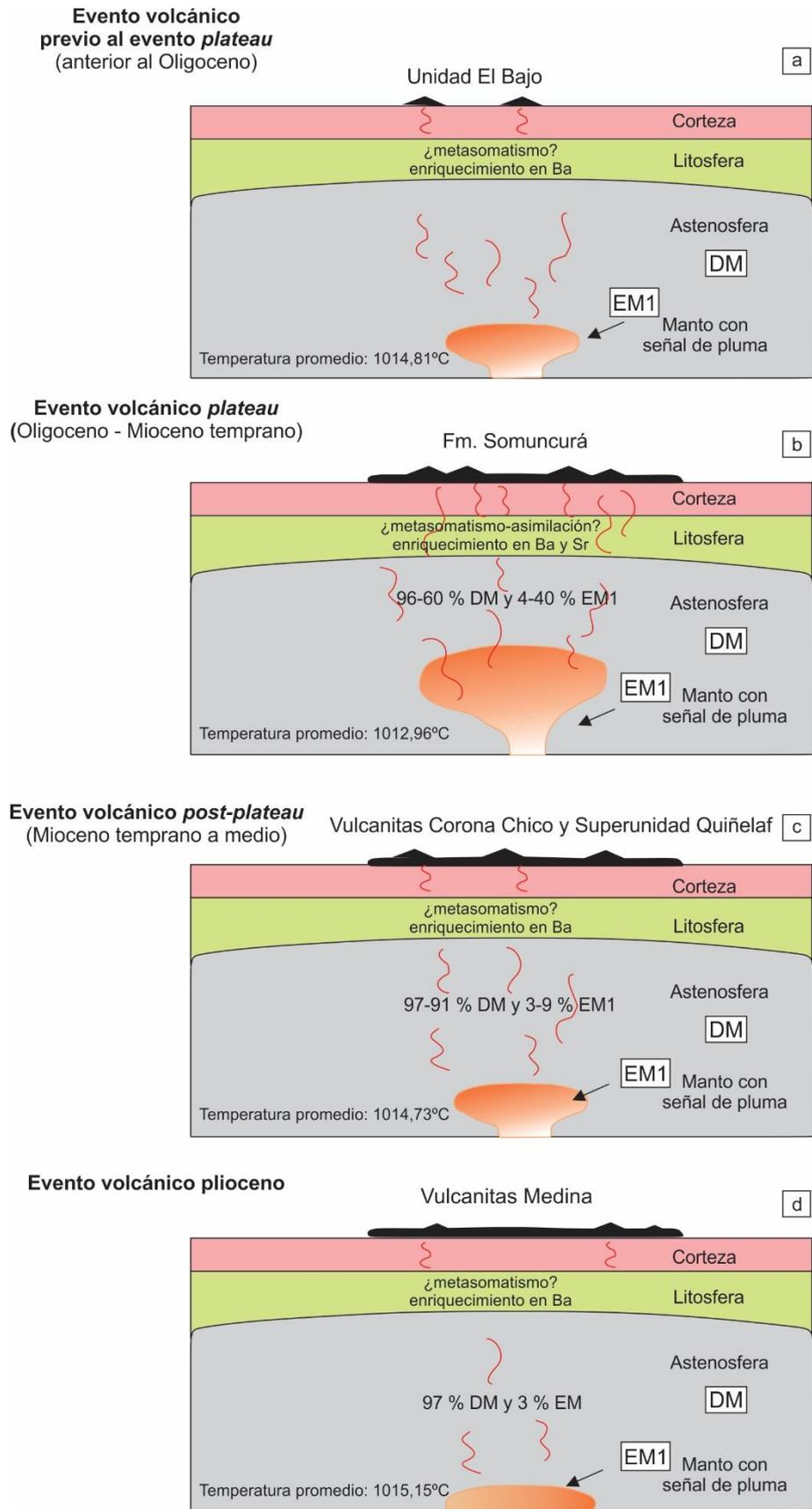
Las lavas de la unidad El Bajo, así como aquellas de los eventos volcánicos *plateau* y *post-plateau* presentan anomalías positivas en Ba. Por otra parte, las lavas del evento volcánico *plateau* muestran además anomalías positivas en Sr. Kay *et al.* (2007) atribuyen las anomalías en Ba y Sr del evento volcánico *plateau* a la desintegración y deshidratación de la placa de Farallón, lo que produce la dispersión de los componentes de subducción hacia el este del arco. Si bien dichos autores no hacen referencia a los altos contenidos de Ba en las lavas *pre-plateau*, sí mencionan que las elevadas concentraciones de este elemento en las lavas *post-plateau* se deben a la desintegración de fases hidratadas en la litósfera. En los estudios realizados en este trabajo no se reconocieron evidencias geoquímicas de influencia del plano de subducción (como pueden ser las típicas anomalías negativas en Nb-Ta) en ninguna de las unidades volcánicas estudiadas. Esto mismo fue indicado por Ntaflos *et al.* (2000) e inclusive por Kay *et al.* (2007), quienes desestiman una posible interacción del plano de subducción en la generación de las lavas de la meseta tomando en considerando la distancia entre el retroarco y el arco, así como la geoquímica de las lavas. Por lo tanto, teniendo en cuenta que las altas concentraciones de Ba se manifiestan en todas las unidades lávicas estudiadas, a excepción de las Vulcanitas Medina, se considera más apropiada la hipótesis de un manto enriquecido en dicho elemento y no aquella que lo atribuye a la influencia de la placa.

El Ba es un elemento compatible con la flogopita y la hornblenda (coeficientes de partición para rocas basálticas: 1,09 y 0,42, respectivamente) (Rollinson 1993). En el sector sur de Patagonia, en la provincia de Santa Cruz, Aliani *et al.* (2004) y Aliani (2007) reportan altos contenidos de Ba en anfíboles (máximo 522,29 ppm), micas (máximo 2582,93 ppm) y vidrios (máximo 1621,23 ppm) de xenolitos peridotíticos. Lo mencionado sugiere la presencia de un

manto metasomatizado con fases hidratadas muy ricas en Ba, por debajo del sur de Patagonia. Asimismo, Stern *et al.* (1990) estudian basaltos alcalinos en el sector sur de Patagonia, los cuales desarrollan anomalías positivas en Ba.

En base a lo mencionado anteriormente y la información disponible hasta el momento, se considera que las altas concentraciones de Ba en las lavas de las unidades El Bajo, Formación Somuncurá, Vulcanitas Corona Chico y Complejo Volcánico Barril Niyeu, podrían estar relacionadas a: a) una fuente mantélica enriquecida en dicho elemento, o b) a la desintegración de fases hidratadas ricas en Ba presentes en el manto, lo cual indicaría que el mismo sufrió metasomatismo previo a la fusión.

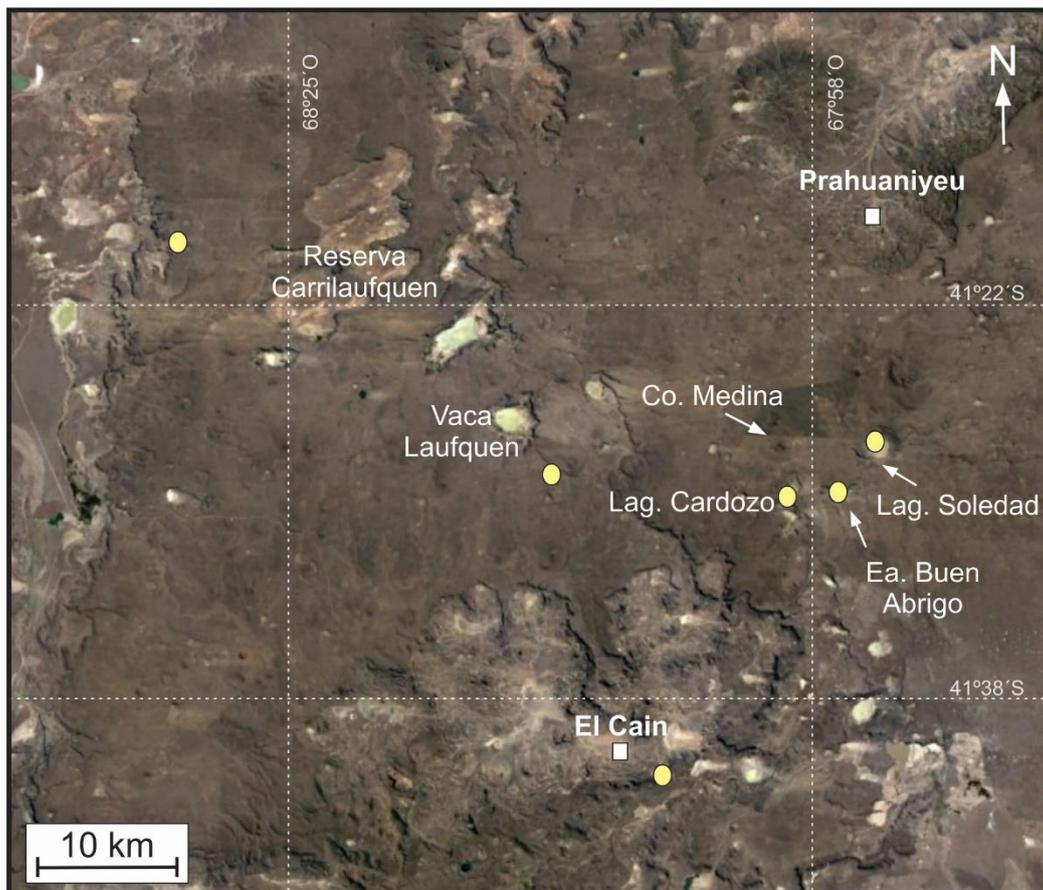
Por otra parte, respecto a las anomalías de Sr reconocidas en las lavas del evento volcánico *plateau* se considera que, si bien no se identificaron en dichas lavas evidencias claras de contaminación cortical, no se descarta que algunas andesitas basálticas (tal como sucede con la muestra MSL9) pudieran tener asociados procesos de asimilación y cristalización fraccionada. De esta forma, y teniendo en cuenta la heterogeneidad que presentan las lavas de la Formación Somuncurá demostrada a lo largo de todo este trabajo, se propone que las anomalías de Sr podrían vincularse a procesos de asimilación. Sin embargo, se requieren mayores estudios de detalle e información geoquímica de roca total e isotopía de estas lavas para determinar el origen de dichas anomalías.



**Figura 9.22:** Representación esquemática del modelo geodinámico propuesto para el vulcanismo del sector noroccidental de la Meseta de Somuncurá, basado en los aportes de Chen y Frey (1985) y Kay *et al.* (2007).

## 8. Niveles volcanoclásticos: Grupo Sarmiento y Complejo Volcánico Barril Niyeu (Superunidad Quiñelaf)

En el sector noroccidental de la Meseta de Somuncurá se reconocieron y estudiaron niveles volcanoclásticos en las siguientes áreas (Fig. 9.23): a) este: en la laguna Soledad, bajo de la estancia Buen Abrigo y laguna Cardozo; b) centro: a 4 km al sureste de Vaca Laufquen; c) noroeste: en los márgenes de la meseta; y d) sur: hacia la base de la barda basáltica ubicada a 5 km al sureste del poblado de El Caín.



**Figura 9.23:** Imagen satelital de *Google Earth* correspondiente al área de estudio, donde se indican los sitios de muestreo de los depósitos volcanoclásticos estudiados.

No se cuenta con antecedentes bibliográficos para los depósitos volcanoclásticos ubicados al este del área de interés y estos no se encuentran representados en la Hoja Geológica Maquinchao (Remesal *et al.* 2001). Dichos niveles volcanoclásticos fueron reconocidos en perfiles verticales en los frentes de afloramiento de bajos topográficos, intercalados entre coladas de la Formación Somuncurá (área de laguna Soledad), o hacia la base de dicha

formación (en el bajo de la estancia Buen Abrigo y laguna Cardozo), donde han sido preservados de la erosión. Los depósitos del área de la laguna Soledad presentan entre 1 y 5 m de espesor, mientras que aquellos de la estancia Buen Abrigo y los de la laguna Cardozo (Fig. 4.9 del Capítulo 4; Anexo I), muestran potencia variable, entre 5 y 20 m aproximadamente, aunque la base de la sucesión no queda expuesta. Corresponden a tobas vítreas consolidadas a moderadamente consolidadas, con estructura masiva, fábrica clasto-sostén y buena a moderada selección. Están compuestas por vitroclastos (fragmentos pumíceos y trizas vítreas en proporciones similares), cristaloclastos (principalmente de plagioclasa y feldespato potásico, principalmente), litoclastos y material ligante.

En el sector central del área se reconoció un nivel de toba fina de aproximadamente 0,5 m de espesor, intercalado entre las coladas de lava de la unidad Vulcanitas Corona Chico. La misma presenta estructura masiva, buena selección y fue afectada por la acción térmica de las lavas, por lo cual no se le realizaron estudios petrográficos. Si bien en áreas cercanas, como el bajo de Vaca Laufquen (Fig. 9.23), fueron descritos depósitos del Grupo Sarmiento (Remesal *et al.* 2001), para el área de interés no existen menciones previas de niveles volcaniclásticos, los cuales únicamente pueden ser representados en perfiles columnares debido a que están cubiertos por coladas de lava.

En el sector noroeste del área, en el margen de la meseta, se reconoce un nivel volcaniclástico de 0,5 m de espesor, intercalado entre coladas de unidad Vulcanitas Corona Chico. Corresponde a una toba vítrea, consolidada, con estructura masiva, fábrica clasto-sostén y buena a moderada selección. Está compuesta por vitroclastos (fragmentos pumíceos y trizas vítreas en proporciones similares), cristaloclastos (principalmente de plagioclasa y feldespato potásico), litoclastos y material ligante. Este nivel fue representado en la Hoja Geológica Maquinchao como depósitos del Grupo Sarmiento (Remesal *et al.* 2001).

Por último, en el sector sur se reconoce una sucesión volcaniclástica con intercalaciones de coladas de lava, dispuesta hacia la base de las efusiones basálticas del Complejo Volcánico Barril Niyeu, la cual fue representada en el perfil columnar del sector sureste del bajo de El Caín (Fig. 4.9 del Capítulo 4; Anexo I). Presenta un espesor estimado de 31,5 m, con base cubierta. Este depósito está caracterizado por tobas vítreas de grano fino a medio-grueso, consolidadas a moderadamente consolidadas, estructura masiva a parcialmente laminada y moderada selección. Están compuestas por vitroclastos (fragmentos pumíceos y trizas vítreas), cristaloclastos (principalmente de plagioclasa y feldespato potásico, principalmente), litoclastos y material ligante. Se destaca la presencia de abundantes vitroclastos en todo el depósito, con

niveles donde los fragmentos pumíceos alcanzan más de 30 cm de diámetro. Este área fue representada en la Hoja Geológica Maquinchao (Remesal *et al.* 2001) indicándose la presencia de depósitos del Grupo Sarmiento intercalados con flujos piroclásticos del Complejo Volcánico Barril Niyeu, estos últimos estudiados en detalle por Remesal *et al.* (2012).

El Grupo Sarmiento fue definido por Simpson (1941) y está conformado por tobas y tufitas ricas en vidrio, de colores blanquecinos y amarillentos, consolidadas, groseramente estratificadas y/o macizas, con fuerte desarrollo de paleosuelos (Ardolino y Franchi 1993). Las tobas vítreas de dicho grupo presentan características coincidentes con las descritas para los depósitos estudiados. Sin embargo, en el área de trabajo no fueron reconocidos niveles de paleosuelos ni fósiles característicos de dicha unidad. De todos modos, considerando las similitudes de campo y petrográficas que presentan las muestras estudiadas con los depósitos del Grupo Sarmiento (Remesal *et al.* 2001, Ardolino y Franchi 1993), y hasta no contar con un análisis más detallado de las mencionadas tobas, se mantiene dicha nomenclatura estratigráfica para los depósitos volcaniclásticos de las localidades de los sectores este, centro, noroeste y sur del área de estudio. En el mapa geológico confeccionado (Anexo I) no pudieron ser representadas todas las localidades con los mencionados depósitos volcaniclásticos en razón de la escala del mismo.

Por otra parte, Remesal *et al.* (2012) describen depósitos volcaniclásticos al sur del poblado de El Caín, en la chacra de Grasso, 7 km al oeste del área estudiada, e indican la presencia de depósitos de caída y flujos piroclásticos plinianos intercalados entre depósitos continentales del Grupo Sarmiento. Dichos depósitos están caracterizados por lapilli pumíceos y cenizas gruesas, con alto porcentaje de líticos y vitroclastos (con fragmentos pumíceos con longitudes que varían entre 1 y 50 cm), y estratificación en dunas, antidunas y ondulada. En la sucesión volcaniclástica descrita al sureste de El Caín (Fig. 9.23), los estudios realizados no permiten diferenciar los niveles correspondientes al Grupo Sarmiento de aquellos correspondientes al Complejo Volcánico Barril Niyeu. Por lo tanto, se mantiene la nomenclatura de ambas unidades para los depósitos de este sector, representados en el perfil columnar del sureste de El Caín. (Fig. 4.9 del Capítulo 4; Anexo I).

Remesal (1984) menciona la ausencia de materiales piroclásticos intercalados entre los mantos basálticos en el área de la Meseta de Somuncurá, lo que indicaría la efusión de lavas sin erupciones explosivas de importancia. Sin embargo, Nakayama (1975) y Ardolino (1987), hacen referencia a una interdigitación entre las unidades piroclásticas del Grupo Sarmiento y las coladas de la Formación Somuncurá. Por su parte, Ardolino y Franchi (1993) proponen que

la Formación Somuncurá cubre a los depósitos deseadenses del Grupo Sarmiento, aunque en algunos sectores de la meseta observan que los basaltos son cubiertos por sedimentitas colhuehuapenses del mismo grupo. En las localidades estudiadas en el presente trabajo, se observa que los depósitos volcanoclásticos del Grupo Sarmiento se presentan tanto intercalados entre las coladas de la Formación Somuncurá, como hacia la base de las mismas, e intercalados entre coladas de la unidad Vulcanitas Corona Chico.

Por otra parte, a partir de la baja proporción de material ligante que presentan las tobas estudiadas, así como la alta concentración de material vítreo, estructura masiva, buena selección y componentes subangulosos a subredondeados, se considera que los niveles volcanoclásticos descritos corresponden a depósitos de caída. Asimismo, Mazzoni (1985) menciona que los depósitos del Grupo Sarmiento se habrían originado como lluvias de cenizas provenientes de sectores cercanos al área cordillerana, representados por bancos de tobas potentes y macizos. Otra porción de los depósitos se habría originado como producto de erupciones ocurridas en el área de la meseta, caracterizado por efusiones de basaltos, traquitas y material piroclástico concomitante (Franchi y Nullo 1986). Por otra parte, según Remesal *et al.* (2012) los depósitos volcanoclásticos del Complejo Volcánico Barril Niyeu corresponden tanto a depósitos de caída como a flujos piroclásticos. Lo mencionado por dichos autores es corroborado teniendo en cuenta la presencia de niveles con muy buena selección atribuidos a lluvias de cenizas y niveles con pobre selección y fragmentos pumiceos de variados tamaños, los cuales corresponderían a flujos piroclásticos.

## **9. Resumen de la estratigrafía del sector noroccidental de la Meseta de Somuncurá**

Tomando en consideración la bibliografía antecedente citada oportunamente y los nuevos resultados y discusiones acerca de la yacencia, petrografía, geoquímica, mineralogía e isotopía de las unidades volcánicas estudiadas en este trabajo de investigación, se propone el siguiente cuadro estratigráfico para el vulcanismo cenozoico del sector noroccidental de la Meseta de Somuncurá (Cuadro 9.5).

**Cuadro 9.5:** Cuadro estratigráfico propuesto para el vulcanismo cenozoico del área de estudio.

<b>EVENTO VOLCÁNICO</b>	<b>UNIDAD ESTRATIGRÁFICA</b>		<b>DESCRIPCIÓN</b>
Evento volcánico plioceno	<b>Unidad Vulcanitas Medina</b> (definida en el presente trabajo de investigación)		conos volcánicos y coladas de reducida extensión que sobreyacen la meseta ( <i>basanitas</i> )
Evento volcánico <i>post-plateau</i> (Mioceno temprano a medio)	<b>Vulcanitas Corona Chico</b> (ampliada en el presente trabajo de investigación)		coladas de lavas máficas ( <i>traquibasaltos y traquiandesitas basálticas subordinadas</i> )
	Superunidad Quiñelaf	<b>Complejo Volcánico Barril Niyeu</b> (facies basáltica)	coladas de lavas máficas y niveles volcanoclásticos ( <i>traquibasaltos y traquiandesitas basálticas subordinadas; tobas vítreas</i> )
Evento volcánico <i>plateau</i> (Oligoceno - Mioceno temprano)	<b>Formación Somuncurá</b>		coladas de lavas máficas ( <i>andesitas basálticas con geoquímica transicional entre alcalina y subalcalina</i> )
Evento volcánico previo al evento <i>plateau</i>	<b>Grupo Sarmiento</b>		niveles volcanoclásticos y sedimentarios ( <i>tobas vítreas; sedimentitas</i> )
	<b>Unidad El Bajo</b> (definida en el presente trabajo de investigación)		conos y cuellos volcánicos ( <i>traquibasaltos y traquiandesitas basálticas subordinadas</i> )

## **CAPITULO 10**

### **CONCLUSIONES**

El presente trabajo de investigación aporta nueva información respecto a la yacencia, petrografía, geoquímica, química mineral e isotopía de las unidades volcanogénicas del sector noroccidental de la Meseta de Somuncurá. El área de interés constituye una extensa región que hasta el momento contaba con reducidos estudios de detalle, información geoquímica e isotópica. A partir de los nuevos resultados obtenidos se confeccionó el mapa geológico del área y se definió un esquema estratigráfico para las vulcanitas estudiadas, el cual comprende las siguientes unidades: El Bajo (definida en la presente tesis), Formación Somuncurá, Vulcanitas Corona Chico (ampliada en la presente tesis), Complejo Volcánico Barril Niyeu y Vulcanitas Medina (definida en el presente trabajo). Por su parte, los depósitos volcanoclásticos fueron asignados al Grupo Sarmiento y al Complejo Volcánico Barril Niyeu.

En base a la información aportada se propone un modelo petrogenético de mezcla isotópica para la fuente y fusión parcial, que permite explicar la génesis de las lavas, sus fuentes mantélicas y las relaciones magmáticas entre los distintos eventos efusivos. Asimismo, se presenta un modelo geotectónico basado en una anomalía térmica en el manto, que intenta explicar la evolución del vulcanismo de la Meseta de Somuncurá y el desarrollo de las diferentes unidades volcánicas estudiadas.

A continuación se detallan las conclusiones más relevantes correspondientes a cada una de las unidades estratigráficas antes mencionadas.

#### *Unidad El Bajo*

La unidad informal El Bajo comprende traquibasaltos y traquiandesitas basálticas con morfologías de conos y cuellos volcánicos, ubicados topográficamente por debajo del ambiente de meseta en el área del bajo de El Caín. Los resultados presentados constituyen los primeros aportes petrográficos de detalle, mineralógicos y geoquímicos referidos a este vulcanismo en el área de estudio, el cual había sido previamente asociado a otras formaciones.

Estas lavas tienen textura afírica a microporfírica, intergranular a subofítica, y están compuestas por cristales de plagioclasa (labradorita-andesina), olivino (forsterita), clinopiroxeno (diópsido-augita), feldespato alcalino (anortoclasa-sanidina), minerales opacos y apatito. Muestran diseños de abundancias de REE similares a los basaltos OIB, con desarrollo de anomalías

positivas en Ba, y características geoquímicas de intraplaca, sin evidencias de contaminación cortical ni influencia de arco. El modelado petrogenético propuesto indica que estas lavas podrían derivar de un 10 % a 20 % de cristalización fraccionada de fundidos de composición química equivalente a las basanitas y basaltos del área de Ranquil Huao, correspondientes a un evento volcánico previo al *plateau*. Por otra parte, se obtuvieron temperaturas promedio de 1014,81°C en base al par mineral olivino-clinopiroxeno.

Por lo expuesto, y a pesar de no disponer hasta el momento de análisis isotópicos ni edades radimétricas para esta unidad, se considera que las lavas de la unidad El Bajo corresponden a un vulcanismo anterior al evento *plateau* (Formación Somuncurá), y por lo tanto, representan las efusiones máficas más antiguas del sector noroccidental de la Meseta de Somuncurá.

Cabe mencionar, que tanto en el área del bajo de El Caín como en otros bajos topográficos del ámbito noroccidental de la Meseta de Somuncurá, existen numerosos cerros con morfologías de conos y cuellos volcánicos, domos y cuerpos subvolcánicos, los cuales en su mayoría carecen de información geológica. Si bien en base a sus geoformas la mayoría de estos cerros fueron asignados a una unidad estratigráfica en particular, se considera necesario realizar un relevamiento geológico de detalle y posterior estudio de las características petrográficas, geoquímicas, mineralógicas e isotópicas de estas rocas para determinar el origen de las mismas y su correspondencia a una u otra formación geológica.

#### *Formación Somuncurá*

Las coladas de lavas máficas de esta formación están representadas en los sectores noreste y este del área de estudio, cubriendo una superficie de aproximadamente 1100 km<sup>2</sup>. Son andesitas basálticas correspondientes al evento volcánico *plateau*, desarrollado durante el Oligoceno - Mioceno temprano. Presentan textura afírica seriada a microporfírica, y están compuestas por microfenocristales de ortopiroxeno (enstatita) y plagioclasa (labradorita-andesina), en una pasta intersertal a subofítica conformada por cristales de plagioclasa (labradorita-andesina), clinopiroxeno (augita), olivino (forsterita), minerales opacos, apatito y vidrio volcánico. Estas lavas desarrollan un rasgo textural particular, no identificado en las demás unidades estudiadas, representado por microfenocristales de ortopiroxeno con desarrollo de coronas de reacción con la pasta. Esta textura fue interpretada por otros autores como producto de reacciones de desequilibrio a bajas presiones entre cristales de ortopiroxeno y un fundido alcalino subsaturado en sílice. Para el caso de las andesitas basálticas de la Formación Somuncurá, los mencionados

desequilibrios texturales están vinculados a la alcalinidad que presentan las lavas: las de tendencia subalcalina muestran cristales de ortopiroxeno parcialmente corroídos, con bordes esponjosos poco desarrollados, mientras que las lavas alcalinas presentan cristales de ortopiroxeno con buen desarrollo de bordes esponjosos y coronas de reacción con agregados cristalinos de olivino y augita.

Las lavas de la Formación Somuncurá pueden diferenciarse en base a su alcalinidad en: subalcalinas, transicionales y alcalinas. Los estudios estratigráficos realizados en perfiles verticales de coladas demuestran que, en general, la alcalinidad de las coladas aumenta desde la base hasta el techo de la sucesión volcánica, con lo cual las coladas del subgrupo alcalino sobreyacen a las de los subgrupos transicional y subalcalino. Si bien todas estas andesitas basálticas presentan diseños de distribución de abundancias de REE con pendiente negativa y enriquecidos respecto al condrito, las lavas del subgrupo alcalino muestran los mayores contenidos de elementos incompatibles, con distribuciones de REE cercanas al patrón OIB, mientras que las subalcalinas exhiben los menores contenidos de elementos incompatibles, con distribuciones de REE próximas al patrón EMORB, y las lavas transicionales presentan distribuciones intermedias entre las alcalinas y subalcalinas. Por otra parte, todas ellas exhiben anomalías positivas en Ba y Sr, y características geoquímicas de intraplaca.

Lo mencionado anteriormente respecto a la alcalinidad de las lavas y su vinculación con la posición estratigráfica en una sucesión vertical de coladas, demuestra un mayor contenido de elementos incompatibles y, por lo tanto, menor porcentaje de fusión parcial en las lavas alcalinas del tope de la sucesión volcánica, y menor concentración de elementos incompatibles y mayor porcentaje de fusión parcial en los subgrupos transicional y subalcalino.

Las relaciones isotópicas de estas vulcanitas demuestran que las lavas transicionales poseen los mayores contenidos de Sr radiogénico en comparación con las lavas alcalinas y subalcalinas, coincidiendo estas últimas con el arreglo del manto. Por su parte, las lavas alcalinas presentan relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  levemente mayores a las subalcalinas.

A partir de la posición estratigráfica que presentan las coladas lávicas de la Formación Somuncurá, sus características geoquímicas, la química mineral y las variaciones en las relaciones isotópicas, se establece que las lavas de esta unidad derivan de procesos de fusión parcial de diferentes fuentes mantélicas.

Los modelados petrogenéticos de mezcla y de fusión parcial realizados, sugieren que las efusiones de la Formación Somuncurá derivan de un 10-20 % de fusión parcial de diferentes

fuentes mantélicas con distintas proporciones de DM-EM1: 96-60 % y 4-40 %, respectivamente. Por otra parte, el modelo de asimilación y cristalización fraccionada aplicado a una lava del subgrupo transicional, utilizando como fuente de origen otra lava de la Formación Somuncurá y como asimilante una riolita del Complejo Marifil, demuestra un 20 % de asimilación y un 10-30 % de cristalización fraccionada.

Las temperaturas promedio obtenidas para las lavas de la Formación Somuncurá son de 1012,95°C para el par mineral olivino-clinopiroxeno. Por otra parte, se desestimaron aquellas calculadas en base a la composición química de ortopiroxenos, ya que la misma podría haber sufrido variaciones químicas vinculadas al o los procesos que dieron como resultado las texturas de desequilibrio que presentan los cristales de estos minerales.

Las lavas de la Formación Somuncurá muestran incongruencias texturales, mineralógicas, geoquímicas e isotópicas que la convierten en la unidad más heterogénea dentro del área de estudio. Además, las texturas de desequilibrio reconocidas entre los cristales de ortopiroxeno y la pasta de las lavas alcalinas, junto a la zonación química normal e inversa reconocida en dichos minerales, podrían vincularse a mezcla de magmas. Todo lo mencionado anteriormente, sumado a la disposición estratigráfica que presentan las coladas alcalinas, transicionales y subalcalinas, sugiere un origen a partir de fuentes mantélicas diferentes. Sin embargo, sería conveniente contar con una base de análisis mineralógicos, geoquímicos e isotópicos más amplia y que cubra un área más extensa para fortalecer la propuesta referida a la génesis de la Formación Somuncurá.

#### *Unidad Vulcanitas Corona Chico*

En el sector centro-oeste del área de estudio la unidad Vulcanitas Corona Chico, correspondiente al evento volcánico *post-plateau* desarrollado durante el Mioceno temprano, está representada por coladas de lavas máficas masivas, ampliamente distribuidas, cuyas potencias en perfiles verticales alcanzan más de 20 m. El reconocimiento de efusiones lávicas motiva que se amplíe la definición de la unidad Vulcanitas Corona Chico considerando al tipo de yacencia, ya que la misma no está representada únicamente por conos monogénicos y episodios estrombolianos como fuera considerado hasta el momento, sino también por coladas lávicas que, en conjunto, alcanzan gran espesor y demuestran gran distribución areal. Además, en base a los resultados geoquímicos e isotópicos obtenidos para estas lavas, se propone extender el área abarcada por esta unidad hacia el sur del cerro Medina. Por otra parte,

considerando que hasta el momento las Vulcanitas Corona Chico no contaban con estudios geológicos de detalle, los resultados presentados en este trabajo de tesis representan los primeros aportes mineralógicos, geoquímicos e isotópicos para esta unidad en todo el ámbito de la meseta.

En el área de estudio, la unidad Vulcanitas Corona Chico, está representada por coladas lávicas de traquibasaltos y traquiandesitas basálticas, con textura afírica a microporfírica compuesta por microfenocristales de plagioclasa y olivino, en una pasta intergranular a subofítica, con plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, minerales opacos y apatito. Todos los olivinos y las plagioclasas corresponden a forsterita y al campo composicional de labradorita, respectivamente. Estas lavas muestran diseños de distribución de abundancias de REE con pendiente negativa y tendencia similar al patrón OIB, anomalías positivas en Ba y presentan características geoquímicas equivalentes a los basaltos de intraplaca, sin evidencias de contaminación cortical ni influencia del plano de subducción. A partir de los resultados isotópicos obtenidos y de los modelados petrogenéticos de mezcla isotópica y de fusión parcial realizados, se concluye que las efusiones de la unidad Vulcanitas Corona Chico derivan de un 1-5 % de fusión parcial de la fuente con mezcla isotópica compuesta por 97 % de DM y 3% de EM1.

En base a las similitudes geoquímicas e isotópicas que existen entre los traquibasaltos y traquiandesitas basálticas estudiados y las lavas *post-plateau* del área de Maquinchao estudiadas por otros autores, se propone asignar las rocas antes mencionadas a la unidad Vulcanitas Corona Chico.

Dado que la unidad Vulcanitas Corona Chico es de carácter informal según lo establecido en el Código Argentino de Estratigrafía, los aportes presentados en este trabajo contribuyen a incrementar el conocimiento de esta unidad geológica, con el fin de poder establecer a futuro una definición estratigráfica formal.

#### *Complejo Volcánico Barril Niyeu (Superunidad Quiñelaf)*

Las coladas de lavas máficas del sector sur del área de estudio fueron atribuidas en este trabajo a la facies basáltica del Complejo Volcánico Barril Niyeu, correspondiente al evento volcánico *post-plateau* acontecido durante el Mioceno temprano, en base a su tipo de yacencia y a sus características petrográficas, geoquímicas mineralógicas e isotópicas. Se identificaron traquibasaltos y traquiandesitas basálticas de textura afírica a microporfírica, con

microfenocristales de plagioclasa (labradorita-andesina) y olivino (forsterita), en una pasta de textura intersertal a subofítica subordinada, con cristales de plagioclasa (labradorita), olivino, clinopiroxeno (diópsido-augita), minerales opacos, apatito y vidrio volcánico. Estas rocas presentan diseños de distribución de abundancia de REE con pendiente negativa y con tendencia similar al patrón OIB, anomalías positivas en Ba y características geoquímicas comparables con los basaltos de intraplaca, sin evidencias de contaminación cortical ni influencia de subducción. A partir de sus relaciones isotópicas, de los modelados petrogenéticos de mezcla y fusión parcial planteados, y del análisis de las contribuciones realizadas por otros autores, se concluyó que las lavas de la facies basáltica del Complejo Volcánico Barril Niyeu derivan de un 1-15 % de fusión parcial de una fuente de mezcla compuesta por 96-91 % de DM y 4-9 % de EM1. Por otra parte, se obtuvieron temperaturas promedio de 1014,73°C para el par mineral olivino-clinopiroxeno.

#### *Unidad Vulcanitas Medina*

La unidad informal Vulcanitas Medina fue definida en el presente trabajo de investigación, para agrupar los conos volcánicos y coladas de reducida extensión que sobreyacen el ambiente de meseta, ubicados en el sector noreste del área de estudio, puntualmente en el área del cerro Medina, en coladas ubicadas al noreste de dicho cerro y en próximas al poblado de Prahuanিয়েu. Esta unidad muestra claras diferencias con aquellas correspondientes al evento volcánico *post-plateau* y está representada por basanitas de textura porfírica, masiva a escoriácea, portadoras de xenolitos peridotíticos. Están compuestas por microfenocristales de olivino (forsterita) inmersos en una pasta conformada por un entramado de cristales de clinopiroxeno (diópsido), olivino, nefelina, minerales opacos, apatito y vidrio volcánico. Estas lavas representan las efusiones más primitivas del área de estudio, con altos contenidos de elementos incompatibles, diseños de distribución de abundancia de REE de pendiente negativa, similares aunque enriquecidos respecto al patrón OIB y anomalías negativas en K. Presentan características geoquímicas equivalentes a basaltos de intraplaca, sin evidencias de contaminación cortical ni de subducción. A partir de las relaciones isotópicas, de los modelados petrogenéticos de mezcla y fusión parcial realizados y de la comparación con los aportes de otros autores, se concluye que las basanitas de la unidad Vulcanitas Medina derivan de mínimos porcentajes de fusión parcial a partir de una fuente mantélica metasomatizada, compuesta por 97 % de DM y 3 % de EM1. Por otra parte, se calcularon temperaturas promedio de 1015,15°C en base al par mineral olivino-clinopiroxeno.

En base a la comparación de estas basanitas con otras de similares características en el ámbito de la meseta, se considera que la unidad Vulcanitas Medina corresponde al Plioceno y representa por lo tanto el vulcanismo más joven en el sector noroccidental de la Meseta de Somuncurá.

#### *Depósitos volcanoclásticos*

En el área de estudio los depósitos volcanoclásticos están representados por tobas vítreas. Los trabajos de campo y de gabinete realizados permiten concluir, que aquellos ubicados en los sectores este, centro y noroeste del área de interés corresponden al Grupo Sarmiento, mientras que los ubicados al sur pertenecen tanto al Grupo Sarmiento como al Complejo Volcánico Barril Niyeu. Por otra parte fue posible establecer que los niveles volcanoclásticos del sector noroccidental de la meseta, correspondientes principalmente a depósitos de caída y a flujos piroclásticos subordinados, se presentan intercalados entre las coladas de lava de la Formación Somuncurá, de la unidad Vulcanitas Corona Chico y del Complejo Volcánico Barril Niyeu, como así también hacia la base de las mismas.

#### *Modelo geotectónico propuesto*

A partir de los resultados obtenidos, se propone un modelo geotectónico para explicar la génesis de las lavas del sector noroccidental de la Meseta de Somuncurá. El mismo se basa en la presencia de una anomalía térmica localizada por debajo de la litosfera, y la mezcla entre un componente mantélico deprimido (DM) y uno más enriquecido con características de pluma (EM1). Las efusiones de las distintas unidades estratigráficas estudiadas representan diferentes porcentajes de fusión y de mezcla entre los mencionados componentes.

El vulcanismo comienza con la erupción de las lavas de la unidad El Bajo, las cuales corresponderían a un evento previo al *plateau*. Posteriormente, durante el Oligoceno a Mioceno temprano, tienen lugar las efusiones del evento volcánico *plateau*, representadas por la Formación Somuncurá, las cuales corresponden a la máxima interacción entre el componente DM y el EM1 y por lo tanto, a altos porcentajes de fusión parcial. Estas lavas derivan de diferentes fuentes mantélicas con relaciones DM-EM1 entre 96-60 % y 4-40 %, respectivamente. La relación entre el manto enriquecido y el deprimido va disminuyendo gradualmente, produciéndose las lavas del evento volcánico *post-plateau* (Mioceno temprano a medio), representadas por la unidad Vulcanitas Corona Chico y por el Complejo Volcánico Barril Niyeu. Estas lavas derivan de un 97-91 % de DM y un 3-9 % de EM1. Por último, en el

Plioceno, hacen erupción las lavas de la unidad Vulcanitas Medina, con relaciones DM-EM1 entre 97 % y 3 %.

Para explicar las altas concentraciones de Ba reconocidas en las lavas de la unidad El Bajo, Formación Somuncurá, Vulcanitas Corona Chico y Complejo Volcánico Barril Niyeu se proponen dos alternativas: a) una fuente mantélica enriquecida en dicho elemento, o b) a la desintegración de fases hidratadas del manto ricas en Ba, lo cual indicaría que el mismo sufrió metasomatismo previo a la fusión. Por otra parte, la anomalía negativa en K evidenciada en las Vulcanitas Medina, así como los mínimos porcentajes de fusión parcial calculados para dicha unidad, también sugieren la presencia de una fuente metasomatizada.

## **BIBLIOGRAFÍA**

- Aliani, P. A., Bjerg, E. A. y Ntaflos, T.** 2004. Evidencias de metasomatismo en el manto sublitosférico de Patagonia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (4): 539-555.
- Aliani, P. A.** 2007. Petrografía, geoquímica y eventos metasomáticos en nódulos ultramáficos alojados en lavas alcalinas de Patagonia. Tesis Doctoral. Universidad Nacional del Sur, 1-249. (Inédito).
- Ardolino, A. A.** 1981. El vulcanismo cenozoico del borde suroriental de la Meseta de Somuncurá, provincia del Chubut. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 7-23, San Luis.
- Ardolino, A. A.** 1987. Descripción geológica de la Hoja 42f, Sierra de Apas. Provincia del Chubut. Dirección Nacional de Minería y Geología, Boletín 203: 1-91.
- Ardolino, A. y Delpino, D.** 1986. El Bajo Hondo: una caldera basáltica en el borde sur de la meseta de Somuncurá, provincia de Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41 (3-4): 386-396.
- Ardolino, A. y Franchi, M.** 1993. El vulcanismo Cenozoico de la Meseta Somún Curá, Río Negro y Chubut. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 225-235, Mendoza.
- Ardolino, A. y Franchi, M.** 1996. Hoja Geológica 4366-I, Telsen. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Boletín 215: 1-110.
- Ardolino, A. A., Busteros, A., Cucchi, R., Franchi, M., Lema, H. y Remesal, M.** 1995. Cuerpos alcalinos básicos paleógenos del sur de Somun Curá (Argentina) y su marco estratigráfico. *Ameghiniana*, Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 3: 7-22.
- Aragón, E., Pinotti, L., D'Eramo, F., Castro, A., Rabbia, O., Coniglio, J., Demartis, M., Hernando, I., Cavarozzi, C. y Aguilera, Y.** 2013. The Farallon-Aluk ridge collision with South America: implications for the geochemical changes of slab window magmas from fore- to back-arc. *Geoscience Frontiers*, 4 (4): 377-388.

- Asiain, L., Gargiulo M. F., Reitinger, J., Ntaflos, Th. y Bjerg, E. A.** 2016. Petrografía y geoquímica de basanitas del sector oeste de la Meseta de Somuncurá, provincia de Río Negro. *Acta Geológica Lilloana*, 28: 21-27.
- Asiain, L., Gargiulo M. F., Reitinger, J., Ntaflos, Th. y Bjerg, E. A.** 2017a. Petrografía y geoquímica de lavas básicas del sector noroeste de la Meseta de Somuncurá, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 74: 570-582.
- Asiain, L., Gargiulo M. F. y Bjerg, E. A.** 2017b. Geoquímica de los basaltos del sector noroccidental de la Meseta de Somuncurá, Provincia de Río Negro. 20º Congreso Geológico Argentino, Actas 1-4, Tucumán.
- Asiain, L., Gargiulo, M. F., Bjerg, E. A., Ferracutti, G. y Hauser, N.** 2019a. Química mineral de las lavas de la Formación Somuncurá del sector noroeste de la Meseta de Somuncurá, provincia de Río Negro. *Actas del Congreso de Mineralogía, Petrología Ígnea y Metamórfica, y Metalogenia, Córdoba. (XIII MinMet – IV PIMMA)*, 387-394, Córdoba.
- Asiain, L., Gargiulo M. F., Bjerg, E. A. Ntaflos, Th. y Reitinger, J.** 2019b. Petrología y geoquímica de traquibasaltos y traquiandesitas basálticas de las Vulcanitas Corona Chico y del Complejo Volcánico Barril Niyeu, noroeste de la Meseta de Somuncurá, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 76 (1): 655-670.
- Bence, A. E. y Albee, A. L.** 1968. Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. *Journal of Geology*, 76: 382-403.
- Bertels, A.** 1969. Estratigrafía del límite Cretácico - Terciario en Patagonia septentrional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24 (1): 41-54.
- Bjerg, E. A., Nfatlos, T., Kurat, G., Dobosi, G. y Labudía, C.** 2005. The upper mantle beneath Patagonia, Argentina, documented by xenoliths from alkali basalts. *Journal of South American Earth Sciences*, 18: 125–145.
- Bjerg, E. A., Nfatlos, T., Thöni, M., Aliani, P. y Labudía, C.** 2009. Heterogeneous Lithospheric Mantle beneath Northern Patagonia: Evidence from Prahuaniyeu Garnet- and Spinel-Peridotites. *Journal of Petrology*, 50 (7): 1267–1298.
- Brey, G. T. y Köhler, T.** 1990. Geothermobarometry in four phase Iherzolites, part II: new thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology*, 31: 1353-1378.

- Camacho, H. H.** 1992. Algunas consideraciones acerca de la transgresión marina paleocena en la Argentina. Academia Nacional de Ciencias (Córdoba), Miscelánea 85: 1-41.
- Caminos, R.** 1983. Descripción geológica de las Hojas 39g, Cerro Tapilque y 39h, Chipauquil, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional. (Inédito).
- Caminos, R.** 1999. Geología Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Anales 29, 796 p. Buenos Aires.
- Caminos, R. y Llambías, E.** 1984. El basamento cristalino. 9° Congreso Geológico Argentino Relatorio, 37-63, Buenos Aires.
- Cande, S. C. y Leslie, R. B.** 1986. Late Cenozoic tectonics of the southern Chile Trench. Journal of Geophysical Research, 91: 471-496.
- Chaffey, D. J., Cliff, R. A. y Wilson, M.** 1989. Characterization the St. Helena magma source. Geological Society of London, Special Publications, 42: 257-276.
- Coira, B.** 1977/1979. Descripción geológica de la Hoja 40d, Ingeniero Jacobacci, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín 168: 1-94.
- Corbella, H.** 1984. El volcanismo de la Altiplanicie del Somuncurá. 9° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 267-300, Buenos Aires.
- Cortezzi, C. R. y Dirac, M.** 1969. Edad de los basaltos de Neuquén y La Pampa. 4° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2: 95-100, Mendoza.
- Croce, R.** 1950. Contribución al conocimiento de la geología y constitución de la sierra de Pire Mahuida y sus estribaciones al NE de Gastre, Chubut. Revista del Museo de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, I, 2.
- Croce, R.** 1956. Formaciones características de las estructuras basales de la Altiplanicie de Somuncurá en Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 11 (3): 158-194.
- Croce, R.** 1963. El sistema Somoncuro. Las Altas Sierras de Somoncuro y sus alrededores. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Ciencias Geológicas, 6 (7): 303-321.
- Cucchi, R. J., Busteros, A. y Lema, H.** 2001. Descripción geológica de la Hoja 4169-II Los Menucos. IGRM, Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), Boletín 265: 1-67.

- Cerredo, M. E. y Remesal, M.** 2001. Microestructuras en xenolitos de basaltos postplateau. Meseta de Somún Curá. Provincia de Río Negro. Asociación Geológica Argentina Serie D, Buenos Aires, 5: 65-68.
- Chen, C. Y. y Frey, F. A.** 1985. Trace element and isotopic geochemistry of lavas from Haleakala Volcano, East Maui, Hawaii: implications for the origin of Hawaiian basalts. *Journal of Geophysical Research*, 90: 8743-8768.
- Chen, C. Y., Frey, F. A., Garcia, M. O., Dalrymple, G. B. y Hart, S. R.** 1991. The tholeiite to alkalic basalt transition at Haleakala Volcano, Maui, Hawaii. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 106: 183-200.
- Dalla Salda, L., Varela, R., Cingolani, C. A. y Aragón, E.** 1994. The Rio Chico Paleozoic crystalline complex and the evolution of Northern Patagonia. *Journal South American Earth Sciences*, 7 (3-4): 377-386.
- Deer, W. A., Howie, R. A. y Zussman, J.** 1992. An introduction to the rock forming minerals, Second edition. Longman, Londres, 696 pp.
- de Ignacio, C., López, I., Oyarzún, R. y Márquez, A.** 2001. The northern Patagonia Somuncura plateau basalts: a product of slab induced, shallow asthenospheric upwelling?. *Terra Nova*, 13: 117-121.
- DePaolo, D. J.** 1981. Trace Element and Isotopic Effects of Combined Wallrock Assimilation and Fractional Crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53: 189-202.
- DePaolo, D.J. y Wasserburg, G.J.** 1977. The sources of island arcs as indicated by Nd and Sr isotopic studies. *Geophysical Research Letter*, 4: 465-468.
- Dessanti, R.** 1956. Vetas metalíferas y fracturas en Mina Ángela. Departamento de Gastre. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 11 (2): 116-142.
- Falco, J. I., Hauser, N. y Reimold, W. U.** 2018. Three magmatic events in the Los Menucos area of the Central- North Patagonian Massif, Argentina?. 11° South American Symposium on Isotope Geology, Cochabamba, Bolivia.
- Faure, G.** 1986. Principles of Isotope Geology. John Wiley and Sons, New York, 589 pp.
- Feruglio, E.** 1941. Nota preliminar sobre la Hoja Geológica "San Carlos de Bariloche" (Patagonia). *Boletín Informaciones Petroleras*, 200: 27-64.

- Feruglio, E.** 1949-1950. Descripción geológica de la Patagonia. Ministerio de Industria y Comercio. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 1,2 y 3. Buenos Aires.
- Flores, M. A.** 1957. Perfiles en el Chubutiano 2ª Parte. YPF. (Inédito).
- Franchi, M. y Nullo, F.** 1986. Las tobas de Sarmiento en el macizo de Somuncura. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 41 (1-2): 219-222.
- Franchi, M. R. y Sepulveda, E. G.** 1979. Descripción geológica de la Hoja 41h, Cona Niya, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional. Inédito.
- Franchi, M., Ardolino, A. y Remesal, M.** 2001. Hoja Geológica 4166-III, Cona Niyeu. Provincia de Río Negro: Buenos Aires, Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 262: 1-114.
- Gale, A., Dalten, C. A., Langmuir, C. H., Su, Y. y Schilling, JG.** 2013. The mean composition of ocean ridge basalts. *Geochemistry, Geophysics and Geosystem*, 14 (3): 489-518.
- Gautam, Sen.** 2014. *Petrology Principles and Practice*. Springer, London, 370 pp.
- Giacosa, R.** 1984. Informe geológico de los mosaicos 4169-IV-D1, Rucu Luan; 4169-III-D6, Cerro Castillo y 4169-III-D5, El Moligüe. Instituto de Geología y Recursos Minerales. (Inédito).
- Giacosa, R.** 1987. Caracterización de un sector del basamento metamórfico-migmatítico en el extremo suroriental del Macizo Norpatagónico, Provincia de Río Negro, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 51-54, San Miguel de Tucumán.
- Gibson, S. A., Thompson, R. N., Day, J. A., Humphris, S. E. y Dickin, A. P.** 2005. Melt-generation processes associated with the Tristan mantle plume: Constraints on the origin of EM-1. *Earth and Planetary Science Letters*, 237: 744-767.
- Gioia, S. M. C. L. y Pimentel, M. M.** 2000. The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 72, 219-245.
- Gonzalez, P., Coluccia, A. y Franchi, M.** 1999. Hoja Geológica 4169-III, Ingeniero Jacobacci provincia de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales. (Inédito).

- Gorring, M. L. y Kay, S. M.** 2000. Carbonatite metasomatized peridotite xenoliths from southern Patagonia: implications for lithospheric processes and Neogene plateau magmatism. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 140, 55-72.
- Groeber, P.** 1918. Edad y extensión de las estructuras de la Cordillera entre San Juan y Nahuel Huapi. *Physis*, 4: 208-240, Buenos Aires.
- Groeber, P.** 1929. Líneas fundamentales en la geología del Neuquén, Sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección General De Minas, Publicación 58, Buenos Aires.
- Groeber, P.** 1931. El Dr. Ricardo Wichmann y su obra científica. *Physis*, 10 (36): 267-278.
- Groeber, P.** 1954. La serie “andesítica” patagónica. Sus relaciones, posición y edad. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 9 (1): 39-42.
- Hanano, D., Weis, D., Scoates, J. S., Aciego, S. y DePaolo, D. J.** 2010. Horizontal and vertical zoning of heterogeneities in the hawaiian mantle plume from the geochemistry of consecutive postshield volcano pairs; Kohala-Mahukona and Mauna Kea-Hualalai. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, 11.
- Harrington, H. J.** 1962. Paleogeographic development of South America. *American Association of Petroleum Geologists, Boletín* 46 (10): 1773-1814, Tulsa.
- Hickey, R. L., Frey, F.A., Gerlach, D. C. y López-Escobar, L.** 1986. Multiple sources for basaltic arc rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes (34– 41jS): trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle, and continental crust. *Journal of Geophysical Research*, 91: 5963-5983.
- Hofmann, A. W., Feigenson, M. D. y Raczek, I.** 1984. Case studies on the origin of basalt: III. Petrogenesis of the Mauna Ulu eruption, Kilauea 1969-1971. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 88: 24-35.
- Hofmann, A. W., Feigenson, M. D. y Raczek, I.** 1987. Kohala revisited. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 95: 114-122.
- Irvine, T. N. y Baragar, W. R. A.** 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- Kay, S., Ardolino, A. A., Franchi, M. y Ramos, V. A.** 1992. The Somuncura plateau: An Oligo-Miocene “Baby Hotspot” in extra-andean Patagonia. American Geophysical Union, Spring Meeting (Abstracts).

- Kay, S. M., Ardolino, A. A., Franchi, M. y Ramos, V. A.** 1993. Origen de la meseta de Somún Curá: distribución y geoquímica de sus rocas volcánicas máficas. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 236-248, Mendoza.
- Kay, S. M., Gorrington, M. L. y Ramos, V. A.** 2004. Magmatic sources, setting and causes of Eocene to Recent Patagonian plateau magmatism (36°S to 52°S latitude). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59: 556-568.
- Kay, S. M., Ardolino, A. A., Gorrington, M. L. y Ramos, V. A.** 2007. The Somuncura Large Igneous Province in Patagonia: interaction of a transient mantle thermal anomaly with a subducting slab. *Journal of Petrology*, 48: 43-77.
- Kennedy, A. K., Kwon, S. T., Frey, F. A. y West, H. B.** 1991. The isotopic composition of the postshield lavas from Mauna Kea volcano, Hawaii. *Earth and Planetary Science Letters*, 103: 339-353.
- Labudía, C. H., Ntaflos, T., Bjerg, E. A., Guenther, M., y Dingeldey, C.** 1999. Alkaline vulcanism from nordpatagonia. Rio Negro Province. Argentine. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas I: 101, Salta.
- Labudía, C. H., Bjerg, E. A. y Ntaflos, Th.** 2011. Nuevas dataciones del vulcanismo del noroeste de la Meseta de Somuncurá, Argentina. 18° Congreso Geológico Argentino, Simposio Evolución tectono-magmática cenozoica del Macizo Norpatagónico, Actas CD: 356-357, Neuquén.
- Leanza, A. F.** 1964. Los estratos con Baculites de El Cañ (Río Negro – Argentina) y sus relaciones con otros términos supracretácicos argentinos. *Revista de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales Universidad Nacional de Córdoba*, 25 (3-4): 93-107.
- Le Bas, M. J., Le Maitre R. W., Streckeisen, A. L. y Zanettin, B.** 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27: 745-750.
- Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sørensen, H. y Wooley, A. R.** 2002. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press, 236p, Cambridge.
- Le Roex, A. P., Cliff, R. A. y Adair, J. I.** 1990. Tristan da Cunha South Atlantic: geochemistry and petrogenesis of a basanite-phonolite lava series. *Journal of Petrology*, 31: 779-812.

- Linares, E.** 1979. Catálogo de edades radimétricas determinadas para la República Argentina III- años 1977-1978. Catálogo de edades radimétricas realizadas por INGEIS y sin publicar II - años 1975 - 1976. Asociación Geológica Argentina, Publicaciones Especiales Serie B (Didáctica y Complementaria), 6, 32p, Buenos Aires.
- Ljunger, E.** 1930. Geologische Aufnahmen in der Patagonische Cordillera. Bulletin Geologiska Institutionen. Universitet, Upsala, 23: 203-242.
- Luppo, T., López de Luchi, M. G., Rapalini, A. E. y Martínez Dopico, C. I.** 2017. Complejo Los Menucos: un evento volcánico permo-triásico en el norte de Patagonia. 20° Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán.
- Lustrino, M., Melluso, L. y Morra, V.** 2002. The transition from alkaline to tholeiitic magmas: A case study from the Orosei-Dorgali Pliocene volcanic district (NE Sardinia, Italy). *Lithos*, 63 (1-2): 83-113.
- Maro, G. y Remesal, M. B.** 2012. El volcanismo bimodal del volcán Cerro Corona, Alta Sierra de Somún Curá, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69 (1): 142-151.
- Massaferro, G. I., Haller, M. J., D'Orazio, M. y Alric, V.** 2006. Sub-recent volcanism in Northern Patagonia: A tectonomagmatic approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 155: 227-243.
- Massaferro, G. I., Haller, M. J., Dostal, J., Pecskey, J., Prez, H., Meister, C. y Alric, V.** 2014. Possible sources for monogenetic Pliocene-Quaternary basaltic volcanism in northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 55: 29-42.
- Mazzoni, M.** 1985. La Formación Sarmiento y el vulcanismo paleógeno. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40 (1-2): 60-68.
- Méndez, M. J.** 1995. Geología y petrología del área del Arroyo Ranquil Huao, sector sudoriental de la Meseta de Somuncurá. Tesis de licenciatura. Universidad Nacional de Buenos Aires, 1-100. (Inédito)
- Middlemost, E. A. K.** 1975. The basalt clan. *Earth Science Review*, 11: 337-364.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K. y Gottardi, G.** 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine*, 52: 535-550.

- Mullen, E. D.** 1983. MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 62: 53-62.
- Muñoz, J., Troncoso, R., Duhart, P., Crignola, P., Farmer, L. y Stern, C. R.** 2000. The relation of the mid-Tertiary coastal magmatic belt in south-central Chile to the late Oligocene increase in plate convergence rate. *Revista Geológica de Chile* 27: 177-203.
- Nakayama, C.** 1975. Informe geológico preliminar del área que comprende sierra de los Chacays, cañadón Trapaluro, cerro Ponte y parte del curso inferior del arroyo Perdido. YPF. (Inédito).
- Náñez, C.** 1983. Observaciones geológicas en el borde sudoccidental de la meseta de Coli Toro, provincia de Río Negro. Trabajo final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de Buenos Aires. (Inédito).
- Naumann, T. R. y Geist, D. J.** 2014. Generation of alkalic basalt by crystal fractionation of tholeiitic magma. *Geology*, 27 (5): 423-426.
- Neumann, H., Mead, J. y Vitaliano, J.** 1954. Trace element variation during fractional crystallization as calculated from the distribution law. *Geochimica et Cosmochimica, Acta*, 6: 90-99.
- Newsom, H. E., White, W. M., Jockum, K. P. y Hoffman, A. W.** 1986. Siderophile and chalcophile element abundances in oceanic basalts, Pb isotope evolution and growth of the Earth's core. *Earth and Planetary Science Letter*, 80: 299-313.
- Nobre Silva, I. G., Weis, D. y Scoates, J. S.** 2012. Effects of acid leaching on the Sr-Nd-Hf isotopic compositions of ocean island basalts. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, 11.
- Ntaflos, Th., Günther, M., Labudía, C. H., Bjerg, E. A., Kurat, G. y Dingeldey, C.** 2000. Isotopic and geochemical evolution of the Cenozoic basalts from Rio Negro, 31° International Geological Congress, Abstracts Volume, Río de Janeiro, Brazil.
- Nullo, F.** 1978. Descripción geológica de la Hoja 41d, Lipetrén, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín 158: 1-88.
- Nullo, F. y Prosopio, C. A.** 1975. La Formación Taquetrén en el Cañadón del Zaino (Chubut) y sus relaciones estratigráficas en el ámbito de la Patagonia de acuerdo a la flora, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30 (2): 133-150.

- Nuñez, E., Bachmann, E. W., Ravazzoli, I., Britos, A., Franchi, M., Lizuain, A. y Sepúlveda, E.** 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo de Somuncurá, provincia de Río Negro, República Argentina. 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 4: 247-266, Buenos Aires.
- O'Nions, R. K., Hamilton, P. J. y Evensen, N. M.** 1977. Variations in  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios in oceanic basalts. *Earth Planetary Science Letter*, 34: 13-22.
- Pankhurst, R. J. y Rapela, C. R.** 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters*, 134: 23-36.
- Pankhurst, R. J., Sruoga, P. y Rapela, C. W.** 1993. Estudio geocronológico Rb–Sr de los complejos Chon Aike y El Quemado a los 47°30' L. S. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, Actas 4. Buenos Aires: Revista de la Asociación Geológica Argentina, 171-178.
- Pankhurst, R. J., Weaver, S. D., Hervé, F. y Larrondo, P.** 1999. Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysén, Southern Chile. *Journal of the Geological Society*, 156: 673-694.
- Pankhurst, R. J., Rapela, C. R., Fanning, C. M. y Márquez, M.** 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth Science Reviews*, 76: 235-257.
- Pearce, J. A.** 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12: 79-113.
- Pearce, J. A.** 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100: 14-48.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. y Siever, R.** 1987. *Sand and Sandstone*. 2nd Edition, Springer-Verlag, New York, 553 pp.
- Powell, M. y Powell, R.** 1974. An olivine-clinopyroxene geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 48: 249-263.
- Ramos, V. A.** 1975. Geología del sector oriental del macizo Nordpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30 (3): 274-285.
- Ramos, V. A.** 1982. Las intrusiones pacíficas del Terciario en el Norte de la Patagonia. 3º Congreso Geológico Chileno, Actas I (A): 262-288, Concepción.

- Rapela, C. y Kay, S.** 1988. Late Paleozoic to Recent Magmatic Evolution of Northern Patagonia. *Episodes*, 11(3): 175-182.
- Rapela, C. W., Spalletti, L. A., Merodio, J. C. y Aragon, E.** 1988. Temporal evolution and spatial variation of lower Tertiary volcanism in the Patagonian Andes (40–42°30'S). *Journal of South American Earth Sciences*, 1: 75-88.
- Ravazzoli, I.** 1976a. Descripción geológica de la Hoja 41 i, Arroyo de la Ventana, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional. (Inédito).
- Ravazzoli, I.** 1976b. Informe preliminar de la Hoja 40i, Sierra Pailemán, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional. (Inédito).
- Ravazzoli, I.** 1982. Descripción geológica de la Hoja 40h, Cerro Corona, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín 190: 1-38.
- Remesal, M. B.** 1984. Las rocas volcánicas del sector oriental de la meseta de Somuncurá, provincia de Río Negro. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 614-628, Río Negro.
- Remesal, M. B.** 1988. Geología y petrología de los basaltos de la meseta de Somuncurá. Tesis Doctoral. Departamento Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires: 1-211. (Inédito).
- Remesal, M. B.** 1990. Petrología de las efusiones basálticas de la Formación Somuncurá en la región austral del Complejo Volcánico homónimo, Patagonia extrandina. Actas del 11º Congreso Geológico Argentino, 1:117-120.
- Remesal, M. B. y Parica, C. A.** 1989. Caracterización geoquímica e isotópica de basaltos del sector noreste de la Meseta de Somuncurá. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44: 353-363.
- Remesal, M. B., Salani, F. M., Franchi, M. y Ardolino, A. A.** 2001. Hoja Geológica N° 4169-IV Maquinchao, provincia de Río Negro: Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico y Minero Argentino, Boletín 372: 1-79.
- Remesal, M. B., Méndez, M. J. y Gagliardo, M.** 2002. Petrología de la secuencia volcánica cenozoica en el área del arroyo Ranquil Huao: Meseta de Somún Curá, Patagonia Extraandina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57: 260-270.

- Remesal, M. B., Salani, F. M., Massafarro, G. I. y Cerredo, M. E.** 2004. Estratigrafía y petrología del sector noreste de sierra de Apas, provincia del Chubut: Revista de la Asociación Geológica Argentina. Geología de la Patagonia, 59 (4): 578-590.
- Remesal, M. B., Salani, F. M. y Cerredo, M. E.** 2006. Caracterización petrológica del Complejo Volcánico Agua de la Piedra, provincia de Rio Negro. 8° Congreso de Mineralogía y Metalogenia. Buenos Aires, Acta Avances en Mineralogía, Metalogenia y Petrología: 413-420.
- Remesal, M. B., Salani, F. M. y Cerredo, M. E.** 2012. Petrología del complejo volcánico Barril Niyeu (Mioceno inferior), Patagonia Argentina. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 29 (2): 463-477.
- Remesal, M. B., Cerredo, M. E., Cordonond, P. D. y Salani, F. M.** 2016. Low-Caproxene reaction coronas in the basalts of Alta Sierra de Somún Curá Volcanic Complex. North Patagonia. Acta Geológica Lilloana, 28 (1): 287-292.
- Remesal, M. B., Cerredo, M. E., Llanos, M. y López, M. E.** 2019. Distribución de las Vulcanitas Corona Chico en el sector norte de la provincia magmática de Somun Cura, Patagonia Extrandina, Argentina. Actas del Congreso de Mineralogía, Petrología Ígnea y Metamórfica, y Metalogenia (XIII MinMet – IV PIMMA), 169-170, Córdoba.
- Riccardi, A. C.** 1975. Eubaculites Spath (Ammonoidea) del Cretácico superior de Argentina. Ameghiniana, 11(4): 379-399.
- Rickwood, P. C.** 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. Lithos, 22: 247-263.
- Rocha-Junior, R. V., Puchtel, I. S., Marques, L. S., Walker, R. J., Machado, F. B., Nardy, A. J. R., Babinski, M. y Figueiredo, A. M. G.** 2012. Re-Os isotope and highly siderophile element systematics of the paraná continental flood basalt (Brazil). Earth and Planetary Science Letters, 337-338: 164-173.
- Rollinson, H. R.** 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific and Technical, 1-352, New York.
- Salani, F.** 1990. Caracterización geológica y petrológica del vulcanismo ácido terciario de la Sierra de Pire Mahuida, provincia del Chubut. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. (Inédito).

- Salani, F. M.** 1994. Estudio de las facies piroclásticas de la Asociación Volcánica Terciaria de la sierra de Pire Mahuida. Patagonia Extraandina, Argentina. 2° Congreso de Geología y Minería: 175. Santiago de Cuba.
- Salani, F. y Page, R.** 1987. El Complejo Volcánico Pire Mahuida, provincia del Chubut. Actas 10° Congreso Geológico Argentino, Simposio de Vulcanismo Andino, 4: 165-167.
- Salani, F. y Page, R.** 1989. El Complejo Volcánico Pire Mahuida, provincia del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 44 (1-4): 364-380.
- Salani, F. y Parica, C.** 1990. Consideraciones sobre la edad y petrogénesis de las vulcanitas del Complejo Pire Mahuida, provincia del Chubut. 11° Congreso Geológico Argentino, 1: 125-128.
- Salani, F y Parica, C.** 2019. Edad y composición de los basaltos de meseta de la Sierra Pire Mahuida, provincia de Chubut. Actas del Congreso de Mineralogía, Petrología Ígnea y Metamórfica, y Metalogena (XIII MinMet – IV PIMMA), 181-182, Córdoba.
- Salani, F., Linares, E. y Oстера, H.** 1994. Edad K-Ar de las nefelinitas de la sierra de Pire Mahuida. Actas del 7° Congreso Geológico Chileno, 2: 1194-1198.
- Salani, F. M., Remesal, M. B. y Cerredo, M. E.** 2006. Las rocas traquíticas del Complejo Volcánico Barril Niyeu. 8° Congreso de Mineralogía y Metalogena, Buenos Aires. Avances en Mineralogía, Metalogena y Petrología: Buenos Aires, Asociación Mineralógica Argentina: 413-420.
- Salani, F. M., Remesal, M. B., Parica, C. A. y Cerredo, M. E.** 2009. The Neogene Agua de la Piedra Volcanic Complex, Patagonia, Argentina. 21° Colloquim on Latin American Earth Sciences (LAK), Abstracts: 246-247, Gottingen.
- Salani, F. M., Remesal, M. B. y Cerredo, M. E.** 2010, The neogene Barril Niyeu Volcanic Complex. Somún Curá magmatic province. Northern extra andean Patagonia. Argentina: Bollettino di Geofisica teórica ed applicata, 51, 85-88.
- Salani, F. M., Santos, J. O. S. y Pertille, J.** 2014. Cronología de los Eventos Volcánicos Cenozoicos en la Sierra Pire Mahuida, Patagonia Argentina. 19° Congreso Geológico Argentino, Simposio Vulcanismo de los Andes, Actas electrónicas: S24 1-7, Córdoba.
- Salani, M. F., Montenegro, T. F. y Remesal, M. B.** 2015. Xenolitos mantélicos del Cerro Pilquiniyeu Chico, Río Negro, Patagonia Extraandina, Argentina. 14° Congreso Geológico Chileno.

- Simpson, G. G.** 1941. The Eocene of Patagonia. *American Museum Novitates*, 1120: 1-15, New York.
- Stipanovic, P. y Linares, E.** 1969. Edades radiométricas determinadas para la República Argentina y su significado geológico. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 47: 51-96.
- Stipanovic, P. y Methol, E.** 1972. Macizo de Somún Curá. *Academia Nacional de Ciencias. Geología Regional Argentina*: 581-600, Córdoba.
- Stipanovic, P. N. y Methol, E. J.** 1980. Comarca Norpatagónica. En: Turner, J.C.M. (Ed.), *Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Segundo Simposio II*: 1071-1097, Córdoba.
- Stipanovic, P. N., Rodrigo, F., Baulies, O. L. y Martinez, C. G.** 1968. Las formaciones preneonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23(2): 67-98.
- Scasso, R. A. y Limarino, C. O.** 1997. Petrología y diagénesis de rocas clásticas. *Asociación Argentina de Sedimentología. Publicación Especial Nro: 1*, 257 pp.
- Shaw, D. M.** 1970. Trace element fractionation during anatexis: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34 (2): 237-243.
- Shaw, C. S. J.** 1999. Dissolution of orthopyroxene in basanitic magma between 0.4 and 2 GPa: further implications for the origin of Si-rich alkaline glass inclusions in mantle xenoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135: 114-132.
- Shaw, C. S. J., Thibault, I., Edgar, A. D. y Lloyd, F. E.** 1998. Mechanisms of orthopyroxene dissolution in silica-undersaturated melts at 1 atmosphere and implications for the origin of silica-rich glass in mantle xenoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132: 354-370.
- Somoza, R.** 1998. Updated Nazca (Farallon) - South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the Central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 11: 211-215.
- Stern, C. R., Frey, F. A., Futa, K., Zartman, R. E., Peng, Z. y Kyser, T. K.** 1990. Trace element and Sr, Nd, Pb, and O isotopic composition of Pliocene and Quaternary alkali basalts of the Patagonian Plateau lavas of southernmost South America. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104: 294-308.

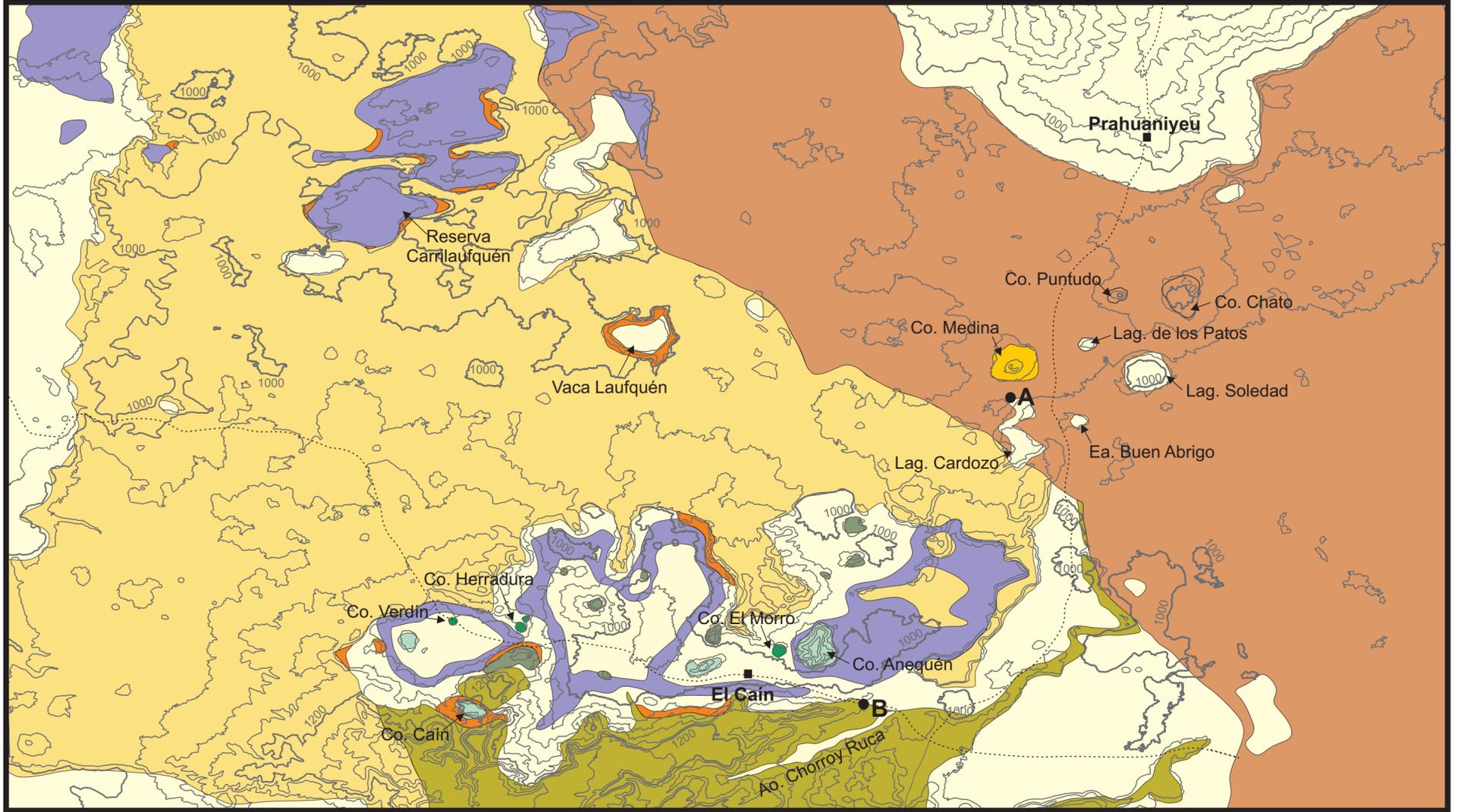
- Streckeisen, A. L.** 1978. Classification and nomenclature of volcanic rocks lamprophytes, carbonatites and melilitic rocks. IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen, 141: 1-14.
- Sun, S. y McDonough, W. F.** 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. Geological Society, Special Publications 42: 313-345, London.
- Vaughan A. P. M. y Pankhurst, R. J.** 2008. Tectonic overview of the West Gondwana margin. Gondwana Research, 13: 150-162
- Volkheimer, W.** 1964. Estratigrafía de la zona extrandina del departamento Cushamen (Chubut) entre los paralelos 42° y 42° 30' y los meridianos 70° y 71°. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 19 (2): 85-107.
- Volkheimer, W.** 1973. Observaciones geológicas en el área de Ingeniero Jacobacci y adyacencias (provincia de Río Negro, Patagonia). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 28 (1): 13-36.
- Weaver, C.** 1927. The Roca Formation in Argentina. American Journal of Science, 13 (5): 417-434, New Haven.
- Weis, D., Garcia, M. O., Rhodes, J. M., Jellinek, M. y Scoates, J. S.** 2011. Role of the deep mantle in the generating the compositional asymmetry of the Hawaiian mantle plume. Nature Geoscience, 4, 831-838.
- White, W. M. y Hofmann, A. W.** 1982. Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution. Nature, 296, 821-825.
- Whitney, D. L. y Evans B. W.** 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, 95: 185-187.
- Wichmann, R.** 1927a. Resultados de un viaje de estudios geológicos en los territorios de Río Negro y del Chubut efectuado durante los meses desde enero hasta junio del año 1923. Ministerio Agricultura de la Nación. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología. Publicación 33, Buenos Aires.
- Wichmann, R.** 1927b. Observaciones geológicas en la parte central y oriental del territorio del Río Negro. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología. Carpeta 108. (Inédito).

- Wilson, M.** 1989. *Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach.* Academic-Division of Unwin Hyman Ltd, London, 466 pp.
- Winchester J. A. y Floyd P. A.** 1976. Geochemical magma type discrimination; Application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Planetary Science*, 28 (3): 459-169.
- Windhausen, A.** 1931. *Geología Argentina. Geología Histórica y Regional del Territorio Argentino.* J. Peuser, II: 1-645, Buenos Aires.
- Winter, J. D.** 2014. *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology.* Second edition. Pearson, Edinburgh, 745 pp.
- Wood, D. A., Norry, M. y Joron, J. L.** 1979. Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding sea floor. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 70 319-339.
- Yamasaki, S., Kani, T., Hanan, B. B. y Tagami, T.** 2009. Isotopic geochemistry of the Hualalai shield-stage tholeiitic basalts from submarine north Kona region, Hawaii. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1985, 223-230.
- Yllañez, E. y Lema, H.** 1979. Estructuras anulares y geología del noreste de Telsen (prov. del Chubut). 7º Congreso Geológico Argentino, Actas I: 445-454, Neuquén.
- Zindler, A. y Hart, S.** 1986. Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth Planetary Science* 14, 493-571.
- Zindler, A., Jagoutz, E. y Goldstein S.** 1982. Nd, Sr and Pb isotopic systematics in a three-component mantle: a new perspective. *Nature*, 58: 519-523.

# MAPA GEOLÓGICO SECTOR NOROCCIDENTAL DE LA MESETA DE SOMUNCURÁ

41°14'28"S  
68°37'40"O

41°14'28"S  
67°43'00"O



41°44'35"S  
68°37'40"O

41°44'35"S  
67°43'00"O

ESCALA 1:200.000

5000 m 0 5 10 15 km

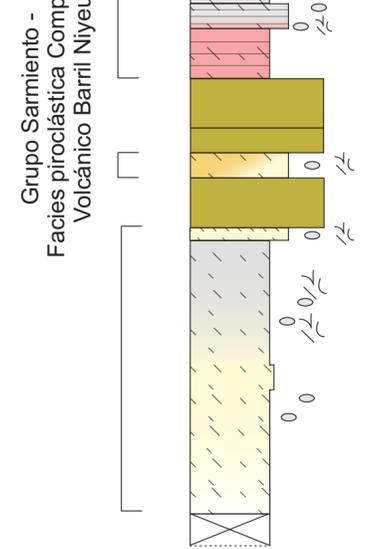
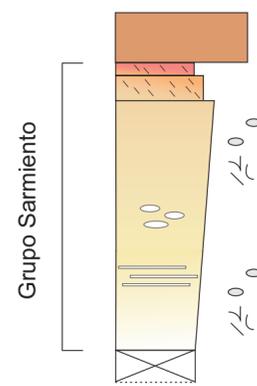
EQUIDISTANCIA 50 METROS

## CUADRO ESTRATIGRÁFICO

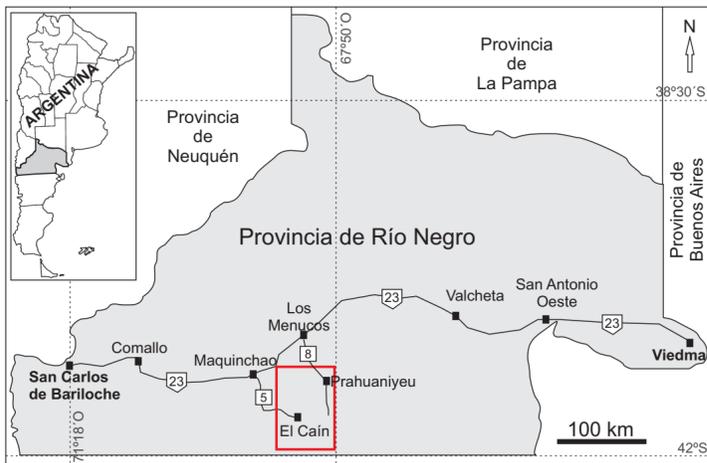
CENOZOICO	Holoceno	10	10 Depósitos cuaternarios	
	Plioceno	9	9 Unidad Vulcanitas Medina	
	Mioceno	7	8 Complejo Volcánico Barril Niyeu	Superunidad Quiñelaf
		8	7 Unidad Vulcanitas Corona Chico	
	Oligoceno	6	6 Formación Somuncurá	
		5	5 Grupo Sarmiento	
		4	4 Unidad El Bajo	
	Eoceno	2	3 Domos de composición traquítica	
		3	2 Conos volcánicos y domos indiferenciados	
	1	1 Unidades pre-cenozoicas		
PRE-CENOZOICO				

● B: Sucesión volcanoclástica del sector sureste de El Caín

● A: Sucesión volcanoclástica laguna Cardozo



## LOCALIZACIÓN DEL ÁREA



Escala vertical  
5 metros

REFERENCIAS

	depósito volcanoclástico
	laminación paralela
	trizas vitreas
	fragmentos pumíceos
	fragmentos carbonato
	niveles de carbonato

# ANEXOS

**ANEXO II**  
**COORDENADAS GEOGRÁFICAS**

<b>Muestra</b>	<b>Posición (Lat/Long)</b>	<b>Altitud (m.s.n.m)</b>
BSOM2	S41 21 27,8 O67 55 17,3	1096
BSOM3	S41 21 28,3 O67 55 17,0	1114
BSOM4	S41 21 28,9 O67 55 17,4	1146
LF 5	S41 23 13,8 O67 56 17,9	1145
LS 6	S41 27 34,4 O67 54 36,6	1140
LS 7	S41 27 35,4 O67 54 30,7	1099
LS 8	S41 27 36,8 O67 54 28,7	1087
LS 9	S41 27 35,8 O67 54 39,9	1088
LS 10	S41 28 44,1 O67 55 24,5	1047
CCH 11	S41 25 06,2 O67 53 30,1	1244
CCH 12	S41 25 06,2 O67 53 30,0	1234
EC 13	S41 26 18,3 O67 58 05,1	1113
SOM20	S41 33 36,8 O67 57 13,1	1045
SOM21	S41 33 45,7 O67 57 06,1	1017
SOM22	S41 33 47,1 O67 57 09,8	999
SOM23	S41 35 30,7 O67 58 46,1	1055
SOM24	S41 35 31,8 O67 58 49,0	1126
SOM25	S41 35 32,3 O67 58 47,2	1151
SOM27	S41 35 33,5 O67 58 50,2	1185
SOM 28	S41 35 33,5 O67 58 50,2	1185
SOM29	S41 39 49,6 O67 57 45,6	1056
SOM31	S41 43 01,8 O67 57 13,2	1040
SOM32	S41 45 20,8 O68 01 25,2	1144
SOMW34	S41 29 46,3 O68 34 50,5	963
SOMW35	S41 30 36,3 O68 28 46,9	1081
SOMW37	S41 38 09,4 O68 18 20,5	1185
SOMW38	S41 38 09,4 O68 18 20,5	1185
SOMW39	S41 36 27,4 O68 21 39,7	1216
SOMW40	S41 34 24,0 O68 23 24,4	1142
MSL1	S41 21 15,5 O67 56 02,6	1124
MSL2	S41 21 27,7 O67 55 33,9	1126
MSL3	S41 23 07,3 O67 56 18,5	1154
MSL5	S41 27 46,1 O67 52 48,3	1094
MSL6	S41 27 47,9 O67 52 48,1	1094
MSL7	S41 27 47,6 O67 52 59,2	1098
MSL8	S41 27 47,8 O67 52 51,5	1095
MSL9	S41 27 05,0 O67 53 38,6	1134
MSL13	S41 27 35,5 O67 54 42,2	1081
MSL14	S41 27 34,4 O67 54 40,7	1093
MSL16	S41 27 33,1 O67 54 42,7	1093
MSL17	S41 27 35,1 O67 55 03,1	1113
MSL18	S41 27 34,7 O67 54 35,0	1109

<b>Muestra</b>	<b>Posición (Lat/Long)</b>	<b>Altitud (m.s.n.m)</b>
MSL19	S41 28 11,4 O67 55 03,9	973
MSL23	S41 29 09,4 O67 55 22,3	1044
MSL25	S41 26 18,5 O67 58 04,8	1101
MSL26	S41 26 17,1 O67 57 59,4	1111
MSL27	S41 26 23,0 O67 58 04,5	1112
MSL34	S41 29 20,6 O67 59 03,8	1101
MSL39	S41 29 50,6 O67 58 50,5	1064
MSL42	S41 29 53,6 O67 57 27,2	1078
MSL43	S41 30 19,4 O67 57 02,8	1028
MSL44	S41 30 23,5 O67 57 17,3	1021
MSL45	S41 30 23,5 O67 57 17,3	1021
MSL50	S41 31 00,6 O67 58 53,4	1097
MSL54	S41 31 21,5 O67 58 34,7	1106
MSL55	S41 31 19,3 O67 58 33,7	1096
MSL56	S41 39 49,7 O67 57 45,6	1039
MSL57	S41 40 09,6 O67 58 09,7	1035
MSL58	S41 40 34,8 O67 58 41,0	1036
MSL59	S41 35 16,9 O67 57 55,7	995
MSL60	S41 33 43,9 O67 57 39,3	987
MSL63	S41 25 33,1 O68 02 30,6	1091
LU4	S41 42 19,1 O68 21 02,4	1347
LU5	S41 42 19,4 O68 21 02,4	1354
LU6	S41 42 18,8 O68 21 04,6	1368
LU8	S41 42 19,1 O68 21 05,2	1380
LU16	S41 16 00,6 O68 16 26,9	932
LU17	S41 19 49,0 O68 30 19,5	960
LU19	S41 21 05,9 O68 22 25,8	1014
LU20	S41 20 55,0 O68 22 27,4	1040
LU21	S41 20 49,7 O68 22 23,1	1077
LU22	S41 20 49,0 O68 22 24,7	1083
LU23	S41 21 02,5 O68 22 28,4	1024
LU29	S41 21 34,5 O68 15 12,7	1012
LU32	S41 37 47,7 O68 20 44,5	1097
LU38	S41 43 34,9 O68 10 51,4	1114
LU39	S41 41 08,2 O68 06 35,7	1127
LU40	S41 41 10,4 O68 06 36,6	1160
LU41	S41 41 10,9 O68 06 37,0	1171
LU42	S41 41 10,9 O68 06 37,0	1171
LU43	S41 41 11,1 O68 06 37,2	1173
LU44	S41 41 11,1 O68 06 37,2	1173
LU45	S41 41 11,2 O68 06 34,8	1186
LU46	S41 41 11,8 O68 06 32,9	1196
LU47	S41 41 11,9 O68 06 31,5	1207
LU48	S41 41 10,3 O68 06 28,4	1202

<b>Muestra</b>	<b>Posición (Lat/Long)</b>	<b>Altitud (m.s.n.m)</b>
LU60	S41 19 42,6 O68 30 46,3	957
LU61	S41 19 42,6 O68 30 46,3	957
LU64	S41 15 04,1 O68 15 50,3	953
LU65	S41 32 48,3 O68 06 13,1	1010
LU66	S41 32 19,2 O68 06 54,8	1025
LU70	S41 28 23,5 O68 13 17,2	995
LU71	S41 25 06,0 O68 17 33,0	974
LU72	S41 25 08,5 O68 17 32,8	987
LU73	S41 38 54,3 O68 08 27,7	1070
PRA1	S41 20 09,0 O67 54 18,0	960
PR4	S41 20 09,0 O67 54 18,0	960
SNE2	S41 25 19,55 O67 53 55,09	1244
SMED1	S41 28 07,3 O67 59 15,9	1178

**ANEXO III**  
**GEOQUIMICA DE ROCA TOTAL**

**III.1:** Análisis geoquímicos de los traquibasaltos y traquiandesitas basálticas de los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Cañ.

Muestra	SOMW37	SOMW38	LU32	LU73
<i>Elementos Mayoritarios (% en peso)</i>				
SiO <sub>2</sub>	47,30	47,39	50,40	53,18
TiO <sub>2</sub>	2,81	2,67	2,64	2,77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,99	17,30	17,49	17,55
FeO	12,29	12,08	10,32	10,19
MnO	0,17	0,17	0,14	0,17
MgO	5,31	5,71	4,57	4,11
CaO	7,55	7,79	6,62	6,18
Na <sub>2</sub> O	4,65	3,59	4,25	4,53
K <sub>2</sub> O	1,17	1,68	2,13	2,74
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,66	0,59	0,78	1,00
Total	98,91	99,00	99,33	102,41
#Mg	43,51	45,73	44,10	41,78
LOI	DLD	0,42	2,75	0,97
<i>Elementos traza (ppm)</i>				
Nb	51,20	45,40	47,70	76,70
Zr	179,60	163,30	255,00	288,00
Y	27,77	25,03	24,10	30,10
Sr	849,40	907,50	1234,00	1000,90
Rb	32,30	44,50	34,00	69,30
Ga	15,10	16,30	18,00	20,10
Zn	106,30	95,20	100,00	91,50
Cu	31,60	39,50	30,00	18,30
Ni	26,50	29,90	50,00	1,00
Co	29,70	32,70	32,00	26,10
Cr	3,80	7,30	DLD	2,40
Se	25,80	24,00	NA	NA
V	236,10	214,20	157,00	118,00
Ba	964,30	985,60	850,00	1363,00
Cs	0,51	0,56	0,50	0,60
La	39,57	36,71	43,00	64,20
Ce	85,50	71,82	86,20	122,80
Pr	9,24	8,32	9,94	13,43
Nd	39,31	34,38	39,70	50,50
Sm	7,27	6,63	7,87	9,61
Eu	2,38	2,19	2,62	2,99
Gd	6,89	6,09	6,77	8,43
Tb	0,92	0,83	0,96	1,16
Dy	4,89	4,51	5,03	5,90
Ho	0,95	0,85	0,88	1,11
Er	2,42	2,24	2,32	3,07
Tm	NA	NA	0,30	0,40
Yb	2,13	1,98	1,89	2,56
Lu	0,29	0,27	0,27	0,37
Hf	3,30	NA	5,00	6,70
Ta	1,80	2,13	3,53	3,80
Th	4,19	3,92	4,23	7,50
U	1,01	0,96	1,11	1,60
Tl	NA	NA	DLD	NA
Pb	NA	NA	DLD	4,80
Bi	NA	NA	DLD	NA
W	NA	NA	17,80	2,30
Ge	NA	NA	1,20	NA
As	NA	NA	DLD	5,60
Mo	NA	NA	DLD	1,30
Ag	NA	NA	0,70	NA
In	NA	NA	DLD	NA
Sn	NA	NA	2,00	2,00
Sb	NA	NA	DLD	NA
Be	NA	NA	2,00	3,00
Sc	NA	NA	12,00	6,60
LaN/YbN*	13,33	13,30	16,32	17,99

DLD: Debajo del límite de detección

NA: no analizado

\*: valores normalizados a condrito C1 (Sun y McDonough 1989)

III.2: Análisis geoquímicos de las andesitas basálticas (subgrupos subalcalino, transicional y alcalino) de las coladas de lavas máficas A.

Muestras	Subgrupo subalcalino													
	BSOM2	BSOM3	BSOM4	SOM21	SOM22	MSL23	MSL25	MSL45	MSL60	MSL58	MSL59	MSL63	LU64	LU16
<i>Elementos mayoritarios (% en peso)</i>														
SiO <sub>2</sub>	55,58	55,13	55,50	53,09	52,82	52,69	55,30	53,30	52,59	54,85	53,96	55,87	53,59	52,91
TiO <sub>2</sub>	2,00	2,02	1,95	1,41	1,63	1,50	1,94	1,61	1,73	1,63	1,62	2,17	1,79	1,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,48	15,20	15,20	15,70	14,96	16,23	15,44	14,97	14,82	14,61	15,19	14,60	14,81	14,72
FeO	8,78	9,16	8,99	10,15	10,02	10,85	9,43	9,95	10,78	9,87	9,23	8,64	9,80	9,66
MnO	0,12	0,13	0,12	0,14	0,14	0,15	0,19	0,15	0,15	0,14	0,13	0,11	0,13	0,14
MgO	6,03	6,82	6,15	6,52	7,87	6,10	6,46	7,14	8,19	7,05	7,45	6,17	7,39	7,36
CaO	7,21	7,03	7,19	8,19	7,70	8,17	7,30	8,54	7,89	7,80	7,91	7,01	8,62	8,26
Na <sub>2</sub> O	3,78	3,70	3,73	3,93	3,44	3,81	3,64	3,58	3,33	3,66	3,45	3,64	3,33	3,16
K <sub>2</sub> O	0,60	0,51	0,62	0,38	0,66	0,49	0,57	0,82	0,83	0,70	0,61	0,91	0,95	1,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	0,26	0,26	0,18	0,24	0,22	0,26	0,25	0,26	0,27	0,23	0,30	0,30	0,32
<b>Total</b>	99,82	99,97	99,72	99,68	99,47	100,23	100,53	100,31	100,56	100,58	99,77	99,42	100,72	99,58
#Mg	55,04	57,03	54,94	53,38	58,34	50,06	54,96	56,13	57,50	56,00	58,98	56,00	57,34	57,58
LOI	0,01	0,07	0,31	0,29	0,46	1,00	0,82	1,34	1,73	2,18	1,05	0,51	0,95	0,59
<i>Elementos traza (ppm)</i>														
Nb	11,0	11,5	11,2	5,9	10,6	8,3	11,0	11,8	11,8	16,6	10,3	15,6	11,0	12,4
Zr	99,0	105,2	103,5	70,0	87,6	72,0	105,0	94,0	102,0	97,0	92,8	134,3	101,2	113,8
Y	18,4	17,8	17,7	17,5	18,6	19,5	17,9	18,5	18,0	22,1	18,3	20,8	15,5	17,5
Sr	424,9	408,8	422,5	411,4	429,3	393,0	421,0	503,0	416,0	370,0	437,1	466,1	503,0	499,6
Rb	14,3	9,0	14,9	8,2	15,0	8,0	12,0	16,0	17,0	14,0	13,1	24,0	16,4	17,8
Ga	21,9	21,3	21,0	19,1	19,2	20,0	22,0	19,0	19,0	20,0	20,7	23,1	16,5	18,3
Zn	111,3	117,8	111,3	100,2	100,9	100,0	110,0	90,0	100,0	90,0	98,3	116,6	NA	NA
Cu	33,4	34,1	34,4	46,6	48,5	50,0	30,0	30,0	60,0	50,0	51,5	37,7	NA	NA
Ni	142,1	172,9	158,5	150,3	181,3	150,0	160,0	190,0	220,0	210,0	184,4	136,0	NA	NA
Co	33,1	37,6	33,6	41,6	42,1	43,0	36,0	43,0	45,0	41,0	41,4	35,0	45,3	43,4
Cr	252,7	272,4	236,1	223,0	229,1	220,0	270,0	270,0	290,0	250,0	242,0	237,2	NA	NA
Se	20,4	20,6	18,9	21,9	23,0	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
V	122,6	124,0	123,7	172,1	148,4	202,0	130,0	156,0	170,0	159,0	155,6	146,6	145,0	148,0
Ba	202,8	221,1	233,4	177,4	206,0	308,0	239,0	278,0	247,0	261,0	210,6	555,7	264,0	360,0
Cs	0,3	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	NA	NA	0,3	0,2
La	9,0	8,8	8,9	7,3	10,7	9,5	11,4	13,8	13,3	14,2	17,6	24,1	13,2	14,6
Ce	23,4	19,2	19,5	16,4	23,2	19,9	22,7	29,5	28,7	28,6	25,3	36,2	27,1	31,3
Pr	2,6	2,7	2,7	2,3	3,1	2,8	3,1	3,8	3,8	3,5	NA	NA	3,6	4,1
Nd	12,5	11,9	12,0	9,9	13,1	12,9	15,6	17,4	17,0	16,0	11,9	17,9	15,9	19,0
Sm	4,1	4,3	4,2	3,2	3,7	3,8	4,7	4,6	4,2	4,6	NA	NA	3,9	4,2
Eu	1,6	1,6	1,6	1,2	1,3	1,4	1,8	1,6	1,5	1,6	NA	NA	1,3	1,5
Gd	4,3	4,4	4,4	3,4	3,9	4,0	4,9	4,4	4,3	4,9	NA	NA	3,9	4,3
Tb	0,6	0,7	0,6	0,5	0,6	0,6	0,7	0,7	0,7	0,8	NA	NA	0,6	0,7
Dy	3,4	3,4	3,4	3,1	3,3	3,7	3,9	3,9	3,8	4,6	NA	NA	3,3	3,7
Ho	0,6	0,6	0,6	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,8	NA	NA	0,6	0,7
Er	1,5	1,5	1,5	1,6	1,6	1,7	1,7	1,8	1,8	2,1	NA	NA	1,7	1,9
Tm	NA	NA	NA	NA	NA	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	NA	NA	0,2	0,3
Yb	1,2	1,2	1,3	1,4	1,5	1,5	1,2	1,5	1,6	1,8	NA	NA	1,4	1,6
Lu	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	NA	NA	0,2	0,2
Hf	3,7	0,7	1,7	NA	0,6	1,9	2,5	2,5	2,6	2,3	NA	NA	2,5	2,9
Ta	1,0	0,9	0,8	0,9	1,4	0,6	0,7	0,8	0,8	1,1	NA	NA	0,7	0,7
Th	1,3	1,4	1,3	0,8	1,2	1,1	2,0	1,7	1,6	1,9	3,4	3,6	1,9	1,7
U	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,5	0,5	0,5	NA	NA	0,5	0,6
Tl	NA	NA	NA	NA	NA	DLD	DLD	DLD	DLD	DLD	NA	NA	NA	NA
Pb	NA	NA	NA	NA	NA	DLD	DLD	DLD	DLD	DLD	NA	NA	NA	NA
Bi	NA	NA	NA	NA	NA	DLD	DLD	DLD	DLD	DLD	NA	NA	NA	NA
W	NA	NA	NA	NA	NA	DLD	DLD	0,6	DLD	DLD	DLD	NA	1,8	0,9
Ge	NA	NA	NA	NA	NA	1,3	1,4	1,2	1,3	1,3	NA	NA	NA	NA
As	NA	NA	NA	NA	NA	32,0	DLD	DLD	DLD	DLD	NA	4,9	NA	NA
Mo	NA	NA	NA	NA	NA	DLD	DLD	DLD	DLD	DLD	NA	NA	NA	NA
Ag	NA	NA	NA	NA	NA	DLD	DLD	DLD	DLD	DLD	NA	NA	NA	NA
In	NA	NA	NA	NA	NA	DLD	DLD	DLD	DLD	DLD	NA	NA	NA	NA
Sn	NA	NA	NA	NA	NA	1,0	2,0	1,0	1,0	1,0	4,5	6,6	1,0	1,0
Sb	NA	NA	NA	NA	NA	0,3	DLD	DLD	DLD	DLD	NA	NA	NA	NA
Be	NA	NA	NA	NA	NA	DLD	1,0	1,0	DLD	DLD	NA	NA	2,0	DLD
Sc	NA	NA	NA	NA	NA	17,0	13,0	17,0	18,0	17,0	7,9	5,9	NA	NA
LaN/YbN*	5,4	5,2	5,1	3,8	5,3	4,5	6,9	6,7	6,1	5,7			6,8	6,7

continuación

Muestras	Subgrupo transicional			
	LF5	MSL8	MSL9	MSL44
<i>Elementos mayoritarios (% en peso)</i>				
SiO <sub>2</sub>	55,98	56,66	56,20	53,09
TiO <sub>2</sub>	2,06	2,08	2,02	2,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,45	15,15	14,71	13,84
FeO	8,66	8,81	8,81	10,56
MnO	0,11	0,12	0,12	0,15
MgO	5,37	5,66	5,59	5,07
CaO	6,84	6,70	6,65	9,21
Na <sub>2</sub> O	3,98	3,68	3,72	3,57
K <sub>2</sub> O	0,91	1,13	1,06	0,90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,33	0,33	0,31	0,35
<b>Total</b>	99,68	100,32	99,19	98,83
#Mg	52,50	53,41	53,07	46,10
LOI	DLD	0,69	0,57	1,11
<i>Elementos traza (ppm)</i>				
Nb	15,0	14,8	14,9	12,9
Zr	133,1	130,0	126,0	117,0
Y	19,2	18,6	20,7	22,9
Sr	468,3	431,0	433,0	407,0
Rb	23,6	32,0	34,0	15,0
Ga	21,1	22,0	23,0	20,0
Zn	111,0	100,0	100,0	100,0
Cu	31,1	30,0	30,0	70,0
Ni	119,0	160,0	160,0	100,0
Co	27,7	31,0	33,0	31,0
Cr	159,8	210,0	220,0	230,0
Se	18,1	NA	NA	NA
V	119,5	125,0	124,0	234,0
Ba	305,5	275,0	314,0	287,0
Cs	0,2	0,4	0,5	0,4
La	12,8	14,8	16,3	15,8
Ce	27,2	29,6	31,2	32,8
Pr	3,6	3,9	4,2	4,4
Nd	15,8	18,3	19,5	19,7
Sm	5,0	5,4	5,9	5,3
Eu	1,7	1,8	2,0	1,8
Gd	4,9	5,3	5,5	5,2
Tb	0,7	0,8	0,8	0,8
Dy	3,8	4,0	4,4	4,7
Ho	0,7	0,7	0,7	0,9
Er	1,6	1,7	1,8	2,2
Tm	NA	0,2	0,2	0,3
Yb	1,3	1,2	1,4	1,8
Lu	0,2	0,2	0,2	0,3
Hf	1,3	3,2	3,3	3,0
Ta	1,7	1,1	1,2	0,9
Th	2,0	3,6	3,9	1,7
U	0,5	0,9	0,9	0,6
Tl	NA	DLD	0,1	DLD
Pb	NA	DLD	DLD	DLD
Bi	NA	DLD	DLD	DLD
W	NA	DLD	0,7	0,6
Ge	NA	1,3	1,2	1,2
As	NA	40,0	DLD	5,0
Mo	NA	DLD	DLD	DLD
Ag	NA	DLD	DLD	DLD
In	NA	DLD	DLD	DLD
Sn	NA	2,0	2,0	2,0
Sb	NA	DLD	DLD	DLD
Be	NA	1,0	1,0	1,0
Sc	NA	12,0	12,0	26,0
LaN/YbN*	6,9	9,2	8,4	6,2

continuación

Muestras	Subgrupo alcalino															
	LS6	LS-7	LS8	LS9	LS10	CCH11	CCH12	SOM31	MSL7	MSL14	MSL18	MSL42	MSL34	MSL50	SNE2	MSL6
<i>Elementos mayoritarios (% en peso)</i>																
SiO <sub>2</sub>	54,42	54,06	54,66	54,49	53,72	56,15	55,53	53,79	54,10	54,41	54,76	54,65	55,26	55,47	56,30	55,03
TiO <sub>2</sub>	2,44	2,64	2,09	2,58	2,59	2,15	2,17	1,62	2,56	2,36	2,41	2,44	2,39	2,24	2,07	2,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,63	14,90	14,88	14,89	14,80	15,20	14,99	15,20	15,00	14,55	14,78	14,52	14,65	14,99	14,73	14,78
FeO	9,06	9,28	9,05	9,16	9,19	8,96	8,92	9,98	9,65	9,71	9,62	9,27	9,35	9,54	8,22	8,68
MnO	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,15	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,11	0,11
MgO	5,96	5,77	6,57	5,65	5,93	6,16	5,95	6,37	5,74	6,46	5,77	5,81	5,71	5,73	5,78	5,79
CaO	6,64	6,93	7,07	6,73	7,32	6,84	6,82	7,71	7,27	7,13	6,69	7,05	7,78	7,23	6,77	6,96
Na <sub>2</sub> O	3,96	3,87	3,66	3,81	3,79	3,78	3,80	3,76	3,91	3,73	3,90	3,73	3,60	3,88	3,72	3,91
K <sub>2</sub> O	1,58	1,39	0,95	1,48	1,32	1,03	1,04	0,73	1,40	0,96	1,54	1,23	0,99	0,79	1,31	1,57
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,52	0,50	0,33	0,50	0,50	0,36	0,36	0,32	0,53	0,38	0,54	0,44	0,39	0,34	0,37	0,52
<b>Total</b>	99,33	99,47	99,39	99,41	99,26	100,76	99,71	99,64	100,29	99,83	100,14	99,26	100,25	100,34	99,39	99,83
#Mg	53,97	52,57	56,41	52,37	53,49	55,07	54,32	53,22	51,46	54,24	51,66	52,73	52,10	51,70	55,65	54,29
LOI	DLD	DLD	DLD	0,02	0,08	0,12	DLD	0,62	0,70	0,12	0,50	0,26	2,42	0,65	0,60	DLD
<i>Elementos traza (ppm)</i>																
Nb	34,0	32,4	16,2	33,8	31,5	18,7	18,5	18,4	29,0	17,1	30,2	22,5	18,0	14,6	20,7	34,9
Zr	192,2	180,8	123,6	191,6	171,5	141,6	142,5	101,9	175,0	126,0	184,0	160,0	137,0	123,0	173,7	212,8
Y	21,8	22,3	18,4	22,2	19,9	20,6	19,3	23,2	19,8	19,4	23,5	20,0	21,4	18,8	21,0	22,2
Sr	661,6	684,1	486,4	673,7	679,2	515,0	504,0	404,8	664,0	506,0	635,0	578,0	557,0	501,0	516,1	686,4
Rb	42,6	32,7	22,0	39,9	30,5	26,4	25,5	16,1	31,0	22,0	40,0	30,0	23,0	19,0	33,6	38,6
Ga	21,3	21,5	20,9	21,3	20,5	20,6	21,0	19,4	23,0	23,0	24,0	23,0	22,0	22,0	22,7	24,9
Zn	115,4	116,7	114,8	117,9	118,7	112,1	112,4	97,1	120,0	120,0	110,0	120,0	110,0	110,0	107,5	113,4
Cu	27,4	26,7	27,3	26,1	27,2	30,5	30,6	41,1	30,0	40,0	40,0	30,0	30,0	30,0	37,0	38,3
Ni	113,8	109,8	134,4	104,8	118,9	131,3	126,3	174,1	130,0	170,0	150,0	130,0	120,0	150,0	122,7	113,8
Co	27,9	28,7	33,0	25,6	30,5	28,6	30,6	39,6	34,0	38,0	34,0	34,0	32,0	35,0	32,1	34,2
Cr	160,1	149,9	205,5	145,0	153,1	190,2	178,6	230,8	170,0	250,0	200,0	200,0	210,0	230,0	183,6	152,7
Se	17,5	18,7	21,4	18,1	18,7	18,6	18,1	25,4	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
V	114,1	118,4	124,4	112,2	125,5	116,0	117,2	194,1	134,0	135,0	126,0	140,0	138,0	180,0	114,3	127,0
Ba	559,8	538,8	276,2	560,7	502,5	331,7	317,7	269,7	493,0	298,0	519,0	376,0	497,0	399,0	411,7	679,3
Cs	0,5	0,3	0,4	0,5	0,3	0,4	0,3	0,2	0,3	0,3	0,5	0,3	0,3	0,3	NA	NA
La	23,5	22,5	12,1	23,3	20,1	14,7	14,1	14,0	22,0	14,8	25,4	19,0	17,6	14,0	27,3	29,9
Ce	47,6	45,0	30,8	52,4	41,9	36,0	29,7	27,8	44,5	30,3	49,5	39,4	34,1	28,0	48,7	68,0
Pr	6,1	6,0	3,5	6,1	5,4	4,1	3,9	3,5	5,7	4,2	6,4	5,1	4,8	3,9	NA	NA
Nd	25,9	25,2	16,1	26,8	23,2	18,7	17,1	14,9	25,8	19,7	28,8	23,8	22,7	18,8	27,1	33,6
Sm	6,6	6,8	4,7	6,7	6,3	5,3	5,2	4,2	6,8	5,8	7,1	6,6	6,6	5,5	NA	NA
Eu	2,2	2,3	1,7	2,3	2,2	1,8	1,8	1,4	2,4	2,1	2,4	2,2	2,2	2,0	NA	NA
Gd	6,3	6,5	4,8	6,5	5,9	5,3	5,1	4,5	6,2	5,8	6,9	6,0	6,0	5,5	NA	NA
Tb	0,9	0,9	0,7	0,9	0,8	0,7	0,7	0,7	0,9	0,8	1,0	0,9	0,9	0,8	NA	NA
Dy	4,4	4,6	3,7	4,5	4,1	3,9	3,8	4,1	4,5	4,5	4,9	4,5	4,8	4,2	NA	NA
Ho	0,8	0,8	0,7	0,8	0,7	0,7	0,7	0,8	0,7	0,7	0,8	0,7	0,8	0,7	NA	NA
Er	1,8	1,9	1,5	1,8	1,7	1,7	1,6	2,0	1,8	1,8	2,0	1,8	1,9	1,8	NA	NA
Tm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	NA	NA
Yb	1,4	1,4	1,3	1,4	1,3	1,4	1,3	1,7	1,2	1,2	1,5	1,3	1,4	1,3	NA	NA
Lu	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	NA	NA
Hf	2,7	3,6	0,5	2,7	3,1	2,3	3,2	1,7	4,1	3,0	4,4	3,9	3,2	3,1	NA	NA
Ta	1,2	1,8	0,8	1,1	1,7	1,1	1,8	1,3	1,9	1,2	2,0	1,6	1,3	1,0	NA	3,4
Th	3,5	2,7	1,5	3,1	2,3	1,9	1,8	1,9	2,7	2,0	3,7	2,9	2,4	1,8	4,3	5,8
U	0,9	0,7	0,4	0,8	0,6	0,5	0,5	0,5	0,7	0,5	1,0	0,8	0,6	0,5	NA	NA
Tl	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	DLD	DLD	0,2	DLD	DLD	DLD	NA	NA
Pb	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	DLD	DLD	DLD	DLD	DLD	DLD	NA	NA
Bi	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	DLD	DLD	DLD	DLD	DLD	DLD	NA	NA
W	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	DLD	0,7	0,7	1,0	DLD	0,7	DLD	DLD
Ge	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	1,1	1,4	1,3	1,2	1,1	1,1	NA	NA
As	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	DLD	20,0	DLD	DLD	DLD	8,0	3,0	3,9
Mo	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	DLD	DLD	2,0	DLD	DLD	DLD	NA	NA
Ag	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	0,6	DLD	0,7	0,6	0,5	DLD	NA	NA
In	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	DLD	DLD	DLD	DLD	DLD	DLD	NA	NA
Sn	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	1,0	6,9	6,8
Sb	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	DLD	DLD	DLD	DLD	DLD	DLD	NA	NA
Be	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	2,0	1,0	2,0	1,0	1,0	1,0	NA	NA
Sc	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	12,0	13,0	12,0	13,0	12,0	13,0	3,8	3,7
LaN/YbN*	12,2	11,6	6,8	11,8	11,5	7,6	7,8	5,8	13,3	8,6	12,5	10,2	9,4	7,8		

continuación

Muestras	Subgrupo alcalino			
	MSL13	MSL16	MSL17	MSL19
<i>Elementos mayoritarios (% en peso)</i>				
SiO <sub>2</sub>	54,62	54,40	55,53	54,85
TiO <sub>2</sub>	2,54	2,61	2,42	2,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,68	15,07	14,61	14,77
FeO	8,76	9,02	8,53	8,93
MnO	0,11	0,12	0,11	0,12
MgO	5,67	5,88	5,61	5,92
CaO	7,17	7,01	6,55	6,97
Na <sub>2</sub> O	3,79	3,87	3,93	3,83
K <sub>2</sub> O	1,53	1,37	1,65	1,50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,51	0,53	0,52	0,52
<b>Total</b>	99,40	99,88	99,47	99,97
#Mg	53,53	53,73	53,98	54,17
LOI	0,37	0,16	DLD	0,15
<i>Elementos traza (ppm)</i>				
Nb	33,5	33,5	34,9	33,4
Zr	206,7	208,6	217,1	205,0
Y	22,1	22,0	22,3	21,6
Sr	677,1	695,6	638,0	677,6
Rb	38,6	23,4	47,7	38,2
Ga	24,5	25,7	24,4	24,6
Zn	111,9	113,5	113,4	114,5
Cu	34,9	31,5	39,1	38,7
Ni	103,8	109,1	107,7	110,7
Co	30,9	32,1	31,9	33,1
Cr	155,3	160,0	156,9	160,3
Se	NA	NA	NA	NA
V	125,9	129,0	125,5	128,5
Ba	601,9	618,6	573,6	563,5
Cs	NA	NA	NA	NA
La	42,1	34,6	36,6	36,8
Ce	62,2	59,3	69,2	62,9
Pr	NA	NA	NA	NA
Nd	37,5	31,4	36,0	35,4
Sm	NA	NA	NA	NA
Eu	NA	NA	NA	NA
Gd	NA	NA	NA	NA
Tb	NA	NA	NA	NA
Dy	NA	NA	NA	NA
Ho	NA	NA	NA	NA
Er	NA	NA	NA	NA
Tm	NA	NA	NA	NA
Yb	NA	NA	NA	NA
Lu	NA	NA	NA	NA
Hf	NA	NA	NA	NA
Ta	NA	NA	NA	NA
Th	5,7	6,1	6,8	6,0
U	NA	NA	NA	NA
Tl	NA	NA	NA	NA
Pb	NA	NA	NA	NA
Bi	NA	NA	NA	NA
W	DLD	DLD	NA	DLD
Ge	NA	NA	NA	NA
As	NA	NA	4,3	NA
Mo	NA	NA	NA	NA
Ag	NA	NA	NA	NA
In	NA	NA	NA	NA
Sn	5,7	7,8	6,3	7,6
Sb	NA	NA	NA	NA
Be	NA	NA	NA	NA
Sc	3,0	6,3	3,1	3,5

DLD: Debajo del límite de detección

NA: no analizado

\*: valores normalizados a condrito C1 (Sun y McDonough 1989)

III.3: Análisis geoquímicos de los traquibasaltos y traquiandesitas basálticas correspondientes a las coladas de lavas máficas B.

Muestra	SOM23	SOM24	SOM25	SOM27	SOM28	SOMW34	SOMW35	SOMW39	SOMW40	MSL54	MSL55	LU19	LU17B	LU20
<i>Elementos mayoritarios (% en peso)</i>														
SiO <sub>2</sub>	48,86	46,63	49,88	47,49	47,27	48,25	49,01	48,60	50,01	48,27	49,68	48,20	51,59	48,32
TiO <sub>2</sub>	2,71	3,57	2,76	3,64	3,57	3,23	2,93	2,77	2,86	3,42	2,76	3,05	2,03	2,83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,40	16,53	17,32	16,60	16,33	16,93	17,36	17,14	17,26	16,22	17,39	16,78	16,66	16,07
FeO	10,95	12,25	11,03	12,33	12,26	11,50	11,44	11,07	10,72	12,13	10,73	11,35	9,74	11,34
MnO	0,17	0,17	0,16	0,18	0,17	0,17	0,15	0,17	0,17	0,17	0,16	0,16	0,15	0,16
MgO	4,96	4,96	4,21	4,49	5,22	3,68	3,70	4,73	3,36	4,84	3,95	4,34	4,77	5,07
CaO	7,09	7,46	7,20	7,53	7,59	8,37	7,46	8,29	6,67	7,75	7,66	8,66	7,46	7,64
Na <sub>2</sub> O	3,97	4,16	3,82	3,54	3,51	4,12	4,10	3,70	4,66	4,00	4,23	4,19	4,26	4,00
K <sub>2</sub> O	2,18	1,97	2,01	1,92	1,86	2,07	2,12	1,92	2,40	1,90	2,15	2,05	2,04	1,96
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,74	1,19	0,74	1,21	1,15	0,67	0,72	0,64	0,81	1,23	0,80	1,16	0,76	1,08
<b>Total</b>	99,05	98,91	99,13	98,92	98,93	98,99	99,00	99,05	98,92	99,91	99,50	99,95	99,46	98,49
#Mg	44,67	41,92	40,49	39,36	43,15	36,32	36,57	43,24	35,85	41,55	39,61	40,51	46,63	44,34
LOI	0,70	DLD	0,73	0,62	0,08	1,53	0,35	0,65	0,53	1,11	0,69	0,99	0,89	0,30
<i>Elementos traza (ppm)</i>														
Nb	64,30	65,00	60,00	63,70	60,90	61,50	64,40	61,10	76,50	58,70	68,30	67,60	56,00	53,70
Zr	203,00	118,90	190,40	118,10	111,00	176,20	201,60	168,30	203,30	158,00	254,20	193,40	225,50	177,00
Y	27,74	26,58	26,69	26,51	26,17	27,41	28,29	27,75	29,51	26,10	30,10	27,20	24,90	24,20
Sr	944,50	1282,20	954,60	1277,00	1288,00	1060,40	951,40	930,50	1003,10	1186,00	941,50	1159,90	1061,90	1080,00
Rb	53,20	58,90	53,80	53,20	52,70	55,80	59,20	53,80	67,80	43,00	53,50	54,70	51,50	47,00
Ga	13,70	9,30	14,60	8,80	9,90	13,70	13,70	11,80	9,80	18,00	19,90	17,60	18,30	16,00
Zn	101,60	85,40	91,00	81,30	74,90	87,80	101,20	80,90	92,10	90,00	99,70	85,70	81,20	90,00
Cu	27,10	19,10	29,60	26,80	22,10	23,50	26,60	39,00	23,20	40,00	33,50	40,90	43,20	40,00
Ni	27,10	12,30	23,20	13,70	17,90	7,80	17,60	36,60	2,70	30,00	22,80	42,20	96,20	70,00
Co	20,60	14,70	16,40	14,60	14,20	14,70	14,50	19,10	12,20	35,00	32,80	36,00	33,40	35,00
Cr	13,00	NA	9,80	0,90	5,30	0,40	9,80	35,20	NA	30,00	16,70	67,20	127,40	80,00
Se	21,20	22,90	21,20	21,60	21,80	21,40	25,60	27,20	18,80	NA	NA	NA	NA	NA
V	173,90	181,00	149,10	173,10	173,30	166,80	322,00	184,90	121,00	207,00	224,00	181,90	172,80	194,00
Ba	1139,70	1575,60	1333,60	1539,10	1592,30	1175,40	1281,70	1417,40	1524,20	1286,00	1335,40	1264,90	1190,20	1091,00
Cs	0,25	0,68	0,39	0,29	0,29	0,43	0,41	0,44	0,49	0,20	NA	NA	NA	0,50
La	46,83	47,68	45,15	47,16	45,58	42,88	48,15	44,03	51,51	48,30	70,90	65,30	59,80	48,30
Ce	91,06	100,51	87,86	92,47	88,70	83,94	91,85	83,29	100,14	93,10	111,10	118,10	103,60	94,90
Pr	10,50	11,10	10,18	11,01	10,69	9,80	10,68	9,60	11,45	11,20	NA	NA	NA	10,90
Nd	43,52	47,15	41,88	45,61	43,81	40,33	43,63	39,09	46,86	45,40	54,20	50,30	50,10	44,30
Sm	7,90	8,42	7,61	8,39	8,23	7,52	7,87	7,03	8,43	9,09	NA	NA	NA	8,44
Eu	2,54	3,00	2,48	2,96	2,86	2,53	2,51	2,31	2,71	3,11	NA	NA	NA	2,91
Gd	7,18	7,74	6,92	7,59	7,40	6,97	7,20	6,57	7,61	7,25	NA	NA	NA	7,31
Tb	0,95	0,96	0,92	0,98	0,94	0,94	0,94	0,88	1,00	1,00	NA	NA	NA	0,98
Dy	5,00	4,85	4,79	4,93	4,80	4,94	5,03	4,69	5,29	5,31	NA	NA	NA	5,10
Ho	0,95	0,90	0,92	0,91	0,90	0,93	0,95	0,91	1,00	0,92	NA	NA	NA	0,90
Er	2,47	2,28	2,39	2,30	2,27	2,43	2,47	2,40	2,59	2,43	NA	NA	NA	2,40
Tm	NA	0,31	NA	NA	NA	0,31								
Yb	2,19	1,89	2,10	1,88	1,89	2,06	2,13	2,09	2,26	1,90	NA	NA	NA	1,94
Lu	0,30	0,26	0,28	0,25	0,25	0,28	0,29	0,30	0,31	0,29	NA	NA	NA	0,28
Hf	1,90	NA	2,50	NA	NA	0,90	3,30	NA	NA	3,70	NA	NA	NA	3,70
Ta	2,56	2,10	2,08	2,27	1,94	2,22	2,23	2,12	2,36	3,68	3,50	4,30	3,00	3,95
Th	5,19	4,49	4,86	4,40	4,25	4,63	5,46	4,88	5,95	4,56	9,30	7,70	7,40	4,49
U	1,32	0,89	1,14	0,96	0,86	0,85	1,27	1,09	1,01	0,95	NA	NA	NA	1,05
Tl	NA	DLD	NA	NA	NA	DLD								
Pb	NA	DLD	NA	NA	NA	DLD								
Bi	NA	DLD	NA	NA	NA	DLD								
W	NA	0,80	NA	DLD	DLD	1,90								
Ge	NA	1,20	NA	NA	NA	1,20								
As	NA	DLD	5,70	3,20	8,00	DLD								
Mo	NA	DLD	NA	NA	NA	2,00								
Ag	NA	0,50	NA	NA	NA	0,60								
In	NA	DLD	NA	NA	NA	DLD								
Sn	NA	1,00	7,70	6,60	6,50	1,00								
Sb	NA	DLD	NA	NA	NA	DLD								
Be	NA	1,00	NA	NA	NA	2,00								
Sc	NA	14,00	8,30	4,40	4,50	16,00								
LaN/YbN*	15,34	18,10	15,42	17,99	17,30	14,93	16,22	15,11	16,35	18,23				17,86

continuación

Muestra	LU21	LU22	LU23	LU29	LU60	LU61	LU65	LU66	LU70	LU71	LU72	SOM20	SOM29	SOM32
<i>Elementos mayoritarios (% en peso)</i>														
SiO <sub>2</sub>	47,42	48,22	48,81	49,10	52,35	48,22	49,84	49,77	49,79	49,20	49,23	47,72	48,31	48,67
TiO <sub>2</sub>	2,91	2,92	2,82	2,74	1,84	2,87	3,17	3,09	3,01	2,55	2,86	3,11	3,04	2,95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,22	15,83	15,62	16,79	15,90	16,59	16,60	16,60	17,38	17,16	17,17	16,10	16,75	17,49
FeO	11,90	11,13	11,03	10,82	9,54	11,73	11,29	11,04	11,34	11,00	10,75	11,05	11,01	11,10
MnO	0,17	0,17	0,16	0,15	0,14	0,17	0,17	0,16	0,17	0,16	0,18	0,15	0,17	0,15
MgO	5,10	5,06	4,74	5,80	4,80	4,71	4,05	4,00	3,66	5,54	3,39	5,31	4,91	3,60
CaO	7,41	7,49	8,28	8,45	7,48	8,85	6,99	7,53	7,30	8,80	7,97	9,41	7,04	7,43
Na <sub>2</sub> O	4,48	4,27	4,12	3,66	3,95	3,78	4,23	4,14	4,22	3,56	4,42	3,44	4,54	4,62
K <sub>2</sub> O	1,78	2,04	1,96	1,50	1,84	1,82	2,21	2,20	2,33	1,51	2,33	1,73	2,33	2,26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,27	1,28	1,09	0,64	0,66	1,47	0,77	0,74	0,90	0,55	0,88	1,02	1,10	0,76
<b>Total</b>	98,65	98,38	98,65	99,65	98,49	100,20	99,31	99,28	100,11	100,03	99,18	99,04	99,19	99,04
#Mg	43,30	44,75	43,36	48,87	47,28	41,72	39,00	39,23	36,53	47,30	35,98	46,14	44,29	36,63
LOI	DLD	0,06	1,04	DLD	1,41	1,25	DLD	0,57	1,52	DLD	1,72	0,35	1,06	0,89
<i>Elementos traza (ppm)</i>														
Nb	55,90	54,30	52,10	46,10	42,70	48,60	59,40	66,60	61,00	46,80	62,10	31,60	70,30	54,50
Zr	176,00	181,00	180,00	157,10	188,00	150,00	213,20	244,80	253,00	184,90	229,20	134,40	202,60	235,10
Y	25,50	25,20	24,10	22,00	22,40	25,60	26,40	31,10	27,00	24,60	26,00	23,88	26,38	26,86
Sr	1135,00	1092,00	1033,00	1137,30	943,00	1150,00	859,60	974,50	952,00	856,20	855,70	1138,60	1160,70	994,40
Rb	37,00	49,00	48,00	36,90	38,00	41,00	45,80	56,80	51,00	33,50	48,00	31,80	73,90	52,90
Ga	16,00	16,00	16,00	18,60	17,00	16,00	16,70	19,80	18,00	20,30	17,30	15,10	9,50	15,10
Zn	100,00	90,00	90,00	75,90	90,00	90,00	NA	93,00	100,00	94,30	NA	92,70	83,90	85,70
Cu	30,00	20,00	40,00	44,50	40,00	30,00	NA	28,70	30,00	40,60	NA	29,80	23,80	24,20
Ni	50,00	50,00	70,00	57,60	140,00	60,00	NA	11,90	DLD	43,90	NA	68,30	14,90	28,00
Co	32,00	31,00	35,00	38,30	34,00	35,00	27,90	32,30	30,00	39,70	28,10	24,60	11,20	18,50
Cr	50,00	60,00	80,00	66,20	180,00	60,00	NA	20,90	DLD	33,80	NA	77,10	21,20	6,30
Se	NA	NA	NA	26,00	21,50	21,10								
V	161,00	169,00	194,00	205,20	191,00	196,00	154,00	204,30	198,00	223,70	145,00	208,10	152,80	136,00
Ba	1153,00	1152,00	1107,00	1165,10	1208,00	1339,00	1223,00	1753,30	1307,00	861,90	1046,00	1171,50	1382,90	1136,90
Cs	0,40	0,50	0,50	NA	0,10	0,40	0,20	NA	0,30	NA	0,30	0,16	0,66	0,39
La	51,50	52,50	48,10	56,10	40,70	50,10	49,30	67,30	56,50	46,70	52,10	33,63	55,70	42,67
Ce	103,00	103,00	94,40	83,50	79,20	99,80	90,80	105,00	109,00	82,70	99,30	72,48	109,93	85,26
Pr	11,90	12,00	11,10	NA	9,40	11,90	10,53	NA	12,30	NA	11,34	9,17	12,64	10,02
Nd	47,80	48,50	44,20	35,50	37,20	47,80	40,60	42,50	47,30	30,30	43,60	38,12	51,54	41,16
Sm	9,31	9,37	8,45	NA	7,36	9,25	7,61	NA	8,96	NA	8,09	7,88	8,70	7,70
Eu	3,19	3,15	2,89	NA	2,46	3,18	2,50	NA	2,88	NA	2,59	2,77	2,81	2,53
Gd	7,88	7,70	7,39	NA	6,46	7,83	6,86	NA	7,46	NA	7,28	7,10	7,82	7,06
Tb	1,02	1,00	1,00	NA	0,87	1,04	1,00	NA	1,03	NA	1,01	0,92	0,97	0,93
Dy	5,36	5,49	5,17	NA	4,66	5,36	4,91	NA	5,53	NA	5,28	4,55	4,86	4,85
Ho	0,92	0,95	0,91	NA	0,85	0,91	1,02	NA	1,00	NA	1,10	0,84	0,92	0,91
Er	2,46	2,52	2,42	NA	2,18	2,42	2,69	NA	2,70	NA	2,80	2,09	2,30	2,33
Tm	0,32	0,33	0,30	NA	0,30	0,31	0,38	NA	0,36	NA	0,38	NA	NA	NA
Yb	1,88	1,92	1,89	NA	1,81	1,83	2,39	NA	2,20	NA	2,46	1,64	1,94	1,99
Lu	0,27	0,28	0,27	NA	0,26	0,27	0,36	NA	0,32	NA	0,35	0,22	0,26	0,26
Hf	3,60	3,80	3,60	NA	3,80	3,10	5,10	NA	5,10	NA	5,30	1,30	1,80	4,20
Ta	3,96	4,04	3,81	NA	2,94	3,49	3,50	3,00	4,35	3,30	3,60	1,09	4,63	2,24
Th	4,47	4,73	4,60	6,20	3,94	4,04	5,50	8,70	5,80	6,40	5,40	2,50	5,87	4,18
U	1,03	1,11	1,04	NA	0,94	0,71	1,00	NA	1,20	NA	1,20	0,66	1,37	1,05
Tl	DLD	DLD	DLD	NA	DLD	DLD	NA	NA	DLD	NA	NA	NA	NA	NA
Pb	DLD	DLD	DLD	NA	DLD	DLD	NA	NA	DLD	NA	NA	NA	NA	NA
Bi	DLD	DLD	DLD	NA	DLD	DLD	NA	NA	DLD	NA	NA	NA	NA	NA
W	1,60	9,30	9,00	NA	0,80	0,90	1,30	NA	13,50	NA	1,60	NA	NA	NA
Ge	1,20	1,20	1,20	NA	1,30	1,20	NA	NA	1,20	NA	NA	NA	NA	NA
As	DLD	DLD	DLD	4,10	6,00	DLD	NA	5,00	DLD	4,20	NA	NA	NA	NA
Mo	2,00	3,00	2,00	NA	DLD	DLD	NA	NA	2,00	NA	NA	NA	NA	NA
Ag	0,60	0,50	0,60	NA	0,60	DLD	NA	NA	0,80	NA	NA	NA	NA	NA
In	DLD	DLD	DLD	NA	DLD	DLD	NA	NA	DLD	NA	NA	NA	NA	NA
Sn	1,00	1,00	1,00	6,60	1,00	1,00	1,00	9,10	2,00	5,30	2,00	NA	NA	NA
Sb	DLD	DLD	DLD	NA	DLD	DLD	NA	NA	DLD	NA	NA	NA	NA	NA
Be	2,00	2,00	2,00	NA	2,00	1,00	2,00	NA	2,00	NA	DLD	NA	NA	NA
Sc	14,00	15,00	15,00	4,20	16,00	16,00	NA	7,50	15,00	11,30	NA	NA	NA	NA
LaN/YbN*	19,65	19,61	18,26		16,13	19,64	14,80		18,42		15,19	14,71	20,59	15,38

continuación

Muestra	MSL57	LU4	LU5	LU6	LU8	LU38	LU47	LU48
<i>Elementos mayoritarios (% en peso)</i>								
SiO <sub>2</sub>	48,39	49,72	50,64	50,06	50,17	49,21	49,52	48,89
TiO <sub>2</sub>	3,05	3,14	3,02	3,02	2,87	2,91	2,98	2,99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,50	16,66	16,83	16,79	17,20	16,84	17,05	16,74
FeO	11,31	11,15	10,75	10,73	10,37	10,29	11,18	12,05
MnO	0,17	0,17	0,17	0,17	0,14	0,14	0,15	0,18
MgO	4,96	4,48	4,08	4,14	5,17	5,30	4,52	4,30
CaO	7,18	6,82	6,69	6,73	8,19	7,47	7,81	7,03
Na <sub>2</sub> O	4,26	4,09	4,17	4,23	3,80	4,47	3,80	3,96
K <sub>2</sub> O	2,38	2,21	2,31	2,28	1,82	1,85	2,05	2,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,13	0,83	0,86	0,86	0,71	0,81	0,72	0,85
<b>Total</b>	99,34	99,26	99,52	99,02	100,44	99,29	99,77	99,02
#Mg	43,88	41,71	40,34	40,76	47,06	47,86	41,87	38,90
LOI	2,60	DLD	0,06	DLD	0,41	2,32	0,15	0,13
<i>Elementos traza (ppm)</i>								
Nb	65,30	48,40	59,10	59,10	42,90	47,20	45,00	43,80
Zr	221,00	239,60	306,50	309,50	181,60	314,20	209,70	265,00
Y	24,30	25,40	32,30	32,80	20,70	26,90	22,90	30,00
Sr	1119,00	767,60	864,00	874,80	903,30	1056,90	812,20	814,00
Rb	68,00	36,00	48,20	48,30	29,10	42,40	31,60	34,00
Ga	17,00	19,20	23,40	24,00	16,00	22,70	19,40	21,00
Zn	90,00	NA	108,70	104,20	NA	84,00	NA	140,00
Cu	30,00	NA	22,20	22,20	NA	32,50	NA	20,00
Ni	20,00	NA	NA	NA	NA	31,60	NA	20,00
Co	31,00	28,70	27,10	27,50	37,50	32,40	35,00	34,00
Cr	40,00	NA	3,90	5,10	NA	55,30	NA	DLD
Se	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
V	167,00	160,00	148,80	143,90	175,00	198,70	218,00	212,00
Ba	1268,00	937,00	1210,20	1207,70	727,00	926,50	821,00	1021,00
Cs	0,80	0,10	NA	NA	0,20	NA	0,40	0,20
La	57,80	44,20	65,80	68,50	36,00	67,70	39,30	46,80
Ce	113,00	83,30	110,10	123,60	68,50	117,10	72,90	96,70
Pr	13,10	10,52	NA	NA	8,02	NA	9,18	11,50
Nd	50,80	42,40	50,20	58,40	31,50	50,60	37,10	46,50
Sm	9,14	8,15	NA	NA	6,32	NA	7,29	9,76
Eu	3,08	2,63	NA	NA	2,15	NA	2,41	3,03
Gd	7,53	7,27	NA	NA	5,80	NA	6,83	8,34
Tb	0,99	1,08	NA	NA	0,85	NA	0,94	1,16
Dy	5,22	5,44	NA	NA	4,46	NA	4,93	6,23
Ho	0,90	1,09	NA	NA	0,81	NA	0,95	1,10
Er	2,36	2,63	NA	NA	2,03	NA	2,46	3,00
Tm	0,31	0,36	NA	NA	0,31	NA	0,32	0,39
Yb	1,92	2,31	NA	NA	1,79	NA	1,98	2,43
Lu	0,29	0,33	NA	NA	0,26	NA	0,28	0,36
Hf	5,30	6,00	NA	NA	4,10	NA	5,00	5,60
Ta	4,16	3,10	NA	3,50	2,30	3,70	2,40	3,16
Th	6,16	3,90	8,10	8,20	4,10	7,70	3,60	3,71
U	1,63	1,00	NA	NA	1,10	NA	0,70	0,63
Tl	DLD	NA	NA	NA	NA	NA	NA	DLD
Pb	DLD	NA	4,50	NA	NA	NA	NA	DLD
Bi	DLD	NA	NA	NA	NA	NA	NA	DLD
W	DLD	0,90	NA	NA	1,60	NA	1,60	7,50
Ge	1,00	NA	NA	NA	NA	NA	NA	1,20
As	DLD	NA	NA	DLD	NA	NA	NA	DLD
Mo	DLD	NA	NA	NA	NA	NA	NA	DLD
Ag	0,80	NA	NA	NA	NA	NA	NA	0,80
In	DLD	NA	NA	NA	NA	NA	NA	DLD
Sn	2,00	2,00	7,70	6,30	DLD	7,80	2,00	2,00
Sb	DLD	NA	NA	NA	NA	NA	NA	DLD
Be	2,00	DLD	NA	NA	DLD	NA	DLD	2,00
Sc	14,00	NA	8,30	7,40	NA	7,20	NA	17,00
LaN/YbN*	21,59	13,72			14,43		14,24	13,81

DLD: Debajo del límite de detección

NA: no analizado

\*: valores normalizados a condrito C1 (Sun y McDonough 1989)

III.4: Análisis geoquímicos de las basanitas correspondientes a los conos y coladas de reducida extensión que sobreyacen la meseta.

Muestra	PRA1	EC13	SMED1	MSL26	PR4
<i>Elementos mayoritarios (% en peso)</i>					
SiO <sub>2</sub>	40,51	42,00	41,47	42,15	40,75
TiO <sub>2</sub>	3,28	3,19	3,14	3,26	3,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,85	11,32	11,34	11,11	9,51
FeO	13,17	12,36	12,68	12,13	12,72
MnO	0,23	0,23	0,22	0,21	0,21
MgO	16,14	11,21	11,91	11,02	15,45
CaO	10,82	10,85	11,39	11,51	10,73
Na <sub>2</sub> O	2,18	4,60	4,57	4,63	3,17
K <sub>2</sub> O	1,03	1,78	1,73	1,14	1,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,42	1,54	1,76	1,60	1,53
Total	98,63	99,08	100,21	98,75	98,43
#Mg	68,60	61,78	62,61	61,82	68,41
LOI	5,01	0,06	0,73	0,82	6,02
<i>Elementos traza (ppm)</i>					
Nb	144,10	135,20	111,00	134,70	133,02
Zr	455,20	443,80	220,00	486,00	397,81
Y	36,52	40,11	38,60	41,10	36,31
Sr	2104,40	1614,60	1548,00	1546,80	1760,00
Rb	49,40	31,60	30,00	20,70	32,62
Ga	12,80	15,50	22,00	21,50	18,56
Zn	144,50	132,60	120,00	127,60	156,94
Cu	37,70	67,70	60,00	77,60	37,93
Ni	406,50	259,60	280,00	255,90	409,79
Co	43,40	42,50	52,00	55,40	55,88
Cr	412,30	275,60	350,00	295,00	465,68
Se	28,00	30,20	NA	NA	NA
V	169,60	231,40	213,00	288,20	155,78
Ba	973,00	1088,10	843,00	1037,40	786,76
Cs	0,67	0,77	0,70	NA	NA
La	106,82	106,05	111,00	138,30	106,35
Ce	202,53	202,61	209,00	227,60	197,71
Pr	22,90	22,94	23,60	NA	23,59
Nd	94,15	93,74	90,80	100,60	85,76
Sm	15,69	15,67	16,40	NA	15,54
Eu	4,70	4,65	4,93	NA	4,98
Gd	13,80	13,79	12,30	NA	12,84
Tb	1,69	1,70	1,65	NA	1,71
Dy	7,89	8,17	8,71	NA	8,08
Ho	1,34	1,42	1,40	NA	1,34
Er	3,19	3,49	3,52	NA	3,24
Tm	NA	NA	0,43	NA	0,41
Yb	2,28	2,59	2,43	NA	2,27
Lu	0,28	0,32	0,35	NA	0,28
Hf	11,70	9,70	2,80	NA	9,21
Ta	3,62	4,68	7,69	6,80	9,27
Th	11,89	11,66	12,30	18,30	11,97
U	2,84	2,61	3,37	NA	NA
Tl	NA	NA	DLD	NA	14,87
Pb	NA	NA	DLD	5,70	NA
Bi	NA	NA	DLD	NA	1,19
W	NA	NA	1,50	NA	1,11
Ge	NA	NA	1,30	NA	NA
As	NA	NA	6,00	8,80	3,38
Mo	NA	NA	7,00	3,40	NA
Ag	NA	NA	DLD	NA	NA
In	NA	NA	DLD	NA	2,31
Sn	NA	NA	2,00	9,00	NA
Sb	NA	NA	DLD	NA	4,00
Be	NA	NA	4,00	NA	17,00
Sc	NA	NA	21,00	6,90	0,22
LaN/YbN*	33,61	29,37	32,77		33,62

DLD: Debajo del límite de detección

NA: no analizado

\*: valores normalizados a condrito C1 (Sun y McDonough 1989)

**ANEXO IV**  
**QUÍMICA MINERAL**

IV.1 OLIVINO

**IV.1.1:** Composición química de los cristales de olivino de los traquibasaltos y traquiandesitas basálticas de los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín.

Unidad	Traquibasaltos y traquiandesitas basálticas de los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín													
Muestra	LU32	LU32	LU32	LU32	LU32	LU73	LU73	LU73	LU73	LU73	LU73	LU73	SOMW38	SOMW38
Sector analizado	NM	NM	NM	NM	MP	NM	MP	MP	MP	MP	MP	MP	NM	BM
SiO <sub>2</sub>	37,30	36,31	36,41	36,89	36,16	35,38	35,35	36,47	35,67	36,49	36,39	36,48	35,70	35,50
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,11	0,02	0,00	0,00	0,09	0,27	0,03	0,08	0,09	0,01	0,09	0,08	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	<0,02	<0,02
FeOTOTAL	31,58	33,03	32,43	31,84	34,60	35,15	37,18	34,02	36,21	33,35	32,71	33,03	35,90	36,10
MnO	0,56	0,63	0,60	0,65	0,59	0,70	0,86	0,72	0,81	0,70	0,62	0,69	0,70	0,73
MgO	30,04	28,37	27,69	29,89	26,62	28,65	25,41	27,80	28,03	29,23	30,54	31,00	27,20	27,00
CaO	0,33	0,36	0,33	0,36	0,38	0,37	0,44	0,40	0,29	0,26	0,38	0,32	0,38	0,42
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00		
K <sub>2</sub> O	0,02	0,00	0,00	0,02	0,06	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00		
Total	99,96	98,77	97,28	99,47	98,40	100,26	99,20	99,28	101,11	99,91	100,55	101,38	100,01	99,86
<i>Normalización en base a 3 cationes y 4 oxigenos</i>														
Si	1,02	1,01	1,02	1,01	1,02	0,98	1,00	1,01	0,98	1,00	0,99	0,99	1,00	1,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeTOTAL	0,72	0,77	0,76	0,73	0,82	0,82	0,88	0,79	0,84	0,77	0,75	0,75	0,84	0,85
Mn	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
Mg	1,22	1,18	1,16	1,22	1,12	1,19	1,07	1,15	1,15	1,20	1,24	1,25	1,13	1,13
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	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	0,00	0,00	0,00
Total	2,98	2,99	2,97	2,99	2,98	3,02	2,99	2,99	3,01	3,00	3,01	3,01	3,00	3,00
#Mg	0,63	0,60	0,60	0,63	0,58	0,59	0,55	0,59	0,58	0,61	0,62	0,63	0,57	0,57
Fo	62,90	60,49	60,34	62,60	57,83	59,23	54,91	59,29	57,98	60,97	62,46	62,58	57,45	57,14

Los números entre paréntesis en la fila de "sector analizado" indican la correspondencia de un núcleo y un borde al mismo cristal y coinciden con los subíndices indicados en los diagramas de olivino en el capítulo 7. NM: núcleo de microfenocristal; BM: borde de microfenocristal; MP: microlito de la pasta. #Mg: Mg/Mg+Fe

IV.1.2: Composición química de los cristales de olivino de las andesitas basálticas correspondientes a las coladas de lavas máficas A.

Unidad	Andesitas basálticas correspondientes a las coladas de lavas máficas A																				
Muestra	SOM22	SOM22	SOM22	SOM22	MSL9	MSL9	MSL9	MSL7	MSL7	MSL7	MSL7	MSL7	MSL7	MSL7	MSL18	MSL18	MSL18	MSL18	MSL18	MSL18	MSL18
Sector analizado	MP	MP	MP	MP	NM	NM	MP	MP	NM (1)	NM	BM (1)	MCR	MCR	MCR	MCR						
SiO <sub>2</sub>	35,02	35,80	35,97	34,31	37,08	37,06	34,99	33,66	34,64	34,84	35,43	34,19	35,20	36,29	36,23	35,88	36,25	36,01	37,16	36,09	37,25
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,09	0,11	0,07	0,00	0,02	0,05	0,00	0,00	0,05	0,14	0,19	0,00	0,07	0,14	0,59	0,11	0,00	0,00	0,09	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,08	0,03	0,02	0,06	0,00	0,01	0,09	0,00	0,02	0,00	0,15	0,09	0,04	0,10	0,01	0,08
FeOTOTAL	42,12	32,16	29,42	39,76	22,75	25,23	37,25	40,48	36,12	34,00	32,13	41,14	35,69	27,34	28,76	31,90	29,21	31,31	28,61	28,93	28,57
MnO	0,51	0,37	0,36	0,43	0,23	0,27	0,40	0,54	0,36	0,39	0,25	0,44	0,38	0,27	0,33	0,42	0,27	0,35	0,24	0,33	0,28
MgO	24,05	30,10	31,93	24,21	38,40	36,38	26,71	23,92	27,46	29,50	31,40	23,44	29,13	34,84	34,02	31,72	33,15	32,14	31,35	34,20	33,08
CaO	0,26	0,25	0,26	0,25	0,23	0,24	0,27	0,27	0,21	0,21	0,21	0,19	0,20	0,21	0,31	0,41	0,23	0,21	0,38	0,24	0,37
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,02	0,00	0,02	0,04	0,02	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0,03	0,03	0,13	0,02	0,05
K <sub>2</sub> O	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,07	0,02	0,01
Total	101,99	98,92	98,12	99,27	98,80	99,41	99,77	99,02	99,04	99,04	99,63	99,85	100,62	99,16	99,80	101,25	99,49	100,09	98,26	99,94	99,78
<i>Normalización en base a 3 cationes y 4 oxigenos</i>																					
Si	0,99	0,99	0,99	0,99	0,98	0,99	0,99	0,98	0,98	0,98	0,98	0,99	0,98	0,98	0,98	0,97	0,99	0,98	1,02	0,97	1,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeTOTAL	0,99	0,75	0,68	0,96	0,50	0,56	0,88	0,98	0,86	0,80	0,74	0,99	0,83	0,62	0,65	0,72	0,66	0,71	0,66	0,65	0,64
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	1,01	1,25	1,31	1,04	1,52	1,44	1,12	1,04	1,16	1,23	1,29	1,01	1,20	1,40	1,37	1,28	1,34	1,31	1,28	1,38	1,33
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	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	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	3,01	3,00	3,00	3,01	3,02	3,01	3,01	3,02	3,02	3,02	3,02	3,01	3,02	3,02	3,02	3,02	3,01	3,02	2,98	3,02	3,00
#Mg	0,50	0,63	0,66	0,52	0,75	0,72	0,56	0,51	0,58	0,61	0,64	0,50	0,59	0,69	0,68	0,64	0,67	0,65	0,66	0,68	0,67
Fo	50,43	62,52	65,92	52,04	75,05	71,99	56,10	51,30	57,53	60,73	63,53	50,38	59,26	69,43	67,83	63,93	66,91	64,66	66,14	67,81	67,36

Los números entre paréntesis en la fila de "sector analizado" indican la correspondencia de un núcleo y un borde al mismo cristal y coinciden con los subíndices indicados en los diagramas de olivino en el capítulo 7. NM: núcleo de microfenocristal; BM: borde de microfenocristal; MP: microlito de la pasta; MCR: microlitos de la corona de reacción. #Mg: Mg/Mg+Fe

IV.1.3: Composición química de los cristales de olivino de los traquibasaltos correspondientes a las coladas de lavas máficas B.

Unidad	Traquibasaltos de las coladas de lavas máficas B																	
Muestra	LU22	LU22	LU22	LU22	LU22	LU22	LU22	LU22	LU22	LU22	SOM23	SOM23	SOM23	SOM23	SOM23	SOM23	SOM20	SOM20
Sector analizado	NM	NM	NM	NM (1)	NM (2)	NM	BM (1)	BM (2)	MP	MP	NM	NM	NM	NM	NM	NM	NM	NM
SiO <sub>2</sub>	35,79	36,17	35,83	38,85	39,13	38,90	36,48	35,65	34,95	35,02	37,62	37,84	37,21	37,80	36,97	36,85	35,51	36,25
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,01	0,07	0,16	0,00	0,00	0,00	0,14	0,15	0,15	0,00	0,00	0,03	0,04	0,15	0,19	0,15	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,03	0,08	0,02	0,06	0,04	0,08	0,23	0,13	0,22	0,05	0,05	0,07	0,06	0,06	0,04	0,29	0,01
FeOTOTAL	30,70	32,28	32,00	15,51	15,83	13,59	29,12	28,94	33,16	34,95	23,99	24,94	23,84	19,91	25,04	27,59	31,89	31,12
MnO	0,56	0,78	0,51	0,15	0,24	0,06	0,76	0,61	0,61	0,64	0,35	0,26	0,32	0,28	0,33	0,49	0,51	0,44
MgO	32,41	31,08	31,84	43,36	44,19	46,56	30,05	32,84	27,17	27,00	37,08	37,51	38,52	40,56	37,31	35,40	29,92	33,28
CaO	0,28	0,33	0,27	0,22	0,27	0,27	0,37	0,23	0,86	1,16	0,20	0,14	0,18	0,17	0,19	0,26	0,40	0,30
Na <sub>2</sub> O	0,04	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02	0,07	0,00	0,02	0,05	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,04	0,00
Total	99,90	100,73	100,81	98,33	99,87	99,43	97,06	98,69	97,90	99,69	99,40	100,93	100,22	98,97	100,10	100,92	98,85	101,54
<i>Normalización en base a 3 cationes y 4 oxigenos</i>																		
Si	0,98	0,99	0,98	1,00	0,99	0,98	1,02	0,98	1,00	0,99	1,00	0,99	0,98	0,99	0,98	0,98	0,99	0,97
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
FeTOTAL	0,70	0,74	0,73	0,33	0,34	0,29	0,68	0,66	0,79	0,82	0,53	0,55	0,52	0,43	0,55	0,61	0,74	0,70
Mn	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	1,32	1,26	1,29	1,66	1,67	1,75	1,25	1,34	1,16	1,13	1,46	1,46	1,51	1,58	1,47	1,40	1,24	1,33
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	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	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	3,02	3,02	3,02	3,00	3,01	3,02	2,98	3,02	3,00	3,01	3,00	3,01	3,02	3,01	3,02	3,02	3,01	3,03
#Mg	0,65	0,63	0,64	0,83	0,83	0,86	0,65	0,67	0,59	0,58	0,73	0,73	0,74	0,78	0,73	0,70	0,63	0,66
Fo	65,30	63,18	63,94	83,28	83,26	85,93	64,79	66,91	59,36	57,92	73,37	72,83	74,23	78,40	72,65	69,58	62,58	65,59

Los números entre paréntesis en la fila de "sector analizado" indican la correspondencia de un núcleo y un borde al mismo cristal y coinciden con los subíndices indicados en los diagramas de olivino en el capítulo 7. NM: núcleo de microfenocristal; BM: borde de microfenocristal; MP: microlito de la pasta. #Mg: Mg/Mg+Fe

**IV.1.4:** Composición química de los cristales de olivino de una colada basanítica de reducida extensión que sobreyace la meseta.

Unidad	Colada basanítica de reducida extensión que sobreyace la meseta	
	EC13	EC13
Muestra	EC13	EC13
Sector analizado	NM (1)	BM (1)
SiO <sub>2</sub>	40,00	39,60
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,03
FeOTOTAL	14,40	16,20
MnO	0,27	0,34
MgO	44,60	43,60
NiO	0,24	0,17
CaO	0,34	0,44
Total	100,02	100,39
<i>Normalización en base a 3 cationes y 4 oxigenos</i>		
Si	1,00	1,00
Ti	0,00	0,00
Al	0,00	0,00
FeTOTAL	0,30	0,34
Mn	0,01	0,01
Mg	1,67	1,64
Ni	0,00	0,00
Ca	0,01	0,01
Na	0,00	0,00
K	0,00	0,00
Total	3,00	3,00
#Mg	0,85	0,83
Fo	84,66	82,75

Los números entre parentesis en la fila de "sector analizado" indican la correspondencia de un núcleo y un borde al mismo cristal y coinciden con los subíndices indicados en los diagramas de olivino en el capítulo 7. NM: núcleo de microfenocristal; BM: borde de microfenocristal. #Mg: Mg/Mg+Fe

IV.2 CLINOPIROXENO

IV.2.1: Composición química de los cristales de clinopiroxeno de los traquibasaltos y traquiandesitas basálticas de los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín .

Unidad	Traquibasaltos y traquiandesitas basálticas de los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín														
Muestra	LU32	LU32	LU32	LU32	LU32	LU32	LU73	SOMW38	SOMW38						
Sector analizado	NM	NM	NM	NM	NM	NM	NM	NM	NM	NM	NM	NM	NM	NM	BM
SiO <sub>2</sub>	50,61	50,29	49,30	52,39	52,41	48,93	50,39	49,22	48,51	48,59	48,95	50,06	49,56	50,00	49,50
TiO <sub>2</sub>	1,82	2,19	2,55	1,36	1,17	2,75	1,81	2,25	2,37	2,43	2,03	1,85	2,00	2,04	2,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,53	3,08	3,51	1,67	1,47	3,79	2,43	2,78	3,30	2,53	2,76	2,16	2,84	2,90	3,20
Fe <sub>TOTAL</sub>	8,81	8,73	8,89	8,69	8,35	9,18	10,38	10,00	9,78	10,94	10,34	10,15	9,92	9,60	9,60
MnO	0,09	0,20	0,05	0,23	0,12	0,22	0,25	0,26	0,29	0,31	0,30	0,26	0,29	0,21	0,24
MgO	11,44	12,67	11,29	14,22	12,53	11,38	12,34	12,88	13,09	11,58	12,58	13,07	13,64	12,80	13,20
CaO	20,89	20,86	20,53	20,50	21,29	20,39	20,51	20,46	20,02	20,16	19,89	20,27	20,16	21,70	21,60
Na <sub>2</sub> O	0,87	0,99	1,07	0,57	0,83	0,80	0,81	0,54	0,70	0,80	0,54	0,57	0,53	0,65	0,55
K <sub>2</sub> O	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01		
Total	97,10	99,00	97,23	99,65	98,13	97,47	98,86	98,27	98,12	97,31	97,35	98,30	98,72	99,86	100,09
<i>Oxidos normalizados</i>															
SiO <sub>2</sub>	50,61	50,29	49,30	52,39	52,41	48,93	50,39	49,22	48,51	48,59	48,95	50,06	49,56	50,00	49,50
TiO <sub>2</sub>	1,82	2,19	2,55	1,36	1,17	2,75	1,81	2,25	2,37	2,43	2,03	1,85	2,00	2,04	2,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,53	3,08	3,51	1,67	1,47	3,79	2,43	2,78	3,30	2,53	2,76	2,16	2,84	2,90	3,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,80	0,00	0,00	0,00	0,00	0,84	1,14	2,44	1,28	0,88	0,92	1,97	2,03	2,68
FeO	8,81	8,01	8,89	8,69	8,35	9,18	9,62	8,97	7,58	9,79	9,55	9,32	8,15	7,78	7,19
MnO	0,09	0,20	0,05	0,23	0,12	0,22	0,25	0,26	0,29	0,31	0,30	0,26	0,29	0,21	0,24
MgO	11,44	12,67	11,29	14,22	12,53	11,38	12,34	12,88	13,09	11,58	12,58	13,07	13,64	12,80	13,20
CaO	20,89	20,86	20,53	20,50	21,29	20,39	20,51	20,46	20,02	20,16	19,89	20,27	20,16	21,70	21,60
Na <sub>2</sub> O	0,87	0,99	1,07	0,57	0,83	0,80	0,81	0,54	0,70	0,80	0,54	0,57	0,53	0,65	0,55
K <sub>2</sub> O	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00
Total	97,10	99,09	97,28	99,66	98,20	97,47	98,99	98,49	98,32	97,46	97,51	98,51	99,14	100,10	100,38
<i>Normalizacion en base a 4 cationes y 6 oxigenos</i>															
Si	1,95	1,89	1,90	1,96	1,99	1,89	1,91	1,88	1,85	1,88	1,89	1,91	1,87	1,87	1,85
Ti	0,05	0,06	0,07	0,04	0,03	0,08	0,05	0,06	0,07	0,07	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06
Al	0,12	0,14	0,16	0,07	0,07	0,17	0,11	0,13	0,15	0,12	0,13	0,10	0,13	0,13	0,14
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,07	0,04	0,03	0,03	0,06	0,06	0,08
Fe <sup>2+</sup>	0,28	0,25	0,29	0,27	0,27	0,30	0,31	0,29	0,24	0,32	0,31	0,30	0,26	0,24	0,22
Mn	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,66	0,71	0,65	0,79	0,71	0,65	0,70	0,73	0,74	0,67	0,72	0,74	0,77	0,72	0,74
Ca	0,86	0,84	0,85	0,82	0,87	0,84	0,83	0,84	0,82	0,84	0,82	0,83	0,82	0,87	0,86
Na	0,06	0,07	0,08	0,04	0,06	0,06	0,06	0,04	0,05	0,06	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<i>T</i>															
Si	1,95	1,89	1,90	1,96	1,99	1,89	1,91	1,88	1,85	1,88	1,89	1,91	1,87	1,87	1,85
Al	0,05	0,11	0,10	0,04	0,01	0,11	0,09	0,12	0,15	0,12	0,11	0,09	0,13	0,13	0,14
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	0,00	0,00	0,00	0,01
Total T	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
<i>M1</i>															
Al	0,07	0,03	0,06	0,03	0,06	0,06	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,07	0,04	0,03	0,03	0,05	0,06	0,07
Ti	0,05	0,06	0,07	0,04	0,03	0,08	0,05	0,06	0,07	0,07	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06
Mg	0,66	0,71	0,65	0,79	0,71	0,65	0,70	0,73	0,74	0,67	0,72	0,74	0,77	0,72	0,74
Fe <sup>2+</sup>	0,22	0,17	0,22	0,14	0,20	0,21	0,21	0,17	0,12	0,22	0,18	0,17	0,12	0,17	0,14
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total M1	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
<i>M2</i>															
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,07	0,08	0,07	0,13	0,07	0,09	0,10	0,12	0,12	0,09	0,13	0,12	0,14	0,07	0,09
Mn	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,86	0,84	0,85	0,82	0,87	0,84	0,83	0,84	0,82	0,84	0,82	0,83	0,82	0,87	0,86
Na	0,06	0,07	0,08	0,04	0,06	0,06	0,06	0,04	0,05	0,06	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04
Total M2	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
<i>Miembros finales</i>															
En	36,44	38,91	36,38	42,04	38,54	36,50	37,51	38,80	39,71	35,96	38,50	39,22	40,49	37,89	38,70
Fs	15,74	15,05	16,07	14,41	14,40	16,52	17,70	16,90	16,64	19,05	17,75	17,08	16,51	15,94	15,79
Wo	47,82	46,04	47,55	43,55	47,06	46,98	44,80	44,30	43,65	44,99	43,75	43,71	43,01	46,17	45,51

NM: núcleo de microfenocristal; BM: borde de microfenocristal.

**IV.2.2:** Composición química de los cristales de clinopiroxeno de las andesitas basálticas correspondientes a las coladas de lavas máficas A.

Unidad	Andesitas basálticas correspondientes a las coladas de lavas máficas A							
Muestra	SOM22	SOM22	SOM22	SOM22	SOM22	MSL9	MSL7	MSL7
Sector analizado	NM	NM	NM	NM	NM	MP	MP	MP
SiO <sub>2</sub>	51,22	52,09	50,58	51,79	51,28	50,64	49,91	49,54
TiO <sub>2</sub>	1,34	1,42	1,27	1,19	0,97	1,63	0,96	1,78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,00	2,14	2,44	1,79	1,28	1,22	3,08	3,14
FeOTOTAL	10,08	9,65	10,26	9,47	13,78	14,66	10,19	10,16
MnO	0,09	0,18	0,22	0,33	0,23	0,18	0,28	0,15
MgO	15,77	16,11	16,38	15,35	17,04	14,24	14,47	15,84
CaO	18,76	18,68	17,05	18,79	14,27	16,34	18,96	17,83
Na <sub>2</sub> O	0,34	0,31	0,34	0,28	0,26	0,29	0,58	0,37
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02
Total	99,77	100,60	98,61	99,20	99,25	99,32	98,56	98,92
<i>Oxidos normalizados</i>								
SiO <sub>2</sub>	51,22	52,09	50,58	51,79	51,28	50,64	49,91	49,54
TiO <sub>2</sub>	1,34	1,42	1,27	1,19	0,97	1,63	0,96	1,78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,00	2,14	2,44	1,79	1,28	1,22	3,08	3,14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,61	0,37	1,73	0,00	1,86	0,50	3,00	2,59
FeO	8,63	9,31	8,70	9,47	12,10	14,21	7,49	7,83
MnO	0,09	0,18	0,22	0,33	0,23	0,18	0,28	0,15
MgO	15,77	16,11	16,38	15,35	17,04	14,24	14,47	15,84
CaO	18,76	18,68	17,05	18,79	14,27	16,34	18,96	17,83
Na <sub>2</sub> O	0,34	0,31	0,34	0,28	0,26	0,29	0,58	0,37
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02
Total	99,76	100,61	98,73	98,99	99,29	99,24	98,73	99,09
<i>Normalización en base a 4 cationes y 6 oxigenos</i>								
Si	1,91	1,92	1,90	1,94	1,93	1,93	1,88	1,86
Ti	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,05	0,03	0,05
Al	0,09	0,09	0,11	0,08	0,06	0,05	0,14	0,14
Fe <sup>3+</sup>	0,05	0,01	0,05	0,00	0,05	0,01	0,09	0,07
Fe <sup>2+</sup>	0,27	0,29	0,27	0,30	0,38	0,45	0,24	0,25
Mn	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Mg	0,88	0,89	0,92	0,86	0,95	0,81	0,81	0,89
Ca	0,75	0,74	0,69	0,76	0,57	0,67	0,77	0,72
Na	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,03
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<i>T</i>								
Si	1,91	1,92	1,90	1,94	1,93	1,93	1,88	1,86
Al	0,09	0,08	0,10	0,06	0,06	0,05	0,12	0,14
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00
Total T	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
<i>M1</i>								
Al	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,04	0,01	0,05	0,00	0,04	0,00	0,09	0,07
Ti	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,05	0,03	0,05
Mg	0,88	0,89	0,91	0,86	0,94	0,81	0,81	0,88
Fe <sup>2+</sup>	0,05	0,05	0,00	0,08	0,00	0,15	0,05	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total M1	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
<i>M2</i>								
Mg	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01
Fe <sup>2+</sup>	0,22	0,23	0,27	0,21	0,38	0,31	0,18	0,25
Mn	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Ca	0,75	0,74	0,69	0,76	0,57	0,67	0,77	0,72
Na	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,03
Total M2	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
<i>Miembros finales</i>								
En	45,17	46,11	47,63	44,92	48,65	41,62	42,79	46,11
Fs	16,20	15,48	16,73	15,55	22,07	24,05	16,91	16,60
Wo	38,63	38,41	35,64	39,53	29,28	34,33	40,30	37,30

NM: núcleo de microfenocristal; MP: microlito de la pasta.

**IV.2.3:** Composición química de los cristales de clinopiroxeno de los traquibasaltos de las coladas de lavas máficas B.

Unidad	Traquibasaltos de las coladas de lavas máficas B				
Muestra	SOM20	SOM20	SOM20	SOM20	SOM20
Sector analizado	NM	NM	NM	NM	NM
SiO <sub>2</sub>	45,60	45,58	46,32	46,28	50,31
TiO <sub>2</sub>	4,31	4,68	4,45	4,28	2,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,04	5,15	4,74	5,50	2,27
FeOTOTAL	10,71	9,87	9,94	10,17	8,09
MnO	0,16	0,23	0,08	0,07	0,13
MgO	11,30	11,99	11,93	11,95	15,05
CaO	21,07	21,46	21,15	21,01	21,31
Na <sub>2</sub> O	0,60	0,56	0,60	0,59	0,47
Total	99,00	99,62	99,31	99,93	99,77
<i>Oxidos normalizados</i>					
SiO <sub>2</sub>	45,60	45,58	46,32	46,28	50,31
TiO <sub>2</sub>	4,31	4,68	4,45	4,28	2,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,04	5,15	4,74	5,50	2,27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,69	3,20	2,00	2,24	2,78
FeO	8,29	7,00	8,14	8,16	5,59
MnO	0,16	0,23	0,08	0,07	0,13
MgO	11,30	11,99	11,93	11,95	15,05
CaO	21,07	21,46	21,15	21,01	21,31
Na <sub>2</sub> O	0,60	0,56	0,60	0,59	0,47
Total	99,06	99,85	99,43	100,07	99,97
<i>Normalizacion en base a 4 cationes y 6 oxigenos</i>					
Si	1,75	1,73	1,76	1,75	1,87
Ti	0,12	0,13	0,13	0,12	0,06
Al	0,23	0,23	0,21	0,24	0,10
Fe <sup>3+</sup>	0,08	0,09	0,06	0,06	0,08
Fe <sup>2+</sup>	0,27	0,22	0,26	0,26	0,17
Mn	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Mg	0,65	0,68	0,68	0,67	0,83
Ca	0,86	0,87	0,86	0,85	0,85
Na	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03
Total	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<i>T</i>					
Si	1,75	1,73	1,76	1,75	1,87
Al	0,23	0,23	0,21	0,24	0,10
Fe <sup>3+</sup>	0,03	0,04	0,03	0,01	0,03
Total T	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
<i>M1</i>					
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,05	0,05	0,03	0,05	0,05
Ti	0,12	0,13	0,13	0,12	0,06
Mg	0,65	0,68	0,68	0,67	0,83
Fe <sup>2+</sup>	0,18	0,14	0,17	0,15	0,06
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total M1	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
<i>M2</i>					
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,09	0,08	0,09	0,11	0,11
Mn	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Ca	0,86	0,87	0,86	0,85	0,85
Na	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03
Total M2	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
<i>Miembros finales</i>					
En	34,83	36,39	36,48	36,47	43,12
Fs	18,52	16,81	17,05	17,42	13,00
Wo	46,66	46,80	46,47	46,11	43,89

NM: núcleo de microfenocristal.

IV.2.4: Composicion química de los cristales de clinopiroxeno de una colada basanítica de reducida extensión que sobreyace la meseta.

Unidad	Colada basanítica de reducida extensión que sobreyace la meseta	
	EC13	EC13
Muestra		
Sector analizado	NM (1)	BM (1)
SiO <sub>2</sub>	48,40	45,10
TiO <sub>2</sub>	2,50	4,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,50	7,10
FeOTOTAL	6,80	7,40
MnO	0,15	0,12
MgO	13,50	11,90
CaO	23,00	22,90
Na <sub>2</sub> O	0,50	0,69
Total	99,49	99,33
<i>Oxidos normalizados</i>		
SiO <sub>2</sub>	48,40	45,10
TiO <sub>2</sub>	2,50	4,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,50	7,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,01	4,09
FeO	4,09	3,72
MnO	0,15	0,12
MgO	13,50	11,90
CaO	23,00	22,90
Na <sub>2</sub> O	0,50	0,69
Total	99,70	99,78
<i>Normalizacion en base a 4 cationes y 6 oxigenos</i>		
Si	1,81	1,69
Ti	0,07	0,12
Al	0,20	0,31
Fe <sup>3+</sup>	0,08	0,12
Fe <sup>2+</sup>	0,13	0,12
Mn	0,00	0,00
Mg	0,75	0,67
Ca	0,92	0,92
Na	0,04	0,05
Total	4,00	4,00
<i>T</i>		
Si	1,81	1,69
Al	0,19	0,31
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00
Total T	2,00	2,00
<i>M1</i>		
Al	0,00	0,01
Fe <sup>3+</sup>	0,08	0,12
Ti	0,07	0,12
Mg	0,75	0,67
Fe <sup>2+</sup>	0,09	0,09
Mn	0,00	0,00
Total M1	1,00	1,00
<i>M2</i>		
Mg	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,04	0,02
Mn	0,00	0,00
Ca	0,92	0,92
Na	0,04	0,05
Total M2	1,00	1,00
<i>Miembros finales</i>		
En	39,89	36,60
Fs	11,27	12,77
Wo	48,84	50,63

Los números entre parentesis en la fila de "sector analizado" indican la correspondencia de un núcleo y un borde al mismo cristal y coinciden con los subíndices indicados en los diagramas de olivino en el capítulo 7. NM: núcleo de microfenocristal; BM: borde de microfenocristal.

IV.3 ORTOPIROXENO

IV.3.1: Composición química de cristales de ortopiroxeno de las andesitas basálticas correspondientes a las coladas de lavas máficas A.

Unidad	Andesitas basálticas correspondientes a las coladas de lavas máficas A														
Muestra	MSL7	MSL7	MSL7	MSL7	MSL7	MSL7	MSL7	MSL7	MSL7	MSL7	MSL7	MSL7	MSL7	MSL7	MSL7
Sector analizado	NM (4)	NM (5)	NM (6)	NM (7)	NM	NM	NM	NM	NM	BM (4)	BM (5)	BM (6)	BM (7)	BM	BM
SiO <sub>2</sub>	51,75	52,61	52,80	53,34	52,21	52,36	52,95	52,78	52,82	51,85	52,59	52,68	52,72	53,49	52,71
TiO <sub>2</sub>	0,38	0,72	0,66	0,32	0,85	0,52	0,48	0,50	0,43	0,57	0,70	0,76	0,39	0,47	0,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,95	2,18	2,74	1,40	1,10	2,30	2,95	2,07	1,80	2,11	1,06	1,14	3,16	1,73	0,85
FeOTOTAL	18,75	13,83	12,59	15,20	17,01	13,65	12,60	13,06	13,52	15,98	17,10	15,55	12,66	12,83	18,87
MnO	0,56	0,35	0,13	0,17	0,27	0,31	0,18	0,21	0,19	0,31	0,28	0,25	0,16	0,12	0,32
MgO	24,58	27,50	27,55	26,78	24,74	26,84	27,48	28,23	27,61	25,12	25,01	25,39	27,85	27,40	24,29
CaO	1,10	1,70	1,57	1,71	1,82	1,98	1,49	1,69	1,87	1,99	2,32	2,27	1,54	1,87	1,85
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,04	0,06	0,01	0,07	0,10	0,10	0,09	0,03	0,10	0,05	0,07	0,08	0,08	0,09
K <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,02	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01	0,03
Total	99,14	98,97	98,19	99,03	98,20	98,08	98,26	98,63	98,32	98,07	99,33	98,21	98,66	98,06	99,42
<i>Oxidos normalizados</i>															
SiO <sub>2</sub>	51,75	52,61	52,80	53,34	52,21	52,36	52,95	52,78	52,82	51,85	52,59	52,68	52,72	53,49	52,71
TiO <sub>2</sub>	0,38	0,72	0,66	0,32	0,85	0,52	0,48	0,50	0,43	0,57	0,70	0,76	0,39	0,47	0,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,95	2,18	2,74	1,40	1,10	2,30	2,95	2,07	1,80	2,11	1,06	1,14	3,16	1,73	0,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,90	2,25	0,51	1,50	1,03	1,93	0,47	2,92	2,15	1,84	1,95	0,75	1,59	0,19	2,20
FeO	16,14	11,81	12,14	13,85	16,08	11,91	12,17	10,44	11,58	14,33	15,34	14,87	11,23	12,65	16,89
MnO	0,56	0,35	0,13	0,17	0,27	0,31	0,18	0,21	0,19	0,31	0,28	0,25	0,16	0,12	0,32
MgO	24,58	27,50	27,55	26,78	24,74	26,84	27,48	28,23	27,61	25,12	25,01	25,39	27,85	27,40	24,29
CaO	1,10	1,70	1,57	1,71	1,82	1,98	1,49	1,69	1,87	1,99	2,32	2,27	1,54	1,87	1,85
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,04	0,06	0,01	0,07	0,10	0,10	0,09	0,03	0,10	0,05	0,07	0,08	0,08	0,09
K <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,02	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01	0,03
Total	99,42	99,15	98,16	99,10	98,20	98,24	98,28	98,92	98,48	98,24	99,34	98,20	98,73	98,02	99,63
<i>Normalización en base a 4 cationes y 6 oxigenos</i>															
Si	1,91	1,90	1,92	1,94	1,94	1,91	1,92	1,91	1,92	1,92	1,93	1,95	1,90	1,95	1,94
Ti	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
Al	0,08	0,09	0,12	0,06	0,05	0,10	0,13	0,09	0,08	0,09	0,05	0,05	0,13	0,07	0,04
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,08	0,06	0,01	0,04	0,03	0,05	0,01	0,08	0,06	0,05	0,05	0,02	0,04	0,01	0,06
Fe <sup>2+</sup>	0,50	0,36	0,37	0,42	0,50	0,36	0,37	0,32	0,35	0,44	0,47	0,46	0,34	0,39	0,52
Mn	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
Mg	1,35	1,48	1,49	1,45	1,37	1,46	1,49	1,52	1,50	1,38	1,37	1,40	1,50	1,49	1,34
Ca	0,04	0,07	0,06	0,07	0,07	0,08	0,06	0,07	0,07	0,08	0,09	0,09	0,06	0,07	0,07
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	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	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<i>T</i>															
Si	1,91	1,90	1,92	1,94	1,94	1,91	1,92	1,91	1,92	1,92	1,93	1,95	1,90	1,95	1,94
Al	0,08	0,09	0,08	0,06	0,05	0,09	0,08	0,09	0,08	0,08	0,05	0,05	0,10	0,05	0,04
Fe <sup>3+</sup>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02
Total T	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
<i>M1</i>															
Al	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,07	0,06	0,01	0,04	0,02	0,05	0,01	0,07	0,06	0,05	0,03	0,02	0,04	0,01	0,04
Ti	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
Mg	0,92	0,92	0,93	0,95	0,96	0,92	0,93	0,91	0,93	0,92	0,95	0,96	0,91	0,96	0,95
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total M1	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
<i>M2</i>															
Mg	0,44	0,56	0,56	0,50	0,41	0,54	0,56	0,61	0,57	0,46	0,42	0,44	0,59	0,53	0,39
Fe <sup>2+</sup>	0,50	0,36	0,37	0,42	0,50	0,36	0,37	0,32	0,35	0,44	0,47	0,46	0,34	0,39	0,52
Mn	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
Ca	0,04	0,07	0,06	0,07	0,07	0,08	0,06	0,07	0,07	0,08	0,09	0,09	0,06	0,07	0,07
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Total M2	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
<i>Miembros finales</i>															
En	68,50	75,38	77,08	73,29	69,51	74,72	77,15	76,77	75,57	70,74	68,96	71,04	77,23	76,24	67,09
Fs	29,31	21,26	19,77	23,34	26,81	21,31	19,84	19,93	20,76	25,24	26,44	24,40	19,70	20,02	29,24
Wo	2,20	3,35	3,15	3,37	3,68	3,97	3,01	3,31	3,68	4,03	4,60	4,56	3,07	3,73	3,67

Los números entre paréntesis en la fila de "sector analizado" indican la correspondencia de un núcleo y un borde al mismo cristal y coinciden con los subíndices indicados en los diagramas de ortopiroxeno en el capítulo 7. NM: núcleo de microfenocristal; BM: borde de microfenocristal; MP: microlito de la pasta.

continuación

Unidad	Andesitas basálticas correspondientes a las coladas de lavas máficas A															
Muestra	MSL7	MSL9	MSL9	MSL9	MSL9	MSL9	MSL9	MSL9	MSL9	MSL9	MSL9	MSL9	MSL9	MSL9	MSL9	
Sector analizado	BM	NM (1)	NM	NM	BM (1)	BM										
SiO <sub>2</sub>	52,37	52,70	53,34	53,77	53,45	53,56	53,58	52,73	53,65	53,35	54,21	53,91	53,69	52,76	52,47	
TiO <sub>2</sub>	0,55	0,59	0,33	0,08	0,43	0,51	0,66	0,30	0,40	0,42	0,82	0,33	0,41	0,49	0,84	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,84	1,90	1,72	1,66	2,25	1,31	1,38	1,17	3,14	3,02	2,56	1,70	1,32	1,17	0,67	
FeOTOTAL	18,12	14,26	12,18	12,29	12,69	14,66	14,57	14,44	12,31	12,34	11,49	13,40	15,60	16,34	18,57	
MnO	0,27	0,22	0,24	0,24	0,22	0,21	0,21	0,37	0,27	0,16	0,20	0,21	0,25	0,19	0,30	
MgO	24,25	26,34	28,99	29,05	28,86	27,26	26,91	27,13	28,23	28,27	29,16	28,17	26,98	25,59	24,09	
CaO	2,16	2,19	1,47	1,57	1,62	1,65	1,74	1,79	1,59	1,56	1,32	1,54	1,87	1,88	1,93	
Na <sub>2</sub> O	0,07	0,04	0,06	0,04	0,06	0,04	0,00	0,04	0,09	0,07	0,07	0,05	0,00	0,03	0,01	
K <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,00	
Total	98,79	98,28	98,53	98,77	99,61	99,20	99,13	98,05	99,70	99,39	99,86	99,43	100,15	98,50	99,00	
<i>Oxidos normalizados</i>																
SiO <sub>2</sub>	52,37	52,70	53,34	53,77	53,45	53,56	53,58	52,73	53,65	53,35	54,21	53,91	53,69	52,76	52,47	
TiO <sub>2</sub>	0,55	0,59	0,33	0,08	0,43	0,51	0,66	0,30	0,40	0,42	0,82	0,33	0,41	0,49	0,84	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,84	1,90	1,72	1,66	2,25	1,31	1,38	1,17	3,14	3,02	2,56	1,70	1,32	1,17	0,67	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,80	0,96	2,38	2,38	2,69	1,43	0,35	2,68	0,94	1,15	0,28	1,45	2,02	1,33	0,93	
FeO	16,50	13,39	10,03	10,15	10,27	13,37	14,26	12,03	11,46	11,30	11,24	12,09	13,78	15,14	17,73	
MnO	0,27	0,22	0,24	0,24	0,22	0,21	0,21	0,37	0,27	0,16	0,20	0,21	0,25	0,19	0,30	
MgO	24,25	26,34	28,99	29,05	28,86	27,26	26,91	27,13	28,23	28,27	29,16	28,17	26,98	25,59	24,09	
CaO	2,16	2,19	1,47	1,57	1,62	1,65	1,74	1,79	1,59	1,56	1,32	1,54	1,87	1,88	1,93	
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na <sub>2</sub> O	0,07	0,04	0,06	0,04	0,06	0,04	0,00	0,04	0,09	0,07	0,07	0,05	0,00	0,03	0,01	
K <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,00	
Total	98,81	98,32	98,56	98,93	99,85	99,35	99,08	98,25	99,76	99,30	99,89	99,46	100,33	98,59	98,98	
<i>Normalizacion en base a 4 cationes y 6 oxigenos</i>																
Si	1,94	1,93	1,92	1,93	1,91	1,94	1,95	1,93	1,91	1,91	1,92	1,94	1,93	1,94	1,95	
Ti	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	
Al	0,04	0,08	0,07	0,07	0,09	0,06	0,06	0,05	0,13	0,13	0,11	0,07	0,06	0,05	0,03	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe <sub>3+</sub>	0,05	0,03	0,06	0,06	0,07	0,04	0,01	0,07	0,03	0,03	0,01	0,04	0,05	0,04	0,03	
Fe <sub>2+</sub>	0,51	0,41	0,30	0,30	0,31	0,41	0,43	0,37	0,34	0,34	0,33	0,36	0,42	0,47	0,55	
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
Mg	1,34	1,44	1,56	1,56	1,54	1,47	1,46	1,48	1,50	1,51	1,54	1,51	1,45	1,41	1,33	
Ca	0,09	0,09	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07	0,06	0,06	0,05	0,06	0,07	0,07	0,08	
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	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	0,00	0,00	0,00	0,00	
Total	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	
<i>T</i>																
Si	1,94	1,93	1,92	1,93	1,91	1,94	1,95	1,93	1,91	1,91	1,92	1,94	1,93	1,94	1,95	
Al	0,04	0,07	0,07	0,07	0,09	0,06	0,05	0,05	0,09	0,09	0,08	0,06	0,06	0,05	0,03	
Fe <sub>3+</sub>	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	
Total T	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	
<i>M1</i>																
Al	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,04	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	
Fe <sub>3+</sub>	0,03	0,03	0,06	0,06	0,07	0,04	0,01	0,06	0,03	0,03	0,01	0,04	0,04	0,03	0,00	
Ti	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	
Mg	0,95	0,94	0,93	0,93	0,91	0,95	0,97	0,94	0,92	0,92	0,94	0,94	0,94	0,96	0,97	
Fe <sub>2+</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Total M1	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	
<i>M2</i>																
Mg	0,39	0,49	0,63	0,62	0,62	0,52	0,49	0,55	0,58	0,59	0,60	0,57	0,50	0,45	0,36	
Fe <sub>2+</sub>	0,51	0,41	0,30	0,30	0,31	0,41	0,43	0,37	0,34	0,34	0,33	0,36	0,42	0,47	0,55	
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
Ca	0,09	0,09	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07	0,06	0,06	0,05	0,06	0,07	0,07	0,08	
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	
Total M2	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	
<i>Miembros finales</i>																
En	67,42	73,35	78,61	78,35	77,71	74,34	74,06	74,29	77,82	77,86	79,77	76,57	72,77	70,87	67,11	
Fs	28,26	22,27	18,53	18,60	19,16	22,43	22,50	22,18	19,04	19,06	17,64	20,43	23,60	25,38	29,03	
Wo	4,32	4,38	2,86	3,05	3,13	3,24	3,43	3,53	3,14	3,09	2,59	3,00	3,63	3,75	3,86	

continuación

Unidad	Andesitas basálticas correspondientes a las coladas de lavas máficas A											
Muestra	MSL9	MSL9	MSL18	MSL18	MSL18	MSL18	MSL18	MSL18	MSL18	MSL18	MSL18	
Sector analizado	MP	MP	NM (1)	NM (2)	NM (3)	NM	NM	NM	NM	BM (1)	BM (2)	BM (3)
SiO <sub>2</sub>	53,40	52,74	50,54	53,36	51,33	53,43	50,61	52,47	52,61	53,11	53,14	
TiO <sub>2</sub>	0,57	0,76	0,10	0,52	0,26	0,56	0,19	0,45	0,55	0,95	0,51	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,90	1,64	1,90	2,31	2,54	1,61	2,34	2,90	1,04	1,11	2,72	
FeOTOTAL	16,18	15,32	22,96	15,38	21,04	14,58	21,18	12,99	18,52	17,26	12,59	
MnO	0,20	0,27	0,44	0,29	0,30	0,23	0,38	0,32	0,34	0,25	0,21	
MgO	26,20	25,63	21,66	26,32	23,72	27,48	22,39	27,73	23,89	25,04	27,78	
CaO	1,78	1,69	1,28	1,75	0,76	1,90	1,52	1,63	2,20	2,26	1,74	
Na <sub>2</sub> O	0,07	0,12	0,04	0,10	0,05	0,07	0,05	0,08	0,08	0,02	0,13	
K <sub>2</sub> O	0,00	0,05	0,00	0,03	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,03	0,00	
Total	99,31	98,34	98,98	100,10	100,09	99,86	98,74	98,58	99,32	100,08	98,93	
<i>Oxidos normalizados</i>												
SiO <sub>2</sub>	53,40	52,74	50,54	53,36	51,33	53,43	50,61	52,47	52,61	53,11	53,14	
TiO <sub>2</sub>	0,57	0,76	0,10	0,52	0,26	0,56	0,19	0,45	0,55	0,95	0,51	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,90	1,64	1,90	2,31	2,54	1,61	2,34	2,90	1,04	1,11	2,72	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,46	0,41	3,69	1,20	3,61	2,39	3,34	2,28	1,38	0,96	1,27	
FeO	14,87	14,95	19,64	14,29	17,80	12,43	18,18	10,94	17,27	16,40	11,44	
MnO	0,20	0,27	0,44	0,29	0,30	0,23	0,38	0,32	0,34	0,25	0,21	
MgO	26,20	25,63	21,66	26,32	23,72	27,48	22,39	27,73	23,89	25,04	27,78	
CaO	1,78	1,69	1,28	1,75	0,76	1,90	1,52	1,63	2,20	2,26	1,74	
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na <sub>2</sub> O	0,07	0,12	0,04	0,10	0,05	0,07	0,05	0,08	0,08	0,02	0,13	
K <sub>2</sub> O	0,00	0,05	0,00	0,03	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,03	0,00	
Total	99,44	98,26	99,28	100,16	100,38	100,08	99,00	98,79	99,37	100,13	98,94	
<i>Normalizacion en base a 4 cationes y 6 oxigenos</i>												
Si	1,95	1,94	1,90	1,92	1,89	1,92	1,90	1,90	1,95	1,94	1,92	
Ti	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	
Al	0,04	0,07	0,08	0,10	0,11	0,07	0,10	0,12	0,05	0,05	0,12	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe <sup>3+</sup>	0,04	0,01	0,10	0,03	0,10	0,06	0,09	0,06	0,04	0,03	0,03	
Fe <sup>2+</sup>	0,45	0,46	0,62	0,43	0,55	0,37	0,57	0,33	0,53	0,50	0,34	
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
Mg	1,42	1,41	1,22	1,42	1,30	1,47	1,25	1,50	1,32	1,36	1,49	
Ca	0,07	0,07	0,05	0,07	0,03	0,07	0,06	0,06	0,09	0,09	0,07	
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	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	
Total	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	
<i>T</i>												
Si	1,95	1,94	1,90	1,92	1,89	1,92	1,90	1,90	1,95	1,94	1,92	
Al	0,04	0,06	0,08	0,08	0,11	0,07	0,10	0,10	0,05	0,05	0,08	
Fe <sup>3+</sup>	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	
Total T	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	
<i>M1</i>												
Al	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	
Fe <sup>3+</sup>	0,03	0,01	0,09	0,03	0,10	0,05	0,09	0,06	0,03	0,01	0,03	
Ti	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	
Mg	0,96	0,95	0,90	0,93	0,89	0,93	0,90	0,90	0,96	0,96	0,92	
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Total M1	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	
<i>M2</i>												
Mg	0,47	0,45	0,31	0,48	0,41	0,54	0,35	0,59	0,36	0,40	0,57	
Fe <sup>2+</sup>	0,45	0,46	0,62	0,43	0,55	0,37	0,57	0,33	0,53	0,50	0,34	
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
Ca	0,07	0,07	0,05	0,07	0,03	0,07	0,06	0,06	0,09	0,09	0,07	
Na	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	
Total M2	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	
<i>Miembros finales</i>												
En	71,68	72,33	61,09	72,71	65,75	74,23	63,31	76,63	66,62	68,89	76,97	
Fs	24,83	24,26	36,32	23,83	32,72	22,09	33,61	20,14	28,96	26,65	19,57	
Wo	3,50	3,42	2,60	3,47	1,52	3,68	3,09	3,23	4,42	4,47	3,46	

IV.4 PLAGIOCLASA Y FELDESPATO ALCALINO

IV.4.1: Composición química de los cristales de plagioclasa y feldespato alcalino de los traquibasaltos y traquiandesitas basálticas de los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín.

Unidad	Traquibasaltos y traquiandesitas basálticas de los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín																	
	Muestra	LU32	LU32	LU32	LU73	LU73	LU73	LU73	LU73	SOMW38	SOMW38							
Sector analizado	NM	NM	NM	MP	MP	MP	MP	MP	MP	MP	MP	MP	MP	MP	MP	MP	NM (1)	BM (1)
SiO <sub>2</sub>	55,61	55,42	56,28	65,86	65,65	62,41	64,39	66,30	56,72	63,47	66,58	64,97	64,02	64,08	57,41	52,40	54,50	
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,16	0,06	0,17	0,39	0,37	0,33	0,17	0,17	0,16	0,10	0,20	0,57	0,41	0,17	0,11	0,12	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,93	28,95	28,38	21,25	21,67	21,34	23,26	21,51	26,88	20,44	19,22	20,15	21,30	21,07	26,71	29,00	27,60	
FeOTOTAL	0,47	0,39	0,46	0,56	0,29	1,28	0,38	0,23	0,60	1,91	0,32	0,31	0,50	0,48	0,59	0,54	0,41	
MnO	0,04	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03			
MgO	0,00	0,42	0,15	0,17	0,00	0,90	0,00	0,03	0,00	0,78	0,30	0,00	0,03	0,00	0,00	0,04	0,04	
CaO	10,27	10,64	10,08	2,13	2,40	3,17	4,10	2,24	9,27	2,31	0,76	1,74	2,44	2,56	8,48	12,70	10,70	
Na <sub>2</sub> O	5,72	5,62	5,71	8,48	7,62	7,66	8,46	8,00	6,48	6,91	5,64	6,84	7,04	6,36	6,01	4,10	5,10	
K <sub>2</sub> O	0,44	0,32	0,45	4,32	4,78	2,97	1,89	4,37	0,39	3,77	8,06	5,10	3,93	5,06	0,56	0,32	0,49	
Total	100,32	101,91	101,66	102,93	102,63	100,03	102,66	102,83	100,23	99,68	100,96	98,91	99,73	99,89	99,72	100,06	99,04	
<i>Oxidos normalizados</i>																		
SiO <sub>2</sub>	55,61	55,42	56,28	65,86	65,65	62,41	64,39	66,30	56,72	63,47	66,58	64,97	64,02	64,08	57,41	52,40	54,50	
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,16	0,06	0,17	0,39	0,37	0,33	0,17	0,17	0,16	0,10	0,20	0,57	0,41	0,17	0,11	0,12	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,93	28,95	28,38	21,25	21,67	21,34	23,26	21,51	26,88	20,44	19,22	20,15	21,30	21,07	26,71	29,00	27,60	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,52	0,44	0,51	0,63	0,32	1,43	0,43	0,26	0,67	0,39	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,24	0,27	
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,57	0,32	0,31	0,50	0,48	0,59	0,33	0,17	
MnO	0,04	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	
MgO	0,00	0,42	0,15	0,17	0,00	0,90	0,00	0,03	0,00	0,78	0,30	0,00	0,03	0,00	0,00	0,04	0,04	
CaO	10,27	10,64	10,08	2,13	2,40	3,17	4,10	2,24	9,27	2,31	0,76	1,74	2,44	2,56	8,48	12,70	10,70	
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	
Na <sub>2</sub> O	5,72	5,62	5,71	8,48	7,62	7,66	8,46	8,00	6,48	6,91	5,64	6,84	7,04	6,36	6,01	4,10	5,10	
K <sub>2</sub> O	0,44	0,32	0,45	4,32	4,78	2,97	1,89	4,37	0,39	3,77	8,06	5,10	3,93	5,06	0,56	0,32	0,49	
Total	100,54	102,00	101,71	103,03	102,86	100,24	102,88	102,88	100,62	99,80	101,00	99,31	99,88	100,08	100,00	99,23	98,99	
<i>Normalización en base a 5 cationes y 8 oxígenos</i>																		
Si	2,47	2,41	2,48	2,75	2,81	2,73	2,77	2,84	2,49	2,86	2,97	2,93	2,87	2,88	2,59	2,40	2,49	
Ti	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	
Al	1,46	1,48	1,47	1,05	1,09	1,10	1,18	1,09	1,39	1,08	1,01	1,07	1,13	1,12	1,42	1,57	1,49	
Fe <sup>3+</sup>	0,06	0,09	0,04	0,17	0,07	0,13	0,04	0,06	0,09	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mg	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ca	0,49	0,49	0,48	0,10	0,11	0,15	0,19	0,10	0,44	0,11	0,04	0,08	0,12	0,12	0,41	0,62	0,52	
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na	0,49	0,47	0,49	0,69	0,63	0,65	0,71	0,66	0,55	0,60	0,49	0,60	0,61	0,55	0,52	0,36	0,45	
K	0,03	0,02	0,03	0,23	0,26	0,17	0,10	0,24	0,02	0,22	0,46	0,29	0,23	0,29	0,03	0,02	0,03	
Total	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	
<i>Miembros finales</i>																		
An	48,57	50,21	48,11	9,42	10,97	15,41	18,94	10,21	43,21	11,99	3,71	8,60	12,28	12,75	42,36	61,95	52,16	
Ab	48,93	48,01	49,32	67,81	63,01	67,38	70,65	66,07	54,63	64,76	49,63	61,33	64,14	57,25	54,33	36,19	44,99	
Or	2,49	1,78	2,57	22,76	26,02	17,21	10,41	23,71	2,16	23,26	46,67	30,07	23,58	30,00	3,31	1,86	2,84	
ΣSi+ Al+Ti+Fe <sup>3+</sup>	3,99	3,99	4,00	3,98	3,99	3,98	4,00	3,99	3,99	3,96	3,98	4,01	4,02	4,01	4,01	3,98	3,99	
ΣCa+Na+K	1,01	0,99	0,99	1,01	1,01	0,97	1,00	1,01	1,01	0,93	0,98	0,98	0,96	0,97	0,97	1,01	1,00	

Los números entre paréntesis en la fila de "sector analizado" indican la correspondencia de un núcleo y un borde al mismo cristal y coinciden con los subíndices indicados en los diagramas de plagioclasa en el capítulo 7.

NM: núcleo de microfenocristal; BM: borde de microfenocristal; MP: microlito de la pasta.

IV.4.2: Composición química de los cristales de plagioclasa y feldespato alcalino de las andesitas basálticas correspondientes a las coladas de lavas máficas A.

Unidad	Andesitas basálticas correspondientes a las coladas de lavas máficas A																												
Muestra	SOM22	SOM22	SOM22	MSL9	MSL7	MSL18	MSL18	MSL18	MSL18	MSL18	MSL18	MSL18	MSL18																
Sector analizado	MP	MP	MP	NM	NM	NM	MP	NM	BM	MP	MP	MP	MP	MP	NM (1)	NM	NM	NM	NM	BM (1)	MP	MP	MP						
SiO <sub>2</sub>	52,03	53,46	51,55	51,62	52,26	52,98	52,71	52,39	54,35	53,22	52,55	54,02	57,07	57,38	54,39	55,93	53,88	53,31	54,93	53,07	53,04	53,68	52,91	53,92	54,54	59,53	54,16	55,10	
TiO <sub>2</sub>	0,18	0,29	0,11	0,00	0,07	0,11	0,07	0,19	0,16	0,18	0,09	0,16	0,09	0,07	0,27	0,33	0,22	0,02	0,37	0,15	0,04	0,15	0,52	0,15	0,21	0,31	0,32	0,31	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,38	26,39	27,79	28,07	28,16	28,16	28,14	27,40	26,68	27,29	27,81	26,78	24,77	24,82	26,19	25,14	26,51	26,72	25,96	27,25	27,46	27,01	27,11	26,99	26,34	22,58	26,02	25,48	
FeOTOTAL	0,45	0,79	1,29	0,56	0,42	0,33	0,55	0,57	0,50	0,38	0,68	0,96	0,33	0,33	0,97	0,67	0,46	0,77	0,91	0,78	0,60	0,64	0,50	0,57	0,71	0,67	1,08	1,46	
MnO	0,00	0,04	0,03	0,02	0,04	0,08	0,02	0,00	0,01	0,04	0,00	0,04	0,00	0,00	0,05	0,01	0,04	0,09	0,01	0,02	0,09	0,00	0,03	0,08	0,10	0,04	0,01	0,13	
MgO	0,13	0,12	0,60	0,09	0,16	0,11	0,14	0,15	0,15	0,15	0,13	0,06	0,01	0,06	0,10	0,05	0,11	0,09	0,10	0,09	0,11	0,11	0,11	0,19	0,16	0,06	0,24	0,25	
CaO	12,11	10,43	11,98	11,76	11,76	11,27	11,72	10,95	10,30	10,80	11,05	10,25	7,46	7,39	9,66	7,81	9,61	10,18	9,07	10,86	11,12	10,58	10,77	10,21	9,76	6,07	9,48	8,88	
Na <sub>2</sub> O	4,50	5,60	4,41	4,63	4,78	4,81	4,75	5,25	5,58	4,98	4,98	5,56	7,00	6,90	5,82	6,62	5,67	5,55	5,94	5,06	5,03	5,29	4,99	5,24	5,29	6,78	5,60	5,99	
K <sub>2</sub> O	0,12	0,21	0,13	0,20	0,17	0,16	0,17	0,22	0,25	0,22	0,22	0,30	0,68	0,54	0,42	0,61	0,33	0,38	0,51	0,33	0,28	0,29	0,27	0,33	0,40	0,97	0,38	0,65	
Total	97,93	97,37	97,96	97,02	97,91	98,07	98,43	97,19	97,96	97,30	97,55	98,31	97,47	97,56	98,09	97,28	97,01	97,15	97,96	97,70	97,83	97,87	97,22	97,69	97,57	97,26	97,40	98,37	
<i>Oxidos normalizados</i>																													
SiO <sub>2</sub>	52,03	53,46	51,55	51,62	52,26	52,98	52,71	52,39	54,35	53,22	52,55	54,02	57,07	57,38	54,39	55,93	53,88	53,31	54,93	53,07	53,04	53,68	52,91	53,92	54,54	59,53	54,16	55,10	
TiO <sub>2</sub>	0,18	0,29	0,11	0,00	0,07	0,11	0,07	0,19	0,16	0,18	0,09	0,16	0,09	0,07	0,27	0,33	0,22	0,02	0,37	0,15	0,04	0,15	0,52	0,15	0,21	0,31	0,32	0,31	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,38	26,39	27,79	28,07	28,16	28,16	28,14	27,40	26,68	27,29	27,81	26,78	24,77	24,82	26,19	25,14	26,51	26,72	25,96	27,25	27,46	27,01	27,11	26,99	26,34	22,58	26,02	25,48	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,50	0,88	1,44	0,62	0,46	0,35	0,61	0,63	0,55	0,27	0,75	1,07	0,37	0,37	1,08	0,74	0,51	0,85	1,01	0,87	0,66	0,72	0,51	0,64	0,00	0,00	1,20	1,62	
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,71	0,67	0,00	0,00	
MnO	0,00	0,04	0,03	0,02	0,04	0,08	0,02	0,00	0,01	0,04	0,00	0,04	0,00	0,00	0,05	0,01	0,04	0,09	0,01	0,02	0,09	0,00	0,03	0,08	0,10	0,04	0,01	0,13	
MgO	0,13	0,12	0,60	0,09	0,16	0,11	0,14	0,15	0,15	0,15	0,13	0,06	0,01	0,06	0,10	0,05	0,11	0,09	0,10	0,09	0,11	0,11	0,11	0,19	0,16	0,06	0,24	0,25	
CaO	12,11	10,43	11,98	11,76	11,76	11,27	11,72	10,95	10,30	10,80	11,05	10,25	7,46	7,39	9,66	7,81	9,61	10,18	9,07	10,86	11,12	10,58	10,77	10,21	9,76	6,07	9,48	8,88	
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na <sub>2</sub> O	4,50	5,60	4,41	4,63	4,78	4,81	4,75	5,25	5,58	4,98	4,98	5,56	7,00	6,90	5,82	6,62	5,67	5,55	5,94	5,06	5,03	5,29	4,99	5,24	5,29	6,78	5,60	5,99	
K <sub>2</sub> O	0,12	0,21	0,13	0,20	0,17	0,16	0,17	0,22	0,25	0,22	0,22	0,30	0,68	0,54	0,42	0,61	0,33	0,38	0,51	0,33	0,28	0,29	0,27	0,33	0,40	0,97	0,38	0,65	
Total	97,96	97,43	98,04	97,02	97,86	98,04	98,32	97,16	98,02	97,31	97,59	98,24	97,45	97,54	97,96	97,24	96,87	97,18	97,89	97,69	97,83	97,82	97,26	97,74	97,51	97,01	97,40	98,41	
<i>Normalización en base a 5 cationes y 8 oxígenos</i>																													
Si	2,40	2,44	2,36	2,38	2,39	2,44	2,41	2,39	2,48	2,47	2,41	2,46	2,58	2,62	2,47	2,55	2,49	2,43	2,51	2,44	2,43	2,46	2,46	2,49	2,53	2,76	2,50	2,50	
Ti	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
Al	1,54	1,42	1,50	1,53	1,52	1,53	1,52	1,47	1,44	1,49	1,51	1,44	1,32	1,33	1,40	1,35	1,44	1,44	1,40	1,48	1,48	1,46	1,49	1,47	1,44	1,23	1,42	1,36	
Fe <sub>3+</sub>	0,03	0,10	0,10	0,07	0,07	0,01	0,05	0,11	0,06	0,01	0,07	0,08	0,08	0,04	0,10	0,08	0,05	0,11	0,07	0,06	0,07	0,05	0,02	0,02	0,00	0,00	0,06	0,12	
Fe <sub>2+</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mg	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	
Ca	0,60	0,51	0,59	0,58	0,58	0,56	0,58	0,54	0,50	0,54	0,54	0,50	0,36	0,36	0,47	0,38	0,47	0,50	0,44	0,54	0,55	0,52	0,54	0,51	0,48	0,30	0,47	0,43	
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na	0,40	0,50	0,39	0,41	0,42	0,43	0,42	0,46	0,49	0,45	0,44	0,49	0,61	0,61	0,51	0,59	0,51	0,49	0,53	0,45	0,45	0,47	0,45	0,47	0,48	0,61	0,50	0,53	
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,04	0,03	0,02	0,04	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,06	0,02	0,04	
Total	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	
<i>Miembros finales</i>																													
An	59,39	50,12	59,58	57,69	57,02	55,89	57,13	52,87	49,77	53,79	54,35	49,60	35,63	36,02	46,69	38,06	47,41	49,26	44,39	53,21	54,07	51,62	53,51	50,83	49,26	31,17	47,23	43,33	
Ab	39,89	48,66	39,65	41,12	41,98	43,17	41,90	45,89	48,77	44,88	44,36	48,70	60,48	60,85	50,91	58,41	50,66	48,56	52,65	44,84	44,29	46,71	44,86	47,20	48,32	62,93	50,53	52,87	
Or	0,72	1,22	0,77	1,19	0,99	0,94	0,97	1,24	1,46	1,33	1,29	1,71	3,89	3,14	2,41	3,52	1,93	2,19	2,96	1,95	1,64	1,67	1,62	1,97	2,42	5,90	2,24	3,80	
ΣSi+ Al+Ti+Fe <sub>3+</sub>	3,98	3,97	3,97	3,98	3,98	3,99	3,98	3,98	3,98	3,98	3,99	3,99	3,99	3,99	3,98	3,99	3,99	3,98	3,99	3,99	3,98	3,98	3,99	3,99	3,97	4,00	3,99	3,98	
ΣCa+Na+K	1,01	1,02	0,99	1,01	1,01	1,00	1,01	1,01	1,01	1,00	1,00	1,01	1,01	1,00	1,01	1,00	1,00	1,01	1,00	1,01	1,01	1,01	1,00	0,99	0,98	0,97	0,99	0,99	

Los números entre paréntesis en la fila de "sector analizado" indican la correspondencia de un núcleo y un borde al mismo cristal y coinciden con los subíndices indicados en los diagramas de plagioclasa en el capítulo 7. NM: núcleo de microfenocristal; BM: borde de microfenocristal; MP: microlito de la pasta.

IV.4.3: Composición química de los cristales de plagioclasa y feldespato alcalino de los traquibasaltos de las coladas de lavas máficas B.

Unidad	Traquibasaltos de las coladas de lavas máficas B																											
Muestra	LU22	LU22	LU22	LU22	LU22	LU22	LU22	LU22	SOM23	SOM23	SOM23	SOM23	SOM23	SOM23	SOM20	SOM20	SOM20	SOM20	SOM20	SOM20	SOM20	SOM20	SOM20	SOM20	SOM20	SOM20	SOM20	
Sector analizado	NM (1)	NM	NM	BM (1)	BM	BM	MP	MP	NM (1)	NM	NM	NM	BM (1)	MP	NM (1)	NM (2)	NM	NM	NM	NM	NM	BM (1)	BM (2)	MP	MP	MP	MP	MP
SiO <sub>2</sub>	52,03	51,70	51,51	51,06	52,22	51,66	51,79	53,23	54,90	52,78	50,76	52,53	50,92	53,04	52,78	52,26	53,02	52,98	55,26	55,98	51,84	51,22	51,39	51,24	52,16	53,04	54,34	
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,15	0,17	0,28	0,15	0,18	0,18	0,33	0,00	0,07	0,20	0,10	0,27	0,14	0,06	0,24	0,08	0,00	0,22	0,21	0,05	0,12	0,16	0,10	0,25	0,05	0,16	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,85	28,40	28,12	28,56	28,13	28,23	28,50	26,93	26,64	27,74	28,73	28,12	28,52	27,47	27,29	28,44	27,65	27,48	26,55	25,55	28,19	28,93	27,91	28,91	27,61	27,93	27,15	
FeOTOTAL	0,57	0,64	0,61	0,66	0,68	0,65	1,05	1,02	0,60	0,67	0,82	0,75	0,75	0,86	0,51	0,49	0,45	0,52	0,54	0,94	0,72	0,57	1,19	0,65	0,74	0,81	0,58	
MnO	0,00	0,06	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05	0,02	0,00	0,04	0,02	0,00	0,11	0,10	0,00	0,00	
MgO	0,10	0,09	0,01	0,03	0,04	0,01	0,05	0,07	0,16	0,12	0,13	0,11	0,06	0,02	0,07	0,06	0,06	0,08	0,10	0,09	0,10	0,09	0,05	0,10	0,09	0,11	0,06	
CaO	11,34	11,50	11,77	12,21	11,56	11,61	11,79	10,56	9,52	11,43	12,59	11,48	12,15	10,93	10,58	11,86	10,69	10,86	9,48	8,76	11,53	12,78	11,45	12,40	11,11	11,27	10,16	
Na <sub>2</sub> O	4,70	4,42	4,37	4,33	4,68	4,72	4,52	5,43	5,44	4,67	4,33	4,64	4,42	5,00	5,11	4,54	4,96	5,00	5,51	5,98	4,48	4,02	4,56	3,79	4,72	4,86	5,47	
K <sub>2</sub> O	0,39	0,36	0,34	0,35	0,36	0,27	0,25	0,31	0,53	0,31	0,28	0,36	0,31	0,42	0,58	0,42	0,51	0,50	0,68	0,48	0,41	0,36	0,29	0,30	0,41	0,31	0,49	
Total	97,06	97,40	97,07	97,69	98,03	97,32	98,23	97,88	97,82	97,80	98,01	98,10	97,46	97,92	97,12	98,33	97,43	97,48	98,42	98,04	97,42	98,13	97,01	97,63	97,22	98,45	98,50	
<i>Oxidos normalizados</i>																												
SiO <sub>2</sub>	52,03	51,70	51,51	51,06	52,22	51,66	51,79	53,23	54,90	52,78	50,76	52,53	50,92	53,04	52,78	52,26	53,02	52,98	55,26	55,98	51,84	51,22	51,39	51,24	52,16	53,04	54,34	
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,15	0,17	0,28	0,15	0,18	0,18	0,33	0,00	0,07	0,20	0,10	0,27	0,14	0,06	0,24	0,08	0,00	0,22	0,21	0,05	0,12	0,16	0,10	0,25	0,05	0,16	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,85	28,40	28,12	28,56	28,13	28,23	28,50	26,93	26,64	27,74	28,73	28,12	28,52	27,47	27,29	28,44	27,65	27,48	26,55	25,55	28,19	28,93	27,91	28,91	27,61	27,93	27,15	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,64	0,71	0,68	0,74	0,75	0,72	1,17	1,13	0,23	0,75	0,91	0,83	0,83	0,96	0,56	0,55	0,50	0,58	0,35	0,42	0,80	0,63	1,32	0,00	0,82	0,90	0,65	
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,39	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,23	0,55	0,00	0,00	0,00	0,65	0,00	0,00	0,00	
MnO	0,00	0,06	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05	0,02	0,00	0,04	0,02	0,00	0,11	0,10	0,00	0,00	
MgO	0,10	0,09	0,01	0,03	0,04	0,01	0,05	0,07	0,16	0,12	0,13	0,11	0,06	0,02	0,07	0,06	0,06	0,08	0,10	0,09	0,10	0,09	0,05	0,10	0,09	0,11	0,06	
CaO	11,34	11,50	11,77	12,21	11,56	11,61	11,79	10,56	9,52	11,43	12,59	11,48	12,15	10,93	10,58	11,86	10,69	10,86	9,48	8,76	11,53	12,78	11,45	12,40	11,11	11,27	10,16	
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na <sub>2</sub> O	4,70	4,42	4,37	4,33	4,68	4,72	4,52	5,43	5,44	4,67	4,33	4,64	4,42	5,00	5,11	4,54	4,96	5,00	5,51	5,98	4,48	4,02	4,56	3,79	4,72	4,86	5,47	
K <sub>2</sub> O	0,39	0,36	0,34	0,35	0,36	0,27	0,25	0,31	0,53	0,31	0,28	0,36	0,31	0,42	0,58	0,42	0,51	0,50	0,68	0,48	0,41	0,36	0,29	0,30	0,41	0,31	0,49	
Total	97,12	97,38	97,02	97,55	97,90	97,39	98,25	97,99	97,81	97,87	97,93	98,17	97,47	97,97	97,03	98,39	97,45	97,53	98,39	98,02	97,45	98,16	97,13	97,60	97,26	98,47	98,48	
<i>Normalización en base a 5 cationes y 8 oxigenos</i>																												
Si	2,40	2,40	2,41	2,35	2,40	2,38	2,38	2,42	2,53	2,44	2,31	2,42	2,34	2,44	2,42	2,39	2,45	2,43	2,53	2,57	2,40	2,36	2,39	2,39	2,42	2,43	2,47	
Ti	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	
Al	1,52	1,56	1,55	1,55	1,52	1,53	1,54	1,44	1,45	1,51	1,54	1,52	1,54	1,49	1,48	1,53	1,50	1,49	1,43	1,38	1,54	1,57	1,53	1,59	1,51	1,51	1,46	
Fe <sub>3+</sub>	0,06	0,03	0,03	0,07	0,06	0,08	0,07	0,11	0,01	0,03	0,12	0,05	0,09	0,06	0,08	0,05	0,04	0,07	0,01	0,01	0,05	0,05	0,08	0,00	0,06	0,06	0,06	
Fe <sub>2+</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mg	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	
Ca	0,56	0,57	0,59	0,60	0,57	0,57	0,58	0,51	0,47	0,57	0,61	0,57	0,60	0,54	0,52	0,58	0,53	0,53	0,47	0,43	0,57	0,63	0,57	0,62	0,55	0,55	0,50	
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na	0,42	0,40	0,40	0,39	0,42	0,42	0,40	0,48	0,49	0,42	0,38	0,41	0,39	0,44	0,45	0,40	0,44	0,44	0,49	0,53	0,40	0,36	0,41	0,34	0,42	0,43	0,48	
K	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	
Total	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	
<i>Miembros finales</i>																												
An	55,82	57,71	58,63	59,65	56,53	56,74	58,17	50,87	47,63	56,45	60,65	56,55	59,20	53,38	51,59	57,66	52,72	52,98	46,78	43,46	57,29	62,40	57,15	63,24	55,18	55,14	49,24	
Ab	41,87	40,14	39,36	38,32	41,37	41,70	40,37	47,34	49,21	41,75	37,72	41,32	38,99	44,17	45,07	39,92	44,29	44,14	49,24	53,71	40,28	35,54	41,15	34,96	42,40	43,06	47,94	
Or	2,31	2,15	2,01	2,02	2,10	1,56	1,46	1,80	3,16	1,79	1,63	2,13	1,80	2,45	3,34	2,42	2,99	2,88	3,98	2,83	2,44	2,06	1,70	1,80	2,41	1,80	2,83	
ΣSi+ Al+Ti+Fe <sub>3+</sub>	3,99	4,00	3,99	3,99	3,99	3,99	4,00	3,98	3,99	3,99	3,98	3,99	3,99	3,99	3,99	3,99	3,99	3,98	3,99	3,98	3,99	3,98	4,00	3,98	3,99	3,99	3,99	
ΣCa+Na+K	1,01	0,99	1,00	1,01	1,01	1,01	1,00	1,01	0,99	1,00	1,01	1,00	1,01	1,01	1,01	1,01	1,00	1,01	1,00	0,99	1,00	1,01	1,00	0,98	1,00	1,00	1,01	

Los números entre paréntesis en la fila de "sector analizado" indican la correspondencia de un núcleo y un borde al mismo cristal y coinciden con los subíndices indicados en los diagramas de plagioclasa en el capítulo 7. NM: núcleo de microfenocristal; BM: borde de microfenocristal; MP: microlito de la pasta.

#### IV.5 NEFELINA

**IV.5.1:** Composición química del núcleo y borde de un cristal de nefelina correspondiente a una colada basáltica de reducida extensión que sobreyace la meseta.

Unidad	Colada basáltica de reducida extensión que sobreyace la meseta	
	EC13	EC13
Muestra	Núcleo (1)	Borde (1)
Sector analizado	Núcleo (1)	Borde (1)
SiO <sub>2</sub>	48,65	50,03
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,08	31,28
FeTOTAL	0,87	0,94
MnO	0,01	0,01
MgO	0,11	0,13
CaO	0,09	0,04
Na <sub>2</sub> O	13,92	13,49
K <sub>2</sub> O	4,19	3,54
Total	101,05	99,60
<i>Normalización en base a 32 oxigenos</i>		
Si	9,01	9,33
Al	7,22	6,88
FeTOTAL	0,14	0,15
Ca	0,02	0,01
Na	5,00	4,88
K	0,99	0,84
Total	22,37	22,09
ΣRb	6,03	5,74

**ANEXO V**  
**GEOTERMÓMETRO DE BREY Y KÖLHER (1990) PARA ORTOPIROXENOS**

**V.1:** Química mineral y temperatura de equilibrio de la andesita basáltica MSL7 correspondiente al subgrupo alcalino de las coladas de lavas máficas A.

Muestra	MSL7						
Sector analizado	NM						
SiO <sub>2</sub>	52,80	53,34	52,95	52,78	52,82	52,61	51,75
TiO <sub>2</sub>	0,66	0,32	0,48	0,50	0,43	0,72	0,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,74	1,40	2,95	2,07	1,80	2,18	1,95
FeOTOTAL	12,59	15,20	12,60	13,06	13,52	13,83	18,75
MnO	0,13	0,17	0,18	0,21	0,19	0,35	0,56
MgO	27,55	26,78	27,48	28,23	27,61	27,50	24,58
CaO	1,57	1,71	1,49	1,69	1,87	1,70	1,10
Na <sub>2</sub> O	0,06	0,01	0,10	0,09	0,03	0,04	0,05
K <sub>2</sub> O	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Total	98,19	99,03	98,26	98,63	98,32	98,97	99,14
<i>Oxidos normalizados</i>							
SiO <sub>2</sub>	52,80	53,34	52,95	52,78	52,82	52,61	51,75
TiO <sub>2</sub>	0,66	0,32	0,48	0,50	0,43	0,72	0,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,74	1,40	2,95	2,07	1,80	2,18	1,95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,51	1,50	0,47	2,92	2,15	2,25	2,90
FeO	12,14	13,85	12,17	10,44	11,58	11,81	16,14
MnO	0,13	0,17	0,18	0,21	0,19	0,35	0,56
MgO	27,55	26,78	27,48	28,23	27,61	27,50	24,58
CaO	1,57	1,71	1,49	1,69	1,87	1,70	1,10
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,06	0,01	0,10	0,09	0,03	0,04	0,05
K <sub>2</sub> O	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Total	98,16	99,10	98,28	98,92	98,48	99,15	99,42
<i>Normalizacion en base a 4 cationes y 6 oxigenos</i>							
Si	1,92	1,94	1,92	1,91	1,92	1,90	1,91
Ti	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Al	0,12	0,06	0,13	0,09	0,08	0,09	0,08
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,01	0,04	0,01	0,08	0,06	0,06	0,08
Fe <sup>2+</sup>	0,37	0,42	0,37	0,32	0,35	0,36	0,50
Mn	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Mg	1,49	1,45	1,49	1,52	1,50	1,48	1,35
Ca	0,061	0,067	0,058	0,065	0,073	0,066	0,043
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<i>T</i>							
Si	1,92	1,94	1,92	1,91	1,92	1,90	1,91
Al	0,08	0,06	0,08	0,09	0,08	0,09	0,08
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Total T	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
<i>M1</i>							
Al	0,04	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,01	0,04	0,01	0,07	0,06	0,06	0,07
Ti	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Mg	0,93	0,95	0,93	0,91	0,93	0,92	0,92
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total M1	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
<i>M2</i>							
Mg	0,56	0,50	0,56	0,61	0,57	0,56	0,44
Fe <sup>2+</sup>	0,37	0,42	0,37	0,32	0,35	0,36	0,50
Mn	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Ca	0,06	0,07	0,06	0,07	0,07	0,07	0,04
Na	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Total M2	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
<i>Miembros finales</i>							
En	77,08	73,29	77,15	76,77	75,57	75,38	68,50
Fs	19,77	23,34	19,84	19,93	20,76	21,26	29,31
Wo	3,15	3,37	3,01	3,31	3,68	3,35	2,20

<b>Geotermómetro</b>		<b><math>T(^{\circ}C) = [(6425+26,4*P) / ((-Ln Ca^{opx})+1,843)] - 273,15</math></b>					
<b>Brey y Köhler (1990)</b>							
<b>20 (kbar)</b>	1225,72	1255,55	1209,70	1248,57	1285,16	1251,18	1122,69
<b>15 (kbar)</b>	1197,26	1226,53	1181,55	1219,68	1255,58	1222,25	1096,19
<b>5 (kbar)</b>	1140,35	1168,49	1125,25	1161,90	1196,41	1164,37	1043,19
<b>1 (kbar)</b>	1117,59	1145,27	1102,72	1138,79	1172,75	1141,22	1021,99

V.2: Química mineral y temperatura de equilibrio de la andesita basáltica MSL18, correspondiente al subgrupo alcalino de las coladas de lavas máficas A.

Muestra	MSL18	MSL18	MSL18	MSL18	MSL18	MSL18
Sector analizado	NM	NM	NM	NM	NM	NM
SiO <sub>2</sub>	53,43	50,61	51,33	50,54	53,36	52,47
TiO <sub>2</sub>	0,56	0,19	0,26	0,10	0,52	0,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,61	2,34	2,54	1,90	2,31	2,90
FeOTOTAL	14,58	21,18	21,04	22,96	15,38	12,99
MnO	0,23	0,38	0,30	0,44	0,29	0,32
MgO	27,48	22,39	23,72	21,66	26,32	27,73
CaO	1,90	1,52	0,76	1,28	1,75	1,63
Na <sub>2</sub> O	0,07	0,05	0,05	0,04	0,10	0,08
K <sub>2</sub> O	0,01	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00
Total	99,86	98,74	100,09	98,98	100,10	98,58
<i>Oxidos normalizados</i>						
SiO <sub>2</sub>	53,43	50,61	51,33	50,54	53,36	52,47
TiO <sub>2</sub>	0,56	0,19	0,26	0,10	0,52	0,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,61	2,34	2,54	1,90	2,31	2,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,39	3,34	3,61	3,69	1,20	2,28
FeO	12,43	18,18	17,80	19,64	14,29	10,94
MnO	0,23	0,38	0,30	0,44	0,29	0,32
MgO	27,48	22,39	23,72	21,66	26,32	27,73
CaO	1,90	1,52	0,76	1,28	1,75	1,63
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,07	0,05	0,05	0,04	0,10	0,08
K <sub>2</sub> O	0,01	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00
Total	100,08	99,00	100,38	99,28	100,16	98,79
<i>Normalizacion en base a 4 cationes y 6 oxigenos</i>						
Si	1,92	1,90	1,89	1,90	1,92	1,90
Ti	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Al	0,07	0,10	0,11	0,08	0,10	0,12
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,06	0,09	0,10	0,10	0,03	0,06
Fe <sup>2+</sup>	0,37	0,57	0,55	0,62	0,43	0,33
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	1,47	1,25	1,30	1,22	1,42	1,50
Ca	0,07	0,06	0,03	0,05	0,07	0,06
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<i>T</i>						
Si	1,92	1,90	1,89	1,90	1,92	1,90
Al	0,07	0,10	0,11	0,08	0,08	0,10
Fe <sup>3+</sup>	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Total T	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
<i>M1</i>						
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02
Fe <sup>3+</sup>	0,05	0,09	0,10	0,09	0,03	0,06
Ti	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Mg	0,93	0,90	0,89	0,90	0,93	0,90
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total M1	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
<i>M2</i>						
Mg	0,54	0,35	0,41	0,31	0,48	0,59
Fe <sup>2+</sup>	0,37	0,57	0,55	0,62	0,43	0,33
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,07	0,06	0,03	0,05	0,07	0,06
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Total M2	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
<i>Miembros finales</i>						
En	74,23	63,31	65,75	61,09	72,71	76,63
Fs	22,09	33,61	32,72	36,32	23,83	20,14
Wo	3,68	3,09	1,52	2,60	3,47	3,23

$$T(^{\circ}C) = [(6425+26,4*P) / ((-Ln Ca^{Opx})+1,843)] - 273,15$$

Geotermómetro  
Brey y Köhler (1990)

20 (kbar)	1285,89	1225,57	1027,66	1173,88	1258,66	1236,14
15 (kbar)	1256,29	1197,12	1002,97	1146,41	1229,58	1207,48
5 (kbar)	1197,10	1140,21	953,58	1091,47	1171,41	1150,18
1 (kbar)	1173,42	1117,45	933,82	1069,49	1148,15	1127,26

V.3: Química mineral y temperatura de equilibrio de la andesita basáltica MSL9 correspondiente al subgrupo transicional de las coladas de lavas máficas A.

Muestra	MSL9											
Sector analizado	NM											
SiO <sub>2</sub>	53,34	53,77	53,45	53,56	53,58	52,73	52,70	53,65	53,35	54,21	53,91	53,69
TiO <sub>2</sub>	0,33	0,08	0,43	0,51	0,66	0,30	0,59	0,40	0,42	0,82	0,33	0,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,72	1,66	2,25	1,31	1,38	1,17	1,90	3,14	3,02	2,56	1,70	1,32
FeOTOTAL	12,18	12,29	12,69	14,66	14,57	14,44	14,26	12,31	12,34	11,49	13,40	15,60
MnO	0,24	0,24	0,22	0,21	0,21	0,37	0,22	0,27	0,16	0,20	0,21	0,25
MgO	28,99	29,05	28,86	27,26	26,91	27,13	26,34	28,23	28,27	29,16	28,17	26,98
CaO	1,47	1,57	1,62	1,65	1,74	1,79	2,19	1,59	1,56	1,32	1,54	1,87
Na <sub>2</sub> O	0,06	0,04	0,06	0,04	0,00	0,04	0,04	0,09	0,07	0,07	0,05	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,03	0,02	0,01
Total	98,53	98,77	99,61	99,20	99,13	98,05	98,28	99,70	99,39	99,86	99,43	100,15
<i>Oxidos normalizados</i>												
SiO <sub>2</sub>	53,34	53,77	53,45	53,56	53,58	52,73	52,70	53,65	53,35	54,21	53,91	53,69
TiO <sub>2</sub>	0,33	0,08	0,43	0,51	0,66	0,30	0,59	0,40	0,42	0,82	0,33	0,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,72	1,66	2,25	1,31	1,38	1,17	1,90	3,14	3,02	2,56	1,70	1,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,38	2,38	2,69	1,43	0,35	2,68	0,96	0,94	1,15	0,28	1,45	2,02
FeO	10,03	10,15	10,27	13,37	14,26	12,03	13,39	11,46	11,30	11,24	12,09	13,78
MnO	0,24	0,24	0,22	0,21	0,21	0,37	0,22	0,27	0,16	0,20	0,21	0,25
MgO	28,99	29,05	28,86	27,26	26,91	27,13	26,34	28,23	28,27	29,16	28,17	26,98
CaO	1,47	1,57	1,62	1,65	1,74	1,79	2,19	1,59	1,56	1,32	1,54	1,87
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,06	0,04	0,06	0,04	0,00	0,04	0,04	0,09	0,07	0,07	0,05	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,03	0,02	0,01
Total	98,56	98,93	99,85	99,35	99,08	98,25	98,32	99,76	99,30	99,89	99,46	100,33
<i>Normalizacion en base a 4 cationes y 6 oxigenos</i>												
Si	1,92	1,93	1,91	1,94	1,95	1,93	1,93	1,91	1,91	1,92	1,94	1,93
Ti	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Al	0,07	0,07	0,09	0,06	0,06	0,05	0,08	0,13	0,13	0,11	0,07	0,06
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,06	0,06	0,07	0,04	0,01	0,07	0,03	0,03	0,03	0,01	0,04	0,05
Fe <sup>2+</sup>	0,30	0,30	0,31	0,41	0,43	0,37	0,41	0,34	0,34	0,33	0,36	0,42
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Mg	1,56	1,56	1,54	1,47	1,46	1,48	1,44	1,50	1,51	1,54	1,51	1,45
Ca	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07	0,09	0,06	0,06	0,05	0,06	0,07
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	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	0,00
Total	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
<i>T</i>												
Si	1,92	1,93	1,91	1,94	1,95	1,93	1,93	1,91	1,91	1,92	1,94	1,93
Al	0,07	0,07	0,09	0,06	0,05	0,05	0,07	0,09	0,09	0,08	0,06	0,06
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Total T	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
<i>M1</i>												
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,05	0,04	0,03	0,01	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,06	0,06	0,07	0,04	0,01	0,06	0,03	0,03	0,03	0,01	0,04	0,04
Ti	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Mg	0,93	0,93	0,91	0,95	0,97	0,94	0,94	0,92	0,92	0,94	0,94	0,94
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total M1	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
<i>M2</i>												
Mg	0,63	0,62	0,62	0,52	0,49	0,55	0,49	0,58	0,59	0,60	0,57	0,50
Fe <sup>2+</sup>	0,30	0,30	0,31	0,41	0,43	0,37	0,41	0,34	0,34	0,33	0,36	0,42
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Ca	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07	0,09	0,06	0,06	0,05	0,06	0,07
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Total M2	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
<i>Miembros finales</i>												
En	78,61	78,35	77,71	74,34	74,06	74,29	73,35	77,82	77,86	79,77	76,57	72,77
Fs	18,53	18,60	19,16	22,43	22,50	22,18	22,27	19,04	19,06	17,64	20,43	23,60
Wo	2,86	3,05	3,13	3,24	3,43	3,53	4,38	3,14	3,09	2,59	3,00	3,63

<b>T(°C) = [(6425+26,4*P) / ((-Ln Ca<sup>opx</sup>)+1,843)] - 273,15</b>												
<b>Geotermómetro</b>												
<b>Brey y Köhler (1990)</b>												
<b>20 (kbar)</b>	1201,90	1223,23	1229,50	1241,46	1259,38	1272,84	1344,39	1223,59	1219,30	1164,76	1215,70	1282,09
<b>15 (kbar)</b>	1173,89	1194,82	1200,98	1212,70	1230,29	1243,49	1313,68	1195,17	1190,96	1137,46	1187,44	1252,57
<b>5 (kbar)</b>	1117,89	1138,01	1143,92	1155,20	1172,10	1184,79	1252,27	1138,34	1134,30	1082,87	1130,91	1193,52
<b>1 (kbar)</b>	1095,48	1115,28	1121,10	1132,19	1148,82	1161,31	1227,70	1115,61	1111,63	1061,03	1108,29	1169,89

**ANEXO VI**  
**GEOTERMÓMETRO DE POWELL Y POWELL (1974) PARA EL PAR MINERAL OLIVINO-CLINOPIROXENO**

$$T(^{\circ}\text{C}) = [-2 * X_{M1}^{3+} * (920000 + 3,6 * P) - 0,0435 * (P - 1) + 10100] / [8 + (R/4,184 * \ln K_D) - (714,3 * 2 * X_{M1}^{3+})] - 273,15$$

$$X_{M1}^{3+} = (X_{Al} + X_{Ti} + X_{Cr} + X_{Fe3+} + X_{Fe2+})_{cpx-M1} / (X_{Al} + X_{Ti} + X_{Cr} + X_{Fe3+} + X_{Fe2+} + X_{Mg})_{cpx-M1}$$

$$K^D = (X_{Mg-Ol} / X_{Fe-cpx-M1}) * (X_{Mg-cpx-M1} / X_{Fe-Ol})$$

R: Constante de los gases.

**VI.1:** Química mineral y temperatura de equilibrio de la traquiandesita basáltica LU32 (cerro Verdín) correspondiente a los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín.

OLIVINO	
Muestra	LU32
SiO <sub>2</sub>	36,41
TiO <sub>2</sub>	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00
FeOTOTAL	32,43
MnO	0,60
MgO	27,69
CaO	0,33
Total	97,28
<i>Normalización en base a 3 cationes y 4 oxigenos</i>	
Si	1,02
Ti	0,00
Al	0,00
FeTOTAL	0,76
Mn	0,01
Mg	1,16
Ca	0,01
Total	2,97
#Mg	0,60
Fo	60,34
#Fe	0,40

CLINOPIROXENO	
Muestra	LU32
SiO <sub>2</sub>	49,30
TiO <sub>2</sub>	2,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,51
FeOTOTAL	8,89
MnO	0,05
MgO	11,29
CaO	20,53
Na <sub>2</sub> O	1,07
Total	97,23
<i>Oxidos normalizados</i>	
SiO <sub>2</sub>	49,30
TiO <sub>2</sub>	2,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00
FeO	8,89
MnO	0,05
MgO	11,29
CaO	20,53
Na <sub>2</sub> O	1,07
Total	97,28
<i>Normalización en base a 4 cationes y 6 oxigenos</i>	
Si	1,90
Ti	0,07
Al	0,16
Fe <sub>3+</sub>	0,00
Fe <sub>2+</sub>	0,29
Mn	0,00
Mg	0,65
Ca	0,85
Na	0,08
Total	4,00
<i>T</i>	
Si	1,90
Al	0,10
Fe <sub>3+</sub>	0,00
Total T	2,00
<i>M1</i>	
Al	0,06
Fe <sub>3+</sub>	0,00
Ti	0,07
Mg	0,65
Fe <sub>2+</sub>	0,22
Mn	0,00
Total M1	1,00
<i>M2</i>	
Mg	0,00
Fe <sub>2+</sub>	0,07
Mn	0,00
Ca	0,85
Na	0,08
Total M2	1,00
<i>Miembros finales</i>	
En	36,38
Fs	16,07
Wo	47,55

KD	X3	TEMPERATURA			
		20 kbar	15 kbar	5 kbar	1 kbar
0,51	0,35	1014,99	1014,96	1014,91	1014,89

**VI.2:** Química mineral y temperatura de equilibrio la traquiandesita basáltica LU73 (cerro El Morro) correspondiente a los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín.

OLIVINO	
Muestra	LU73
SiO <sub>2</sub>	36,49
TiO <sub>2</sub>	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00
FeOTOTAL	33,35
MnO	0,70
MgO	29,23
CaO	0,26
Na <sub>2</sub> O	0,05
Total	99,91
<i>Normalización en base a 3 cationes y 4 oxigenos</i>	
Si	1,00
Ti	0,00
Al	0,00
FeTOTAL	0,77
Mn	0,02
Mg	1,20
Ca	0,01
Na	0,00
Total	3,00
#Mg	0,61
Fo	60,97
#Fe	0,39

CLINOPIROXENO	
Muestra	LU73
SiO <sub>2</sub>	48,95
TiO <sub>2</sub>	2,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,76
FeOTOTAL	10,34
MnO	0,30
MgO	12,58
CaO	19,89
Na <sub>2</sub> O	0,54
K <sub>2</sub> O	0,02
Total	97,35
<i>Oxidos normalizados</i>	
SiO <sub>2</sub>	48,95
TiO <sub>2</sub>	2,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,88
FeO	9,55
MnO	0,30
MgO	12,58
CaO	19,89
Na <sub>2</sub> O	0,54
K <sub>2</sub> O	0,02
Total	97,51
<i>Normalización en base a 4 cationes y 6 oxigenos</i>	
Si	1,89
Ti	0,06
Al	0,13
Fe <sup>3+</sup>	0,03
Fe <sup>2+</sup>	0,31
Mn	0,01
Mg	0,72
Ca	0,82
Na	0,04
K	0,00
Total	4,00
<i>T</i>	
Si	1,89
Al	0,11
Fe <sup>3+</sup>	0,00
Total T	2,00
<i>M1</i>	
Al	0,01
Fe <sup>3+</sup>	0,03
Ti	0,06
Mg	0,72
Fe <sup>2+</sup>	0,18
Mn	0,00
Total M1	1,00
<i>M2</i>	
Mg	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,13
Mn	0,01
Ca	0,82
Na	0,04
Total M2	1,00
<i>Miembros finales</i>	
En	38,50
Fs	17,75
Wo	43,75

KD	X3	TEMPERATURA			
		20 kbar	15 kbar	5 kbar	1 kbar
0,39	0,28	1014,83	1014,81	1014,76	1014,73

**VL3:** Química mineral y temperatura de equilibrio del traquibasalto SOMW38 (cerro Herradura) correspondiente a los conos y cuellos volcánicos del bajo de El Caín.

<b>OLIVINO</b>	
<b>Muestra</b>	<b>SOMW38</b>
SiO <sub>2</sub>	35,70
TiO <sub>2</sub>	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0,02
FeOTOTAL	35,90
MnO	0,70
MgO	27,20
CaO	0,38
Total	100,01
<i>Normalización en base a 3 cationes y 4 oxigenos</i>	
Si	1,00
Ti	0,00
Al	0,00
FeTOTAL	0,84
Mn	0,02
Mg	1,13
Ni	0,00
Ca	0,01
Na	0,00
K	0,00
Total	3,00
#Mg	0,57
Fo	57,45
#Fe	0,43

<b>CLINOPIROXENO</b>	
<b>Muestra</b>	<b>SOMW38</b>
SiO <sub>2</sub>	50,00
TiO <sub>2</sub>	2,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,90
FeOTOTAL	9,60
MnO	0,21
MgO	12,80
CaO	21,70
Na <sub>2</sub> O	0,65
Total	99,86
<i>Oxidos normalizados</i>	
SiO <sub>2</sub>	50,00
TiO <sub>2</sub>	2,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,03
FeO	7,78
MnO	0,21
MgO	12,80
CaO	21,70
Na <sub>2</sub> O	0,65
Total	100,10
<i>Normalización en base a 4 cationes y 6 oxigenos</i>	
Si	1,87
Ti	0,06
Al	0,13
Fe <sup>3+</sup>	0,06
Fe <sup>2+</sup>	0,24
Mn	0,01
Mg	0,72
Ca	0,87
Na	0,05
Total	4,00
<i>T</i>	
Si	1,87
Al	0,13
Fe <sup>3+</sup>	0,00
Total T	2,00
<i>M1</i>	
Al	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,06
Ti	0,06
Mg	0,72
Fe <sup>2+</sup>	0,17
Mn	0,00
Total M1	1,00
<i>M2</i>	
Mg	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,07
Mn	0,01
Ca	0,87
Na	0,05
Total M2	1,00
<i>Miembros finales</i>	
En	37,89
Fs	15,94
Wo	46,17

<b>TEMPERATURA</b>					
<b>KD</b>	<b>X3</b>	<b>20 kbar</b>	<b>15 kbar</b>	<b>5 kbar</b>	<b>1 kbar</b>
0,32	0,28	1014,71	1014,68	1014,63	1014,61

**VI.4:** Química mineral y temperatura de equilibrio de la andesita basáltica SOM22 (subgrupo subalcalino) correspondiente a las coladas de lavas máficas A.

<b>OLIVINO</b>	
<b>Muestra</b>	<b>SOM22</b>
SiO <sub>2</sub>	35,80
TiO <sub>2</sub>	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01
FeOTOTAL	32,16
MnO	0,37
MgO	30,10
CaO	0,25
Na <sub>2</sub> O	0,02
Total	98,92
<i>Normalización en base a 3 cationes y 4 oxigenos</i>	
Si	0,99
Ti	0,00
Al	0,00
FeTOTAL	0,75
Mn	0,01
Mg	1,25
Ca	0,01
Na	0,00
Total	3,00
#Mg	0,63
Fo	62,52
#Fe	0,37

<b>CLINOPIROXENO</b>	
<b>Muestra</b>	<b>SOM22</b>
SiO <sub>2</sub>	52,09
TiO <sub>2</sub>	1,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,14
FeOTOTAL	9,65
MnO	0,18
MgO	16,11
CaO	18,68
Na <sub>2</sub> O	0,31
Total	100,60
<i>Oxidos normalizados</i>	
SiO <sub>2</sub>	52,09
TiO <sub>2</sub>	1,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,37
FeO	9,31
MnO	0,18
MgO	16,11
CaO	18,68
Na <sub>2</sub> O	0,31
Total	100,61
<i>Normalización en base a 4 cationes y 6 oxigenos</i>	
Si	1,92
Ti	0,04
Al	0,09
Fe <sup>3+</sup>	0,01
Fe <sup>2+</sup>	0,29
Mn	0,01
Mg	0,89
Ca	0,74
Na	0,02
Total	4,00
<i>T</i>	
Si	1,92
Al	0,08
Fe <sup>3+</sup>	0,00
Total T	2,00
<i>M1</i>	
Al	0,01
Fe <sup>3+</sup>	0,01
Ti	0,04
Mg	0,89
Fe <sup>2+</sup>	0,05
Mn	0,00
Total M1	1,00
<i>M2</i>	
Mg	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,23
Mn	0,01
Ca	0,74
Na	0,02
Total M2	1,00
<i>Miembros finales</i>	
En	46,11
Fs	15,48
Wo	38,41

<b>TEMPERATURA</b>					
<b>KD</b>	<b>X3</b>	<b>20 kbar</b>	<b>15 kbar</b>	<b>5 kbar</b>	<b>1 kbar</b>
0,10	0,11	1012,44	1012,41	1012,35	1012,33

VI.5: Química mineral y temperatura de equilibrio de la andesita basáltica MSL7 (subgrupo alcalino) correspondiente a las coladas de lavas máficas A.

OLIVINO	
Muestra	MSL7
SiO <sub>2</sub>	35,43
TiO <sub>2</sub>	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01
FeOTOTAL	32,13
MnO	0,25
MgO	31,40
CaO	0,21
Na <sub>2</sub> O	0,02
Total	99,63
<i>Normalización en base a 3 cationes y 4 oxigenos</i>	
Si	0,98
Ti	0,00
Al	0,00
FeTOTAL	0,74
Mn	0,01
Mg	1,29
Ca	0,01
Na	0,00
Total	3,02
#Mg	0,64
Fo	63,53
#Fe	0,36

CLINOPIROXENO	
Muestra	MSL7
SiO <sub>2</sub>	49,91
TiO <sub>2</sub>	0,96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,08
FeOTOTAL	10,19
MnO	0,28
MgO	14,47
CaO	18,96
Na <sub>2</sub> O	0,58
K <sub>2</sub> O	0,01
Total	98,56
<i>Oxidos normalizados</i>	
SiO <sub>2</sub>	49,91
TiO <sub>2</sub>	0,96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,00
FeO	7,49
MnO	0,28
MgO	14,47
CaO	18,96
Na <sub>2</sub> O	0,58
K <sub>2</sub> O	0,01
Total	98,73
<i>Normalización en base a 4 cationes y 6 oxigenos</i>	
Si	1,88
Ti	0,03
Al	0,14
Fe <sub>3+</sub>	0,09
Fe <sub>2+</sub>	0,24
Mn	0,01
Mg	0,81
Ca	0,77
Na	0,04
K	0,00
Total	4,00
<i>T</i>	
Si	1,88
Al	0,12
Fe <sub>3+</sub>	0,00
Total T	2,00
<i>M1</i>	
Al	0,02
Fe <sub>3+</sub>	0,09
Ti	0,03
Mg	0,81
Fe <sub>2+</sub>	0,05
Mn	0,00
Total M1	1,00
<i>M2</i>	
Mg	0,00
Fe <sub>2+</sub>	0,18
Mn	0,01
Ca	0,77
Na	0,04
Total M2	1,00
<i>Miembros finales</i>	
En	42,79
Fs	16,91
Wo	40,30

KD	X3	TEMPERATURA			
		20 kbar	15 kbar	5 kbar	1 kbar
0,12	0,19	1013,59	1013,56	1013,50	1013,48

**VI.6:** Química mineral y temperatura de equilibrio del traquibasalto SOM20 correspondiente a las coladas de lavas máficas B.

<b>OLIVINO</b>	
<b>Muestra</b>	<b>SOM20</b>
SiO <sub>2</sub>	35,51
TiO <sub>2</sub>	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,29
FeOTOTAL	31,89
MnO	0,51
MgO	29,92
CaO	0,40
Na <sub>2</sub> O	0,02
K <sub>2</sub> O	0,04
Total	98,85
<i>Normalización en base a 3 cationes y 4 oxigenos</i>	
Si	0,99
Ti	0,00
Al	0,01
FeTOTAL	0,74
Mn	0,01
Mg	1,24
Ca	0,01
Na	0,00
K	0,00
Total	3,01
#Mg	0,63
Fo	62,58
#Fe	0,37

<b>CLINOPIROXENO</b>	
<b>Muestra</b>	<b>SOM20</b>
SiO <sub>2</sub>	45,58
TiO <sub>2</sub>	4,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,15
FeOTOTAL	9,87
MnO	0,23
MgO	11,99
CaO	21,46
Na <sub>2</sub> O	0,56
Total	99,62
<i>Oxidos normalizados</i>	
SiO <sub>2</sub>	45,58
TiO <sub>2</sub>	4,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,20
FeO	7,00
MnO	0,23
MgO	11,99
CaO	21,46
Na <sub>2</sub> O	0,56
Total	99,85
<i>Normalización en base a 4 cationes y 6 oxigenos</i>	
Si	1,73
Ti	0,13
Al	0,23
Fe <sup>3+</sup>	0,09
Fe <sup>2+</sup>	0,22
Mn	0,01
Mg	0,68
Ca	0,87
Na	0,04
Total	4,00
<i>T</i>	
Si	1,73
Al	0,23
Fe <sup>3+</sup>	0,04
Total T	2,00
<i>M1</i>	
Al	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,05
Ti	0,13
Mg	0,68
Fe <sup>2+</sup>	0,14
Mn	0,00
Total M1	1,00
<i>M2</i>	
Mg	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,08
Mn	0,01
Ca	0,87
Na	0,04
Total M2	1,00
<i>Miembros finales</i>	
En	36,39
Fs	16,81
Wo	46,80

<b>TEMPERATURA</b>					
<b>KD</b>	<b>X3</b>	<b>20 kbar</b>	<b>15 kbar</b>	<b>5 kbar</b>	<b>1 kbar</b>
0,35	0,32	1014,78	1014,76	1014,71	1014,69

**VI.7:** Química mineral y temperatura de equilibrio de la basanita EC13 correspondiente a una colada de reducida extensión que sobreyace la meseta.

<b>OLIVINO</b>	
<b>Muestra</b>	<b>EC13</b>
SiO <sub>2</sub>	40,00
TiO <sub>2</sub>	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05
FeOTOTAL	14,40
MnO	0,27
MgO	44,60
NiO	0,24
CaO	0,34
Total	100,02
<i>Normalización en base a 3 cationes y 4 oxigenos</i>	
Si	1,00
Ti	0,00
Al	0,00
FeTOTAL	0,30
Mn	0,01
Mg	1,67
Ni	0,00
Ca	0,01
Na	0,00
Total	3,00
#Mg	0,85
Fo	84,66
#Fe	0,15

<b>CLINOPIROXENO</b>	
<b>Muestra</b>	<b>EC13</b>
SiO <sub>2</sub>	48,40
TiO <sub>2</sub>	2,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,50
FeOTOTAL	6,80
MnO	0,15
MgO	13,50
CaO	23,00
Na <sub>2</sub> O	0,50
Total	99,49
<i>Oxidos normalizados</i>	
SiO <sub>2</sub>	48,40
TiO <sub>2</sub>	2,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,01
FeO	4,09
MnO	0,15
MgO	13,50
CaO	23,00
Na <sub>2</sub> O	0,50
Total	99,70
<i>Normalización en base a 4 cationes y 6 oxigenos</i>	
Si	1,81
Ti	0,07
Al	0,20
Fe <sup>3+</sup>	0,08
Fe <sup>2+</sup>	0,13
Mn	0,00
Mg	0,75
Ca	0,92
Na	0,04
Total	4,00
<i>T</i>	
Si	1,81
Al	0,19
Fe <sup>3+</sup>	0,00
Total T	2,00
<i>M1</i>	
Al	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,08
Ti	0,07
Mg	0,75
Fe <sup>2+</sup>	0,09
Mn	0,00
Total M1	1,00
<i>M2</i>	
Mg	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,04
Mn	0,00
Ca	0,92
Na	0,04
Total M2	1,00
<i>Miembros finales</i>	
En	39,89
Fs	11,27
Wo	48,84

<b>TEMPERATURA</b>					
<b>KD</b>	<b>X3</b>	<b>20 kbar</b>	<b>15 kbar</b>	<b>5 kbar</b>	<b>1 kbar</b>
0,66	0,25	1015,21	1015,18	1015,13	1015,11

**ANEXO VII**  
**COEFICIENTES DE PARTICIÓN PARA ROCAS BASÁLTICAS**

	<b>Ol</b>	<b>Opx</b>	<b>Cpx</b>	<b>Gt</b>	<b>Pl</b>	<b>Ilm</b>	<b>Mag</b>
<b>La</b>	<i>0,007</i>	<i>0,020</i>	<i>0,056</i>	<i>0,001</i>	<i>0,190</i>	0,098/1,22	0,015/0,06
<b>Ce</b>	<i>0,006</i>	<i>0,020</i>	<i>0,092</i>	<i>0,007</i>	<i>0,111</i>	0,11/1,64	0,016/0,057
<b>Nd</b>	<i>0,006</i>	<i>0,030</i>	<i>0,230</i>	<i>0,026</i>	<i>0,090</i>	0,14/2,26	0,026/0,93
<b>Sm</b>	<i>0,007</i>	<i>0,050</i>	<i>0,445</i>	<i>0,102</i>	<i>0,072</i>	0,15/2,83	0,024/0,074
<b>Eu</b>	<i>0,007</i>	<i>0,050</i>	<i>0,474</i>	<i>0,243</i>	<i>0,443</i>	0,1/1	0,025/0,062
<b>Gd</b>	<i>0,010</i>	<i>0,090</i>	<i>0,556</i>	<i>0,680</i>	<i>0,071</i>	0,14/0,003	0,300
<b>Tb</b>	0,03/0,02	0,030	0,42/0,57	0,750	0,026/0,06	0,14/3,2	0,019/0,11
<b>Dy</b>	<i>0,013</i>	<i>0,150</i>	<i>0,582</i>	<i>1,940</i>	<i>0,063</i>	0,01/2,63	0,3/1,6
<b>Ho</b>	0,002	0,036	0,439	1,675	0,011	0,011	0,017
<b>Er</b>	<i>0,025</i>		<i>0,580</i>		<i>0,057</i>	0,02	
<b>Yb</b>	<i>0,049</i>	<i>0,340</i>	<i>0,542</i>	<i>6,167</i>	<i>0,056</i>	0,17/1,46	0,018/0,11
<b>Lu</b>	<i>0,045</i>	<i>0,420</i>	<i>0,506</i>	<i>6,950</i>	<i>0,053</i>	0,084/1,2	0,023/0,14
<b>Ba</b>	<i>0,010</i>	0,004	<i>0,026</i>	0,001	<i>0,230</i>	0,0003	0,028/0,043
<b>Cs</b>	0,01/0,05	0,058	0,0009/0,02	0,0001	0,02/0,04	0,010	0,010
<b>Rb</b>	<i>0,010</i>	<i>0,022</i>	<i>0,031</i>	<i>0,042</i>	<i>0,071</i>	0,00001	0,110
<b>Th</b>	0,02/0,03	0,001	<i>0,030</i>	0,001	<i>0,010</i>	0,00055/0,46	0,1/0,01
<b>Ta</b>	0,030	0,0008	<i>0,013</i>	<i>0,060</i>	0,1/0,03	1,7/3,16	1,000
<b>Nb</b>	<i>0,010</i>	0,150	<i>0,005</i>	<i>0,020</i>	<i>0,010</i>	2	0,400
<b>Sr</b>	<i>0,014</i>	0,040	<i>0,060</i>	<i>0,012</i>	<i>1,830</i>	0,0001/0,034	0,11/0,028
<b>Hf</b>	<i>0,013</i>	0,017	<i>0,263</i>	<i>0,45</i>	<i>0,051</i>	0,38/1,88	2
<b>Zr</b>	<i>0,012</i>	<i>0,180</i>	<i>0,100</i>	<i>0,650</i>	<i>0,048</i>	0,29/1,3	0,100
<b>Y</b>	0,009/0,01	0,046	0,412/0,9	2,800	0,2/0,03	0,0045/0,9	0,0039/0,2

Los valores en letra cursiva corresponden a Rollinson (1993), los demás valores a la base de datos GERM (<https://earthref.org>). Aquellos coeficientes de partición indicados detrás de las barras corresponden a los utilizados para el cálculo de la cristalización fraccionada de la traquiandesita basáltica LU73 del bajo de El Caín.

**ANEXO VIII**  
**MODELADO DE MEZCLA ISOTÓPICA ENTRE DOS COMPONENTES**

MIEMBROS FINALES	EM1 (muestra Tr3, Tristan da Cunha)	DM (N-type MORB)
P		73,3
Ti		1177
K		106
Sc	23,9	
V	365	
Cr	57,7	
Co	57,1	
Ni	39,6	
Zn	127	
Ga	31,7	
Rb	40,3	0,1
Sr	925	13,2
Y	27,01	4,1
Zr	243	11,4
Nb	56,6	0,31
Cs	0,5	0,0013
Ba	542	1,2
La	48,45	0,31
Ce	105,7	0,95
Pr	13,07	
Nd	52,62	0,86
Sm	9,73	0,32
Eu	3	
Gd	8,35	
Tb	1,1	0,08
Dy	5,68	
Ho	0,94	
Er	2,35	
Tm	0,3	
Yb	1,72	
Lu	0,23	
Hf	5,64	0,34
Ta	3,78	0,022
Pb	0,89	
Th	6,29	0,02
U	1,39	0,01
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0,51251	0,5133
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0,70504	0,7023

**N-type MORB:** Elementos de las tierras raras y trazas de Wood et al. (1979); relaciones isotópicas de O'Nions et al. (1977)  
**Muestra Tr3:** Tristan da Cunha (Gibson et al. 2005)

**Ecuaciones para el cálculo de la mezcla de dos componentes (Faure 1989)**

$$X_M = X_A f_A + X_B (1 - f_A)$$

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_M = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_A f_A (\text{Sr}_A/\text{Sr}_M) + (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_B (1 - f_A) (\text{Sr}_B/\text{Sr}_M)$$

$$(^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd})_M = (^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd})_A f_A (\text{Nd}_A/\text{Nd}_M) + (^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd})_B (1 - f_A) (\text{Nd}_B/\text{Nd}_M)$$

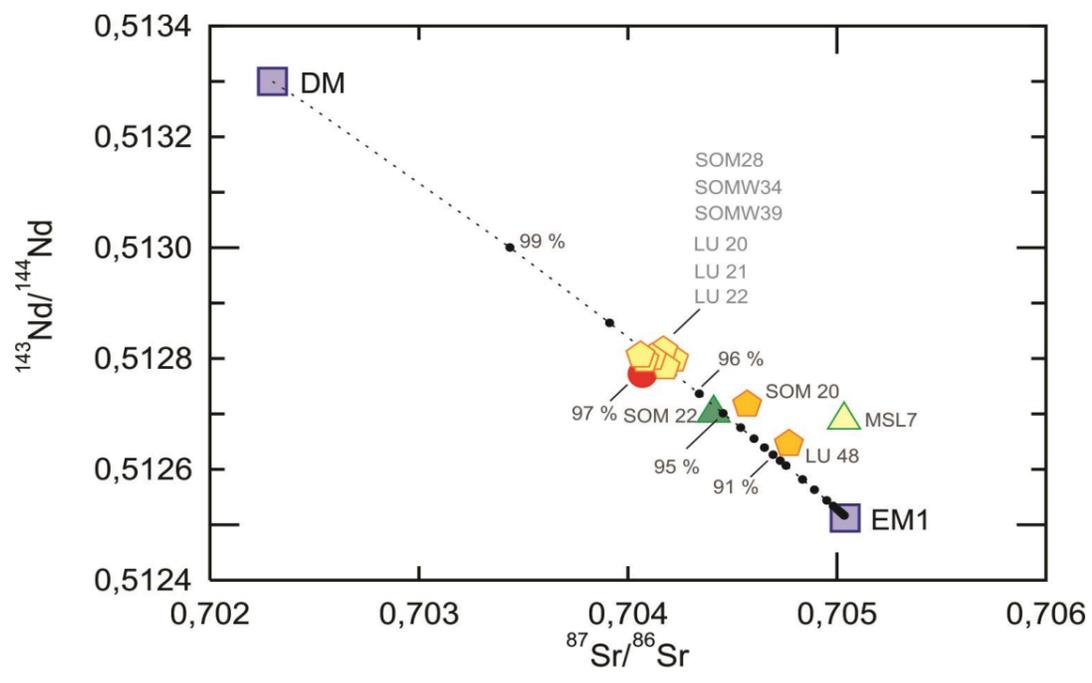
$X_M$ : Concentración del elemento X en la muestra M.

$X_{A,B}$ : Concentración del elemento X en los componentes A y B, respectivamente.

$f_A$ : fracción de peso o volumen del componente A en la mezcla M.

MIEMBROS FINALES PARA MEZCLA				
Miembros finales	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	Sr	Nd
DM (A)	0,702300	0,513300	13,20	0,86
EM1 (B)	0,705040	0,512510	925,00	52,62

RESULTADOS					
componentes A	componentes B	SrM	NdM	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr M	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd M
0,999	0,001	14,11	0,91	0,702480	0,513254
0,99	0,01	22,32	1,38	0,703436	0,512998
0,98	0,02	31,44	1,90	0,703912	0,512861
0,97	0,03	40,55	2,41	0,704175	0,512783
0,96	0,04	49,67	2,93	0,704341	0,512733
0,95	0,05	58,79	3,45	0,704456	0,512697
0,91	0,09	95,26	5,52	0,704695	0,512622
0,9	0,1	104,38	6,04	0,704728	0,512611
0,8	0,2	195,56	11,21	0,704892	0,512558
0,7	0,3	286,74	16,39	0,704952	0,512539
0,6	0,4	377,92	21,56	0,704983	0,512529
0,5	0,5	469,10	26,74	0,705001	0,512523
0,4	0,6	560,28	31,92	0,705014	0,512519
0,3	0,7	651,46	37,09	0,705023	0,512515
0,2	0,8	742,64	42,27	0,705030	0,512513
0,1	0,9	833,82	47,44	0,705036	0,512511



MEZCLA MODELADA		
MUESTRA	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
DMM	0,7023	0,5133
EM1	0,70504	0,51251
EC 13	0,70407	0,512772
LU 20	0,70411	0,512803
LU 21	0,70406	0,512808
LU 22	0,70408	0,5128
SOM 28	0,70417	0,512817
SOMW 39	0,70418	0,512787
SOMW 34	0,70422	0,512801
SOM 22	0,70441	0,512701
MSL 7	0,70504	0,512683
MSL9	0,70765	0,512641
SOM 20	0,70457	0,512717
LU 48	0,70477	0,512646
0,999	0,702480	0,513254
0,99	0,703436	0,512998
0,98	0,703912	0,512861
0,97	0,704175	0,512783
0,96	0,704341	0,512733
0,95	0,704456	0,512697
0,91	0,704695	0,512622
0,9	0,704728	0,512611
0,8	0,704892	0,512558
0,7	0,704952	0,512539
0,6	0,704983	0,512529
0,5	0,705001	0,512523
0,4	0,705014	0,512519
0,3	0,705023	0,512515
0,2	0,705030	0,512513
0,1	0,705036	0,512511

**ANEXO IX**  
CORRECCIÓN POR EFECTOS DE CRISTALIZACIÓN FRACCIONADA

**Ecuación de Rayleigh (Neumann *et al.* 1954)**

$$C_L/C_0 = F^{(D-1)}$$

$C_L$ : Concentración en peso de un elemento traza en el líquido.

$C_0$ : Concentración en peso de un elemento traza en el líquido parental.

F: Fracción del líquido remanente.

D: Coeficiente de partición de la moda que está fraccionando.

**IX.1:** Corrección del traquibasalto SOM28 por 25 % de fraccionamiento, según la siguiente moda mineral: 42 % cpx, 28 % pl, 27 % ol, 1,5 % mag, 1,5 % ilm.

		(SOM28)n			Fracc. 25%
					F=0,75
Muestra	SOM28	CL	condrito*	D	Co
La	45,58	192,32	0,24	0,08	147,61
Ce	88,70	144,93	0,61	0,07	111,02
Nd	43,81	93,81	0,47	0,13	72,95
Sm	8,23	53,79	0,15	0,21	42,87
Eu	2,86	49,31	0,06	0,33	40,63
Gd	7,40	36,01	0,21	0,26	29,13
Tb	0,94	25,13	0,04	0,19	19,93
Dy	4,80	18,90	0,25	0,27	15,32
Ho	0,90	15,90	0,06	0,19	12,59
Yb	1,89	11,12	0,17	0,26	8,98
Lu	0,25	9,84	0,03	0,24	7,91
Ba	1592,30	660,71	2,41	0,08	506,83
Cs	0,29	1,54	0,19	0,01	1,16
Rb	52,70	22,72	2,32	0,04	17,22
Th	4,25	146,55	0,03	0,02	110,62
Ta	1,94	138,57	0,01	0,08	106,41
Nb	60,90	247,56	0,25	0,04	188,01
Sr	1288,00	177,41	7,26	0,54	155,56
Zr	111,00	28,68	3,87	0,06	21,91
Y	26,17	16,66	1,57	0,23	13,36

\*Condrito de Sun y McDonough (1989)

**IX.2:** Corrección del traquibasalto SOMW34 por 25 % de fraccionamiento, según la siguiente moda mineral: 42 % cpx, 28 % pl, 27 % ol, 1,5 % mag, 1,5 % ilm.

					Fracc. 25%
		(SOMW34)n			F=0,75
Muestra	SOMW34	CL	condrito*	D	Co
La	42,88	180,93	0,24	0,08	138,87
Ce	83,94	137,16	0,61	0,07	105,06
Nd	40,33	86,36	0,47	0,13	67,16
Sm	7,52	49,15	0,15	0,21	39,18
Eu	2,53	43,62	0,06	0,33	35,94
Gd	6,97	33,92	0,21	0,26	27,43
Tb	0,94	25,13	0,04	0,19	19,93
Dy	4,94	19,45	0,25	0,27	15,77
Ho	0,93	16,43	0,06	0,19	13,01
Yb	2,06	12,12	0,17	0,26	9,79
Lu	0,28	11,02	0,03	0,24	8,86
Ba	1175,40	487,72	2,41	0,08	374,13
Cs	0,43	2,29	0,19	0,01	1,72
Rb	55,80	24,05	2,32	0,04	18,23
Th	4,63	159,66	0,03	0,02	120,51
Ta	2,22	158,57	0,01	0,08	121,77
Nb	61,50	250,00	0,25	0,04	189,87
Sr	1060,40	146,06	7,26	0,54	128,07
Zr	176,20	45,53	3,87	0,06	34,79
Y	27,41	17,45	1,57	0,23	13,99

\*Condrito de Sun y McDonough (1989)

**IX.3:** Corrección del traquibasalto SOMW39 por 25 % de fraccionamiento, según la siguiente moda mineral: 42 % cpx, 28 % pl, 27 % ol, 1,5 % mag, 1,5 % ilm.

					Fracc. 25%
		(SOMW39)n			F=0,75
Muestra	SOMW39	CL	condrito*	D	Co
La	44,03	185,78	0,24	0,08	142,59
Ce	83,29	136,09	0,61	0,07	104,24
Nd	39,09	83,70	0,47	0,13	65,09
Sm	7,03	45,95	0,15	0,21	36,62
Eu	2,31	39,83	0,06	0,33	32,82
Gd	6,57	31,97	0,21	0,26	25,86
Tb	0,88	23,53	0,04	0,19	18,66
Dy	4,69	18,46	0,25	0,27	14,97
Ho	0,91	16,08	0,06	0,19	12,73
Yb	2,09	12,29	0,17	0,26	9,93
Lu	0,30	11,81	0,03	0,24	9,49
Ba	1417,40	588,13	2,41	0,08	451,16
Cs	0,44	2,34	0,19	0,01	1,76
Rb	53,80	23,19	2,32	0,04	17,58
Th	4,88	168,28	0,03	0,02	127,02
Ta	2,12	151,43	0,01	0,08	116,28
Nb	61,10	248,37	0,25	0,04	188,63
Sr	930,50	128,17	7,26	0,54	112,38
Zr	168,30	43,49	3,87	0,06	33,23
Y	27,75	17,67	1,57	0,23	14,17

\*Condrito de Sun y McDonough (1989)

**IX.4:** Corrección del traquibasalto LU20 por 25 % de fraccionamiento, según la siguiente moda mineral: 42 % cpx, 28 % pl, 27 % ol, 1,5 % mag, 1,5 % ilm.

					Fracc. 25%
		(LU20)n			F=0,75
Muestra	LU20	CL	condrito*	D	Co
La	48,30	203,80	0,24	0,08	156,42
Ce	94,90	155,07	0,61	0,07	118,78
Nd	44,30	94,86	0,47	0,13	73,77
Sm	8,44	55,16	0,15	0,21	43,97
Eu	2,91	50,17	0,06	0,33	41,34
Gd	7,31	35,57	0,21	0,26	28,77
Tb	0,98	26,20	0,04	0,19	20,78
Dy	5,10	20,08	0,25	0,27	16,28
Ho	0,90	15,90	0,06	0,19	12,59
Yb	1,94	11,41	0,17	0,26	9,22
Lu	0,28	11,06	0,03	0,24	8,89
Ba	1091,00	452,70	2,41	0,08	347,27
Cs	0,50	2,66	0,19	0,01	2,00
Rb	47,00	20,26	2,32	0,04	15,36
Th	4,49	154,83	0,03	0,02	116,87
Ta	3,95	282,14	0,01	0,08	216,66
Nb	53,70	218,29	0,25	0,04	165,79
Sr	1080,00	148,76	7,26	0,54	130,43
Zr	177,00	45,74	3,87	0,06	34,95
Y	24,20	15,41	1,57	0,23	12,35

\*Condrito de Sun y McDonough (1989)

**IX.5:** Corrección del traquibasalto LU21 por 25 % de fraccionamiento, según la siguiente moda mineral: 42 % cpx, 28 % pl, 27 % ol, 1,5 % mag, 1,5 % ilm.

					Fracc. 25%
		(LU21)n			F=0,75
Muestra	LU21	CL	condrito*	D	Co
La	51,50	217,30	0,24	0,08	166,78
Ce	103,00	168,30	0,61	0,07	128,91
Nd	47,80	102,36	0,47	0,13	79,60
Sm	9,31	60,85	0,15	0,21	48,50
Eu	3,19	55,00	0,06	0,33	45,32
Gd	7,88	38,35	0,21	0,26	31,02
Tb	1,02	27,27	0,04	0,19	21,63
Dy	5,36	21,10	0,25	0,27	17,11
Ho	0,92	16,25	0,06	0,19	12,87
Yb	1,88	11,06	0,17	0,26	8,94
Lu	0,27	10,79	0,03	0,24	8,67
Ba	1153,00	478,42	2,41	0,08	367,00
Cs	0,40	2,13	0,19	0,01	1,60
Rb	37,00	15,95	2,32	0,04	12,09
Th	4,47	154,14	0,03	0,02	116,35
Ta	3,96	282,86	0,01	0,08	217,21
Nb	55,90	227,24	0,25	0,04	172,58
Sr	1135,00	156,34	7,26	0,54	137,08
Zr	176,00	45,48	3,87	0,06	34,75
Y	25,50	16,24	1,57	0,23	13,02

\*Condrito de Sun y McDonough (1989)

**IX.6:** Corrección del traquibasalto LU22 por 25 % de fraccionamiento, según la siguiente moda mineral: 42 % cpx, 28 % pl, 27 % ol, 1,5 % mag, 1,5 % ilm.

					Fracc. 25%
		(LU22)n			F=0,75
Muestra	LU22	CL	condrito*	D	Co
La	52,50	221,52	0,24	0,08	170,02
Ce	103,00	168,30	0,61	0,07	128,91
Nd	48,50	103,85	0,47	0,13	80,76
Sm	9,37	61,24	0,15	0,21	48,81
Eu	3,15	54,31	0,06	0,33	44,75
Gd	7,70	37,47	0,21	0,26	30,31
Tb	1,00	26,74	0,04	0,19	21,21
Dy	5,49	21,61	0,25	0,27	17,52
Ho	0,95	16,78	0,06	0,19	13,29
Yb	1,92	11,29	0,17	0,26	9,13
Lu	0,28	10,87	0,03	0,24	8,74
Ba	1152,00	478,01	2,41	0,08	366,69
Cs	0,50	2,66	0,19	0,01	2,00
Rb	49,00	21,12	2,32	0,04	16,01
Th	4,73	163,10	0,03	0,02	123,12
Ta	4,04	288,57	0,01	0,08	221,60
Nb	54,30	220,73	0,25	0,04	167,64
Sr	1092,00	150,41	7,26	0,54	131,88
Zr	181,00	46,77	3,87	0,06	35,73
Y	25,20	16,05	1,57	0,23	12,87

\*Condrito de Sun y McDonough (1989)

**IX.7:** Corrección de la basanita EC13 por 5 % de fraccionamiento de olivino.

					Fracc. 5%
		(EC13)n			F=0,95
Muestra	EC13	CL	Condrito*	D	Co
La	106,05	447,47	0,24	0,01	425,25
Ce	202,61	331,06	0,61	0,01	314,61
Pr	22,94	241,47	0,10	0,00	229,40
Nd	93,74	200,73	0,47	0,01	190,75
Sm	15,67	102,42	0,15	0,01	97,33
Eu	4,65	80,17	0,06	0,01	76,19
Gd	13,79	67,10	0,21	0,01	63,78
Tb	1,70	45,45	0,04	0,03	43,25
Dy	8,17	32,17	0,25	0,01	30,58
Ho	1,42	25,09	0,06	0,00	23,84
Er	3,49	21,09	0,17	0,03	20,06
Yb	2,59	15,24	0,17	0,05	14,51
Lu	0,32	12,60	0,03	0,05	12,00
Ba	1088,10	451,49	2,41	0,01	429,14
Cs	0,77	4,10	0,19	0,01	3,89
Rb	31,60	13,62	2,32	0,01	12,95
Th	11,66	402,07	0,03	0,02	382,36
Ta	4,68	334,29	0,01	0,03	318,06
Nb	135,20	549,59	0,25	0,01	522,38
Sr	1614,60	222,40	7,26	0,01	211,43
Hf	9,70	90,99	0,11	0,01	86,50
Zr	443,80	114,68	3,87	0,01	109,01

\*Condrito de Sun y McDonough (1989)

**IX.8:** Corrección de la andesitas basáltica SOM22 por 15 % de fraccionamiento, según la siguiente moda mineral: 42 % pl, 35 % cpx, 20 % ol, 1,5 % mag, 1,5 % ilm.

					Fracc. 15%
		(SOM22)n			F=0,85
Muestra	SOM22	Cl	Condrito*	D	Co
La	10,73	45,27	0,24	0,10	39,13
Ce	23,24	37,97	0,61	0,08	32,71
Pr	3,07	32,32	0,10	0,05	27,69
Nd	13,11	28,07	0,47	0,12	24,34
Sm	3,73	24,38	0,15	0,19	21,37
Eu	1,31	22,59	0,06	0,36	20,34
Gd	3,90	18,98	0,21	0,23	16,75
Tb	0,60	16,04	0,04	0,17	14,01
Dy	3,34	13,15	0,25	0,24	11,62
Er	1,64	9,91	0,17	0,23	8,75
Yb	1,45	8,53	0,17	0,23	7,52
Lu	0,19	7,48	0,03	0,21	6,58
Ba	206,00	85,48	2,41	0,11	73,94
Cs	0,21	1,12	0,19	0,01	0,95
Rb	15,00	6,47	2,32	0,04	5,54
Th	1,17	40,34	0,03	0,02	34,41
Ta	1,42	101,43	0,01	0,09	87,53
Nb	10,60	43,09	0,25	0,04	36,89
Sr	429,30	59,13	7,26	0,79	57,19
Hf	0,60	5,63	0,11	0,17	4,92
Zr	87,60	22,64	3,87	0,06	19,44
Y	18,58	11,83	1,57	0,23	10,44

\*Condrito de Sun y McDonough (1989)

**IX.9:** Corrección del traquibasalto SOM20 por 25 % de fraccionamiento, según la siguiente moda mineral: 42 % cpx, 28 % pl, 27 % ol, 1,5 % mag, 1,5 % ilm.

					Fracc. 25%
		(SOM20)n			F=0,75
Muestra	SOM20	CL	condrito*	D	Co
La	33,63	141,90	0,24	0,08	108,91
Ce	72,48	118,43	0,61	0,07	90,71
Nd	38,12	81,63	0,47	0,13	63,48
Sm	7,88	51,50	0,15	0,21	41,05
Eu	2,77	47,76	0,06	0,33	39,35
Gd	7,10	34,55	0,21	0,26	27,95
Tb	0,92	24,60	0,04	0,19	19,51
Dy	4,55	17,91	0,25	0,27	14,52
Ho	0,84	14,84	0,06	0,19	11,75
Yb	1,64	9,65	0,17	0,26	7,80
Lu	0,22	8,66	0,03	0,24	6,96
Ba	1171,50	486,10	2,41	0,08	372,89
Cs	0,16	0,85	0,19	0,01	0,64
Rb	31,80	13,71	2,32	0,04	10,39
Th	2,50	86,21	0,03	0,02	65,07
Ta	1,09	77,86	0,01	0,08	59,79
Nb	31,60	128,46	0,25	0,04	97,56
Sr	1138,60	156,83	7,26	0,54	137,51
Zr	134,40	34,73	3,87	0,06	26,53
Y	23,88	15,21	1,57	0,23	12,19

\*Condrito de Sun y McDonough (1989)

**IX.10:** Corrección del traquibasalto LU48 por 25 % de fraccionamiento, según la siguiente moda mineral: 42 % cpx, 28 % pl, 27 % ol, 1,5 % mag, 1,5 % ilm.

		(LU48)n			Fracc. 25%
					F=0,75
Muestra	LU48	CL	condrito*	D	Co
La	46,80	197,47	0,24	0,08	151,56
Ce	96,70	158,01	0,61	0,07	121,03
Nd	46,50	99,57	0,47	0,13	77,43
Sm	9,76	63,79	0,15	0,21	50,85
Eu	3,03	52,24	0,06	0,33	43,05
Gd	8,34	40,58	0,21	0,26	32,83
Tb	1,16	31,02	0,04	0,19	24,60
Dy	6,23	24,53	0,25	0,27	19,88
Ho	1,10	19,43	0,06	0,19	15,39
Yb	2,43	14,29	0,17	0,26	11,55
Lu	0,36	14,06	0,03	0,24	11,30
Ba	1021,00	423,65	2,41	0,08	324,99
Cs	0,20	1,06	0,19	0,01	0,80
Rb	34,00	14,66	2,32	0,04	11,11
Th	3,71	127,93	0,03	0,02	96,57
Ta	3,16	225,71	0,01	0,08	173,33
Nb	43,80	178,05	0,25	0,04	135,22
Sr	814,00	112,12	7,26	0,54	98,31
Zr	265,00	68,48	3,87	0,06	52,32
Y	30,00	19,10	1,57	0,23	15,31

\*Condrito de Sun y McDonough (1989)

**ANEXO X**  
**MODELADO DE FUSIÓN PARCIAL**

**X.1:** Modelado de fusión parcial para los traquibasaltos SOM28, SOMW34, SOMW39, LU20, LU21, LU22 de las coladas de lavas máficas B.

Moda utilizada: ol 60%-opx25%-cpx10%-grt5%

	DM	EM1	97% DM - 3% EM1
La	0,31	48,45	1,75
Ce	0,95	105,70	4,09
Nd	0,86	52,62	2,41
Sm	0,32	9,73	0,60
Tb	0,08	1,10	0,11
Ba	1,20	542,00	17,42
Cs	0,00	0,50	0,02
Rb	0,10	40,30	1,31
Th	0,02	6,29	0,21
Ta	0,02	3,78	0,13
Nb	0,31	56,60	2,00
Sr	13,20	925,00	40,55
Zr	11,40	243,00	18,35
Y	4,10	27,01	4,79

**Ecuación de fusión parcial en equilibrio modal Shaw *et al.* (1970)**

$$C_L/C_0=1/[D+F(1-D)]$$

$C_L$ : Concentración en peso de un elemento traza en el líquido.

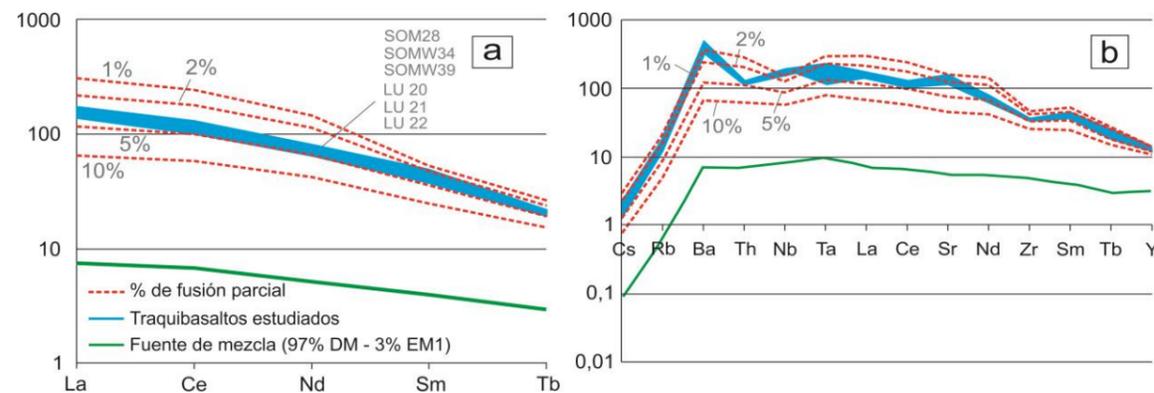
$C_0$ : Concentración en la fuente.

F: Fracción en peso del líquido generado.

D: Coeficiente de partición de la moda que se está fundiendo.

DM-EM	Fuente				Fusion 1%	Fusion 2%	Fusion 5%	Fusion 10%	(SOM28)n	(SOMW34)n	(SOMW39)n	(LU20)n	(LU21)n	(LU22)n
	97% DM - 3% EM1 (Co)	condrito*	(Co)n	D					corregida	corregida	corregida	coregida	coregida	coregida
					F: 0,01	F: 0,02	F: 0,05	F: 0,1	(Cl)	(Cl)	(Cl)	(Cl)	(Cl)	(Cl)
La	1,75	0,24	7,40	0,01	299,65	214,21	115,46	65,29	147,61	138,87	142,59	156,42	166,78	170,02
Ce	4,09	0,61	6,69	0,02	239,09	176,97	99,45	57,48	111,02	105,06	104,24	118,78	128,91	128,91
Nd	2,41	0,47	5,17	0,04	114,85	94,57	61,82	39,20	72,95	67,16	65,09	73,77	79,60	80,76
Sm	0,60	0,15	3,94	0,07	52,05	46,33	34,84	24,65	42,87	39,18	36,62	43,97	48,50	48,81
Tb	0,11	0,04	2,96	0,11	25,95	24,06	19,75	15,20	19,93	19,93	18,66	20,78	21,63	21,21
Ba	17,42	2,41	7,23	0,01	373,05	246,88	122,54	66,62	506,83	374,13	451,16	347,27	367,00	366,69
Cs	0,02	0,19	0,09	0,02	2,85	2,15	1,24	0,73	1,16	1,72	1,76	2,00	1,60	2,00
Rb	1,31	2,32	0,56	0,02	21,31	15,53	8,56	4,90	17,22	18,23	17,58	15,36	12,09	16,01
Th	0,21	0,03	7,18	0,02	286,56	205,67	111,37	63,13	110,62	120,51	127,02	116,87	116,35	123,12
Ta	0,13	0,01	9,62	0,02	298,20	228,88	134,84	80,04	106,41	121,77	116,28	216,66	217,21	221,60
Nb	2,00	0,25	8,12	0,05	148,94	126,75	87,60	57,83	188,01	189,87	188,63	165,79	172,58	167,64
Sr	40,55	7,26	5,59	0,03	160,75	125,53	75,74	45,60	155,56	128,07	112,38	130,43	137,08	131,88
Zr	18,35	3,87	4,74	0,09	45,70	42,03	33,87	25,60	21,91	34,79	33,23	34,95	34,75	35,73
Y	4,78	1,57	3,04	0,20	14,77	14,22	12,78	10,94	13,36	13,99	14,17	12,35	13,02	12,87

\*Condrito de Sun y McDonough (1989)

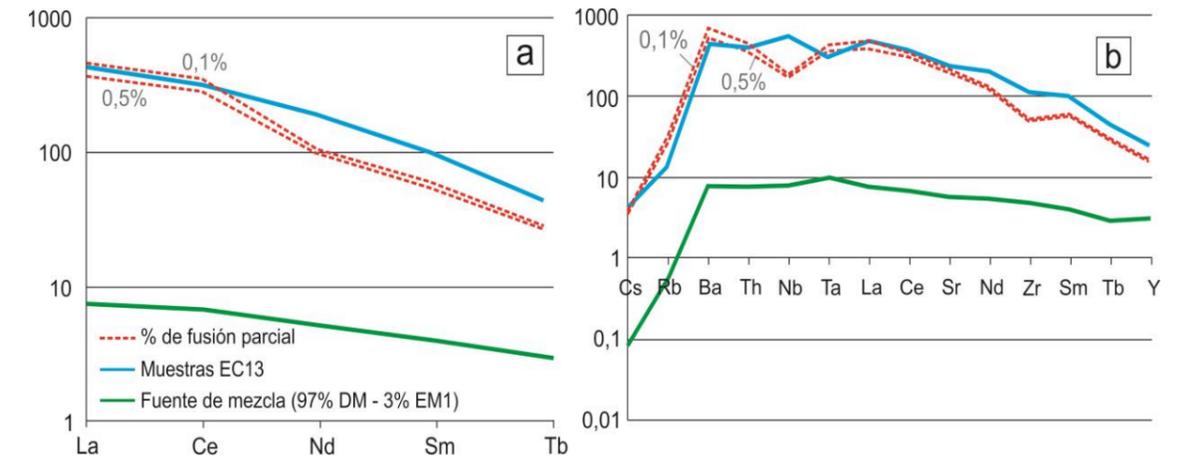


**X.2:** Modelado de fusión parcial para la basanita EC13 de los conos volcánicos y coladas de reducida extensión que sobreyacen la meseta.

Moda utilizada: ol 60%-opx25%-cpx10%-grt5%

	DM	EM1	97% DM - 3% EM1
La	0,31	48,45	1,75
Ce	0,95	105,70	4,09
Nd	0,86	52,62	2,41
Sm	0,32	9,73	0,60
Tb	0,08	1,10	0,11
Ba	1,20	542,00	17,42
Cs	0,00	0,50	0,02
Rb	0,10	40,30	1,31
Th	0,02	6,29	0,21
Ta	0,02	3,78	0,13
Nb	0,31	56,60	2,00
Sr	13,20	925,00	40,55
Zr	11,40	243,00	18,35
Y	4,10	27,01	4,79

	Fuente				Fusion 0,1%	Fusion 0,5%	(EC13)n corregida
DM-EM	97% DM - 3% EM1 (Co)	condrito*	(Co)n	D	F: 0,001	F: 0,005	(Cl)
La	1,75	0,24	7,40	0,01	467,42	374,28	425,25
Ce	4,09	0,61	6,69	0,02	349,53	290,00	314,61
Nd	2,41	0,47	5,17	0,04	142,31	128,64	190,75
Sm	0,60	0,15	3,94	0,07	58,55	55,47	97,33
Tb	0,11	0,04	2,96	0,11	27,93	27,01	43,25
Ba	17,42	2,41	7,23	0,01	690,83	501,11	429,14
Cs	0,02	0,19	0,09	0,02	4,01	3,39	3,89
Rb	1,31	2,32	0,56	0,02	32,05	26,19	12,95
Th	0,21	0,03	7,18	0,02	443,55	356,70	382,36
Ta	0,13	0,01	9,62	0,02	409,94	351,41	318,06
Nb	2,00	0,25	8,12	0,05	176,80	163,23	522,38
Sr	40,55	7,26	5,59	0,03	215,05	186,98	211,43
Zr	18,35	3,87	4,74	0,09	49,59	47,78	109,01
Y	4,78	1,57	3,04	0,20	15,31	15,06	24,28



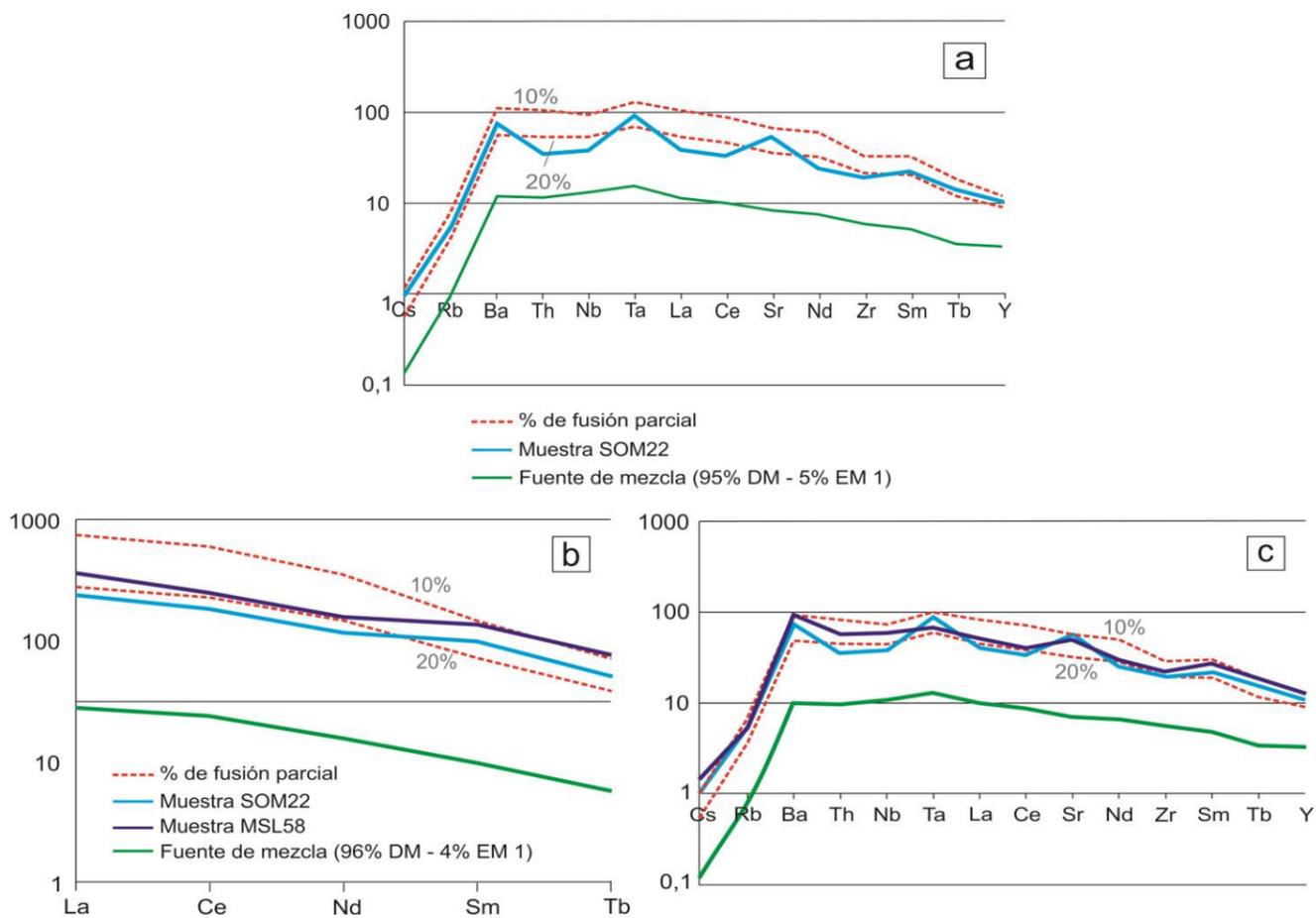
**X.3:** Modelado de fusión parcial para las andesitas basálticas SOM22 y MSL58 de las coladas de lavas máficas A.

Moda utilizada: *ol 60%-opx25%-cpx10%-grt5%*

	DM	EM1	96% DM - 4% EM1 (Co)
La	0,31	48,45	2,24
Ce	0,95	105,70	5,14
Nd	0,86	52,62	2,93
Sm	0,32	9,73	0,70
Tb	0,08	1,10	0,12
Ba	1,20	542,00	22,83
Cs	0,00	0,50	0,02
Rb	0,10	40,30	1,71
Th	0,02	6,29	0,27
Ta	0,02	3,78	0,17
Nb	0,31	56,60	2,56
Sr	13,20	925,00	49,67
Zr	11,40	243,00	20,66
Y	4,10	27,01	5,02

	fuente				Fusión 10%	Fusión 20%	(SOM22)n corregida	(MSL58)n corregida
DM-EM	96% DM - 4% EM1 (Co)	condrito*	(Co)n	D	F: 0,1	F: 0,2	(Cl)	(Cl)
La	2,24	0,24	9,43	0,01	83,21	44,52	39,13	51,78
Ce	5,14	0,61	8,40	0,02	72,19	39,15	32,71	40,25
Nd	2,93	0,47	6,27	0,03	50,76	28,39	24,34	29,71
Sm	0,70	0,15	4,55	0,07	28,51	17,99	21,37	26,36
Tb	0,12	0,04	3,23	0,11	16,61	11,37	14,01	17,98
Ba	22,83	2,41	9,47	0,01	87,29	45,64	73,94	93,69
Cs	0,02	0,19	0,11	0,02	0,95	0,52	0,95	1,36
Rb	1,71	2,32	0,74	0,02	6,41	3,45	5,54	5,17
Th	0,27	0,03	9,34	0,02	82,15	44,01	34,41	55,58
Ta	0,17	0,01	12,31	0,02	102,36	56,46	87,53	67,80
Nb	2,56	0,25	10,41	0,05	74,11	44,12	36,89	57,77
Sr	49,67	7,26	6,84	0,03	55,85	31,10	57,19	49,29
Zr	20,66	3,87	5,34	0,09	28,83	19,36	19,44	21,53
Y	5,02	1,57	3,20	0,20	11,48	8,91	10,44	12,42

\*Condrito de Sun y McDonough (1989)



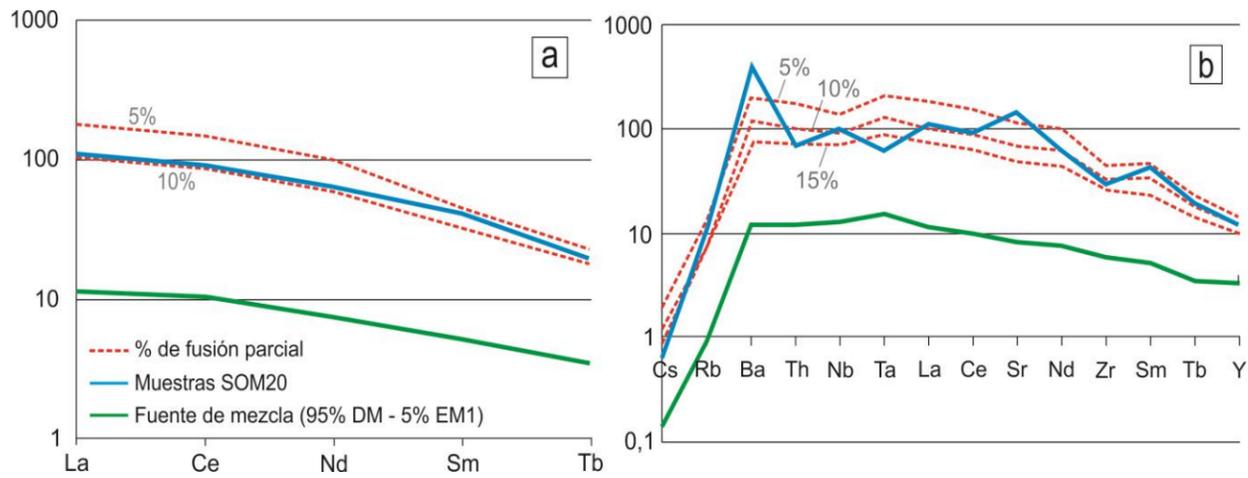
**X.4:** Modelado de fusión parcial para el traquibasaltos SOM20 de las coladas de lavas máficas B.

Moda utilizada: *ol 60%-opx25%-cpx10%-grt5%*

	DM	EM1	95% DM - 5% EM1 (Co)
La	0,31	48,45	2,72
Ce	0,95	105,70	6,19
Nd	0,86	52,62	3,45
Sm	0,32	9,73	0,79
Tb	0,08	1,10	0,13
Ba	1,20	542,00	28,24
Cs	0,00	0,50	0,03
Rb	0,10	40,30	2,11
Th	0,02	6,29	0,33
Ta	0,02	3,78	0,21
Nb	0,31	56,60	3,12
Sr	13,20	925,00	58,79
Zr	11,40	243,00	22,98
Y	4,10	27,01	5,25

Muestra	fuente			D	Fusión 5%	Fusión 10%	Fusión 15%	(SOM20)n corregida (Cl)
	95% DM - 5% EM1 (Co)	condrito*	(Co)n		F: 0,05	F: 0,1	F: 0,15	
La	2,72	0,24	11,46	0,01	178,83	101,13	70,50	108,91
Ce	6,19	0,61	10,11	0,02	150,36	86,91	61,12	90,71
Nd	3,45	0,47	7,38	0,04	88,35	56,02	41,01	63,48
Sm	0,79	0,15	5,17	0,07	45,73	32,36	25,04	41,05
Tb	0,13	0,04	3,50	0,11	23,39	18,01	14,64	19,51
Ba	28,24	2,41	11,72	0,01	198,60	107,97	74,14	372,89
Cs	0,03	0,19	0,14	0,02	2,01	1,18	0,83	0,64
Rb	2,11	2,32	0,91	0,02	13,83	7,91	5,54	10,39
Th	0,33	0,03	11,50	0,02	178,48	101,17	70,59	65,07
Ta	0,21	0,01	14,99	0,02	210,06	124,68	88,65	59,79
Nb	3,12	0,25	12,70	0,05	136,94	90,40	67,47	97,56
Sr	58,79	7,26	8,10	0,03	109,80	66,10	47,29	137,51
Zr	22,98	3,87	5,94	0,09	42,42	32,06	25,76	26,53
Y	5,25	1,57	3,34	0,20	14,03	12,01	10,49	12,19

\*Condrito de Sun y McDonough (1989)



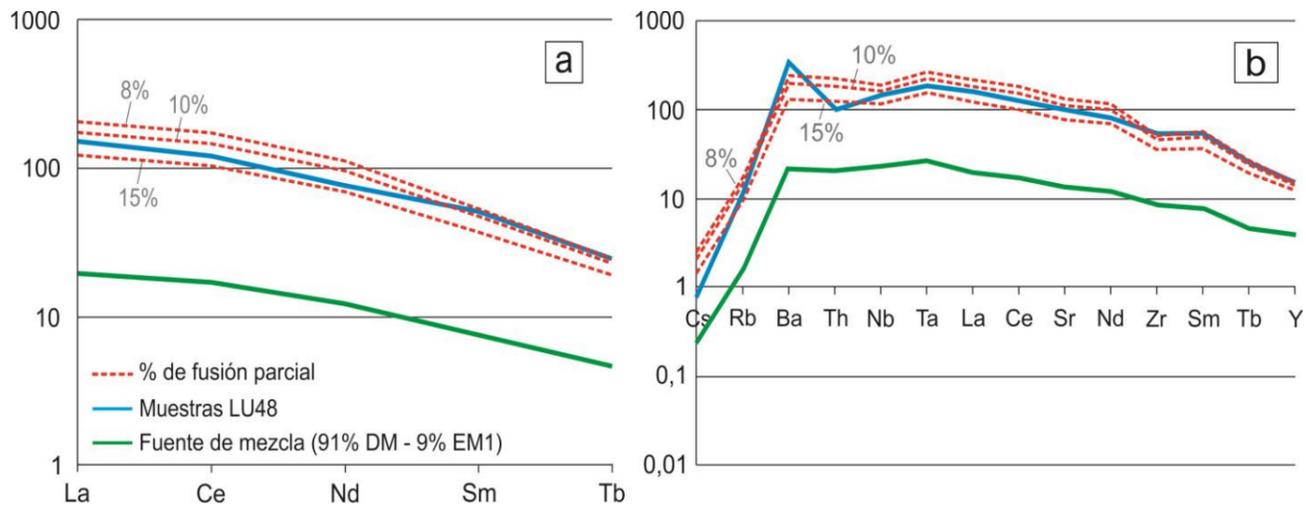
**X.5: Modelado de fusión parcial para el traquibasaltos LU48 de las coladas de lavas máficas B.**

Moda utilizada: ol 60%-opx25%-cpx10%-grt5%

	DM	EM1	91% DM - 9% EM1 (Co)
La	0,31	48,45	4,64
Ce	0,95	105,70	10,38
Nd	0,86	52,62	5,52
Sm	0,32	9,73	1,17
Tb	0,08	1,10	0,17
Ba	1,20	542,00	49,87
Cs	0,00	0,50	0,05
Rb	0,10	40,30	3,72
Th	0,02	6,29	0,58
Ta	0,02	3,78	0,36
Nb	0,31	56,60	5,38
Sr	13,20	925,00	95,26
Zr	11,40	243,00	32,24
Y	4,10	27,01	6,16

Muestra	fuente			D	Fusión 8%	Fusión 10%	Fusión 15%	(LU48)n corregida (Cl)
	91% DM - 9% EM1 (Co)	condrito*	(Co)n		F: 0,08	F: 0,1	F: 0,15	
La	4,64	0,24	19,59	0,01	209,15	172,80	120,46	151,56
Ce	10,38	0,61	16,96	0,02	175,36	145,76	102,50	121,03
Nd	5,52	0,47	11,82	0,04	105,03	89,65	65,63	77,43
Sm	1,17	0,15	7,63	0,07	54,09	47,77	36,96	50,85
Tb	0,17	0,04	4,59	0,11	26,01	23,62	19,20	24,60
Ba	49,87	2,41	20,69	0,01	233,26	190,68	130,93	324,99
Cs	0,05	0,19	0,25	0,02	2,48	2,07	1,47	0,80
Rb	3,72	2,32	1,60	0,02	16,82	13,94	9,77	11,11
Th	0,58	0,03	20,15	0,02	214,39	177,25	123,67	96,57
Ta	0,36	0,01	25,73	0,02	255,51	213,97	152,14	173,33
Nb	5,38	0,25	21,85	0,05	180,02	155,54	116,09	135,22
Sr	95,26	7,26	13,12	0,03	127,39	107,11	76,62	98,31
Hf	0,82	0,11	7,66	0,06	56,36	49,52	37,99	41,48
Zr	32,24	3,87	8,33	0,09	49,85	44,98	36,15	52,32
Y	6,16	1,57	3,92	0,20	14,97	14,10	12,33	15,31

\*Condrito de Sun y McDonough (1989)



ANEXO XI

MODELADOS DE MEZCLA ISOTÓPICA Y FUSIÓN PARCIAL CON RESULTADOS ERRONEOS

XI.1: Primer modelado de mezcla isotópica y fusión parcial con resultados poco consistentes.

Miembros finales	DM	EM1
La	5,21	110
Ce	14,86	209
Pr	2,24	24,8
Nd	12,03	90,6
Sm	3,82	14
Eu	1,36	3,92
Gd	4,99	9,98
Dy	6,08	7,2
Ho	1,28	1,27
Er	3,79	3,34
Yb	3,63	2,72
Lu	0,53	0,381
Ba	29,2	1360
Nb	5,24	148
Rb	2,88	105
Sr	129	1490
Hf	2,79	9,88
Y	36,8	36,1
Mo	0,46	6,34
Pb	0,57	9,28
U	0,119	3,4
W	0,12	1,71
Zr	116,9	385
87Sr/86Sr	0,702819	0,70505
143Nd/144Nd	0,513074	0,512534

Ecuaciones para el cálculo de la mezcla de dos componentes (Faure 1989)

$$X_M = X_A f_A + X_B (1 - f_A)$$

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_M = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_A f_A (\text{Sr}_A/\text{Sr}_M) + (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_B (1 - f_A) (\text{Sr}_B/\text{Sr}_M)$$

$$(^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd})_M = (^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd})_A f_A (\text{Nd}_A/\text{Nd}_M) + (^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd})_B (1 - f_A) (\text{Nd}_B/\text{Nd}_M)$$

$X_M$ : Concentración del elemento X en la muestra M.

$X_{A,B}$ : Concentración del elemento X en los componentes A y B, respectivamente.

$f_A$ : fracción de peso o volumen del componente A en la mezcla M.

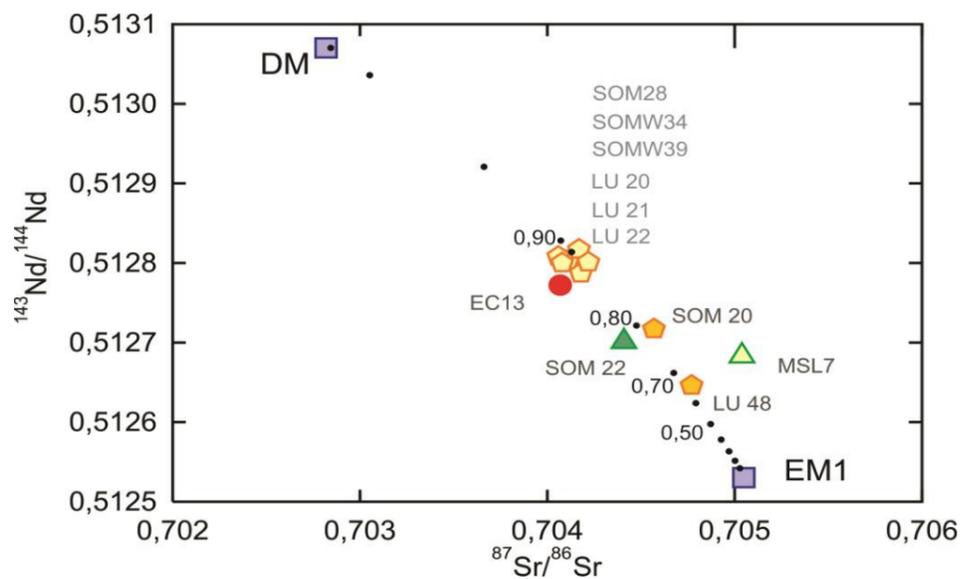
DM: Muestra "All MORB" de Newsom et al. (1986)

EM1: Muestra Tr1 de Gale et al. (2013)

MIEMBROS FINALES	87Sr/86Sr	143Nd/144Nd	Sr	Nd
DM (A)	0,702819	0,513074	129,00	12,03
EM1 (B)	0,705050	0,512534	1490,00	90,60

RESULTADOS					
componente A	componente B	SrM	NdM	87Sr/86Sr M	143Nd/144Nd M
0,999	0,001	130,36	12,11	0,702844	0,513070
0,99	0,01	142,61	12,82	0,703052	0,513036
0,95	0,05	197,05	15,96	0,703662	0,512921
0,9	0,1	265,10	19,89	0,704073	0,512828
0,89	0,11	278,71	20,67	0,704131	0,512814
0,8	0,2	401,20	27,74	0,704476	0,512721
0,7	0,3	537,30	35,60	0,704675	0,512662
0,6	0,4	673,40	43,46	0,704794	0,512624
0,5	0,5	809,50	51,32	0,704872	0,512597
0,4	0,6	945,60	59,17	0,704928	0,512578
0,3	0,7	1081,70	67,03	0,704970	0,512563
0,2	0,8	1217,80	74,89	0,705003	0,512551
0,1	0,9	1353,90	82,74	0,705029	0,512542

Muestra	87Sr/86Sr	143Nd/144Nd
DM	0,702819	0,513074
EM1	0,705050	0,512534
EC 13	0,704070	0,512772
LU 20	0,704110	0,512803
LU 21	0,704060	0,512808
LU 22	0,704080	0,512800
SOM 28	0,704170	0,512817
SOMW 39	0,704180	0,512787
SOMW 34	0,704220	0,512801
SOM 22	0,704410	0,512701
MSL 7	0,705040	0,512683
SOM 20	0,704570	0,512717
LU 48	0,704770	0,512646
0,999	0,702844	0,513070
0,99	0,703052	0,513036
0,95	0,703662	0,512921
0,9	0,704073	0,512828
0,89	0,704131	0,512814
0,8	0,704476	0,512721
0,7	0,704675	0,512662
0,6	0,704794	0,512624
0,5	0,704872	0,512597
0,4	0,704928	0,512578
0,3	0,704970	0,512563
0,2	0,705003	0,512551
0,1	0,705029	0,512542



**XI.2:** Segundo modelado de mezcla isotópica y fusión parcial con resultados poco consistentes.

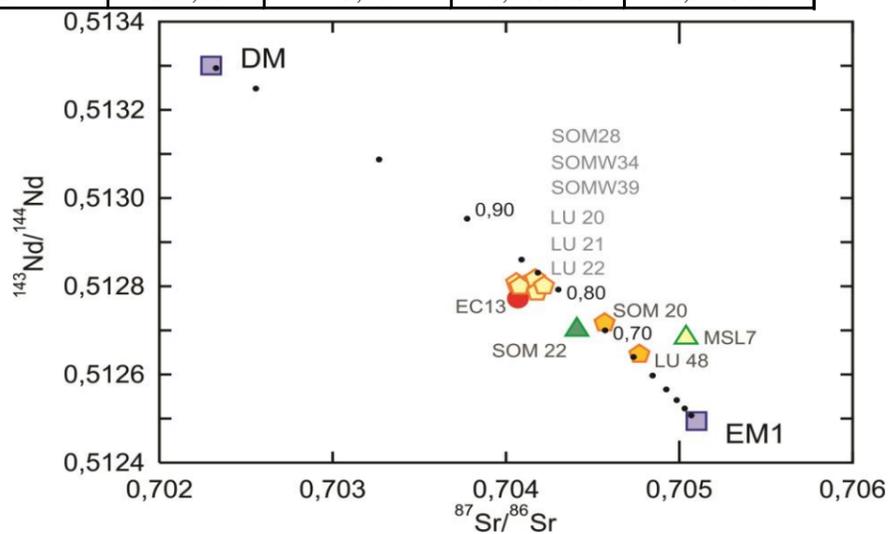
Miembros finales	DM	EM1
Nb	2,33	49,80
Zr	74,00	226,00
Y	28,00	26,39
Sr	90,00	904,00
Rb	0,56	53,40
Ga		33,10
Zn		82,00
Cu		37,50
Ni		43,60
Co		57,70
Cr		83,30
Sc		30,10
V		388,00
Ba	6,30	623,00
Cs	0,01	0,51
La	2,50	45,61
Ce	7,50	99,75
Pr	1,32	12,36
Nd	7,30	49,70
Sm	2,63	9,25
Eu	1,02	2,82
Gd	3,68	7,73
Tb	0,67	1,03
Dy	4,55	5,34
Ho	1,01	0,91
Er	2,97	2,21
Tm	0,46	0,29
Yb	3,05	1,61
Lu	0,46	0,22
Hf	2,05	5,16
Ta	0,13	3,63
Th	0,12	5,57
U	0,05	1,26
Pb	0,30	2,63
W	0,01	
Mo	0,31	
87Sr/86Sr	0,7023	0,7051
143Nd/144Nd	0,5133	0,512494

DM: isótopos de O'Nions et al. (1977) y elementos traza de Sun and McDonough (1989)  
 EM1: muestra 90648 de Tristan da Cunha (Gibson et al. 2005)

MIEMBROS FINALES	87Sr/86Sr	143Nd/144Nd	Sr	Nd
DM (A)	0,702300	0,513300	90,00	7,30
EM1 (B)	0,705100	0,512494	904,00	49,70

RESULTADOS					
componente A	componente B	SrM	NdM	87Sr/86Sr M	143Nd/144Nd M
0,999	0,001	90,81	7,34	0,702328	0,513295
0,99	0,01	98,14	7,72	0,702558	0,513248
0,95	0,05	130,70	9,42	0,703268	0,513087
0,9	0,1	171,40	11,54	0,703777	0,512953
0,85	0,15	212,10	13,66	0,704090	0,512860
0,83	0,17	228,38	14,51	0,704184	0,512831
0,8	0,2	252,80	15,78	0,704303	0,512792
0,7	0,3	334,20	20,02	0,704572	0,512700
0,6	0,4	415,60	24,26	0,704736	0,512640
0,5	0,5	497,00	28,50	0,704846	0,512597
0,4	0,6	578,40	32,74	0,704926	0,512566
0,3	0,7	659,80	36,98	0,704985	0,512542
0,2	0,8	741,20	41,22	0,705032	0,512523
0,1	0,9	822,60	45,46	0,705069	0,512507

Sample	87Sr/86Sr	143Nd/144Nd
DMM	0,702300	0,513300
EM1	0,705100	0,512494
EC 13	0,704070	0,512772
LU 20	0,704110	0,512803
LU 21	0,704060	0,512808
LU 22	0,704080	0,512800
SOM 28	0,704170	0,512817
SOMW 39	0,704180	0,512787
SOMW 34	0,704220	0,512801
SOM 22	0,704410	0,512701
MSL 7	0,705040	0,512683
SOM 20	0,704570	0,512717
LU 48	0,704770	0,512646
0,999	0,702328	0,513295
0,99	0,702558	0,513248
0,95	0,703268	0,513087
0,9	0,703777	0,512953
0,85	0,704090	0,512860
0,83	0,704184	0,512831
0,8	0,704303	0,512792
0,7	0,704572	0,512700
0,6	0,704736	0,512640
0,5	0,704846	0,512597
0,4	0,704926	0,512566
0,3	0,704985	0,512542
0,2	0,705032	0,512523
0,1	0,705069	0,512507



**ANEXO XII**  
**MODELADO DE ASIMILACIÓN Y CRISTALIZACIÓN FRACCIONADA**

**XII.1** Modelado de ACF isotópico.

**Ecuaciones de DePaolo (1981)**

$$\epsilon_m = \frac{[r/(r-1) C_a/z(1-F^{-z})\epsilon_a + C_m^0 F^{-z}\epsilon_m^0]/[r/(r-1) C_a/z(1-F^{-z}) + C_m^0 F^{-z}]}$$

$\epsilon_m$ : relación isotópica del magma.

$\epsilon_a$ : relación isotópica de la roca de caja.

$C_a$ : Concentración del elemento en la roca asimilante.

$z$ :  $(r + D - 1)/(r - 1)$

$F$ :  $M_m/M_m^0$  donde  $M_m^0$ : masa inicial de magma.  $M_m$ : masa que se está asimilando.

$C_m$ : Concentración del elemento en el magma.

$C_m^0$ : Concentración original del elemento en el magma.

$D$ : coeficiente de partición.

**Fuente de origen: andesita basáltica SOM22**

**Asimilante: riolita alta en sílice de la Sierra de Paileman (Pankhurst y Rapela 1995)**

	Componentes	87Sr/86Sr	143Nd/144Nd	Sr	Nd
<b>Origen</b>	<b>SOM22</b>	0.704410	0.512701	429.3	15.6
<b>Asimilante</b>	<b>PAI-02</b>	0.830285	0.512256	33	39.36

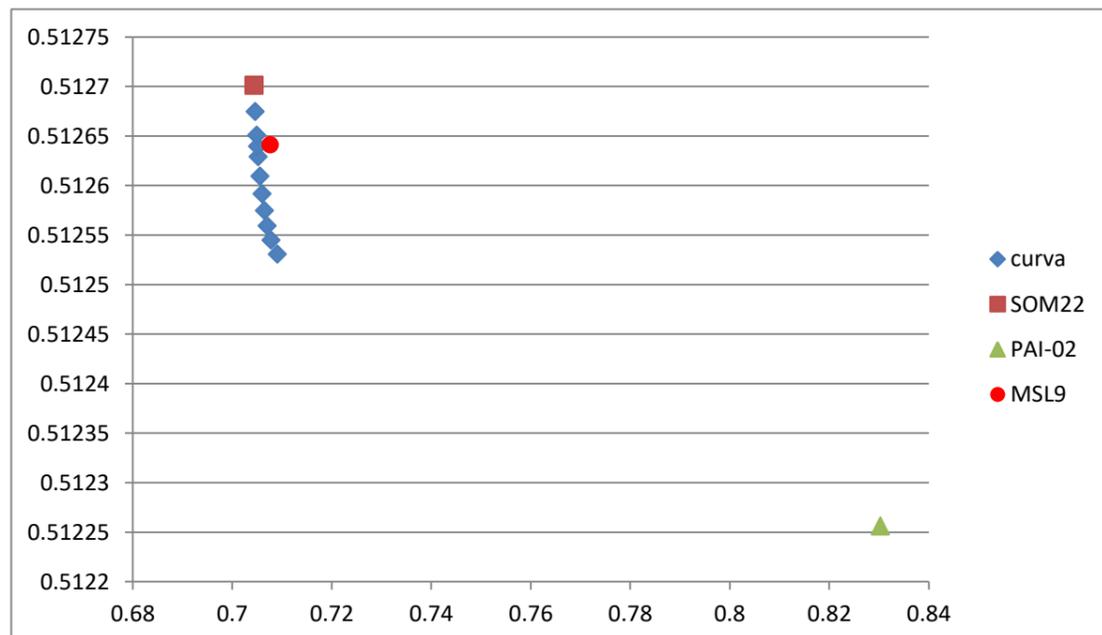
*Moda mineral para el modelado: 37pl-30opx-20cpx-10ol-3ilm*

Coeficientes de partición utilizados						
Kd	Ol	Opx	Cpx	Pl	Ilm	Mg
Nd	0.0066	0.03	0.23	0.09	0.14	0.026
Sr	0.014	0.04	0.06	1.83	0.0001	0.11

$\Sigma D$  (Sr)       $\Sigma D$  (Nd)  
0.702503      0.09316

R	R/R-1	Z	
		(R+D-1)/(R-1)	
		Sr	Nd
0	0.000	0.297	0.907
0.1	-0.111	0.219	0.896
0.2	-0.250	0.122	0.884
0.3	-0.429	-0.004	0.867
0.4	-0.667	-0.171	0.845
0.6	-1.500	-0.756	0.767
0.8	-4.000	-2.513	0.534

R:0,2	$\epsilon_m$	
muestra	87Sr/86Sr	143Nd/144Nd
0.1	0.709086225	0.512530597
0.2	0.7078486	0.512544644
0.3	0.707061734	0.512559237
0.4	0.706472845	0.512574725
0.5	0.705997565	0.512591357
0.6	0.705596706	0.512609369
0.7	0.705248681	0.512629016
0.75	0.705090145	0.512639543
0.8	0.704940263	0.512650593
0.9	0.704662727	0.512674446
SOM22	0.70441	0.512701
PAI-02	0.830285	0.512256
MSL9	0.70765	0.512641



**Para un R: 0,2 y un F: 0,75**

XII.2 Modelado ACF con elementos traza

Ecuaciones de DePaolo (1981)

$$C_m/C_m^0 = F^{-z} + (r/(r-1+D)) * C_a/C_m^0 (1 - F^{-z})$$

C<sub>a</sub>: Concentración del elemento en la roca asimilante.

z: (r + D - 1)/(r - 1)

F: M<sub>m</sub>/M<sub>m</sub><sup>0</sup> donde M<sub>m</sub><sup>0</sup>: masa inicial de magma. M<sub>m</sub>: masa que se está asimilando.

C<sub>m</sub>: Concentración del elemento en el magma.

C<sub>m</sub><sup>0</sup>: Concentración original del elemento en el magma.

D: coeficiente de partición.

		Rb	Sr	Nb	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Yb	Lu
<b>Origen</b>	<b>SOM22</b>	15	429.3	10.6	87.6	18.58	10.73	23.24	3.07	13.11	3.73	1.31	3.9	3.34	0.65	1.45	0.19
<b>Asimilante</b>	<b>PAI-02</b>	516	33	19	146	37	40.7	88.5	10.4	39.36	7.75	0.44	6.31	5.59	1.15	3.06	0.45

Moda mineral para el modelado: 42pl-30opx-15cpx-10ol-3ilm

Coeficientes de partición																	
Kd	Rb	Sr	Nb	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Yb	Lu	
<b>Ol</b>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.05	0.05	
<b>Opx</b>	0.02	0.04	0.15	0.18	0.05	0.02	0.02	0.00	0.03	0.05	0.05	0.09	0.15	0.04	0.34	0.42	
<b>Cpx</b>	0.03	0.06	0.01	0.10	0.41	0.06	0.09	0.14	0.23	0.45	0.47	0.56	0.58	0.44	0.54	0.51	
<b>Pl</b>	0.07	1.83	0.01	0.05	0.20	0.19	0.11	0.17	0.09	0.07	0.44	0.07	0.06	0.01	0.06	0.05	
<b>Ilm</b>	0.00	0.00	2.00	0.29	0.00	0.10	0.11	0.00	0.14	0.15	0.10	0.14	0.01	0.13	0.17	0.03	
<b>Mg</b>	0.11	0.11	0.40	0.10	0.00	0.02	0.02		0.03	0.02	0.03	0.30	0.30	0.02	0.02	0.02	

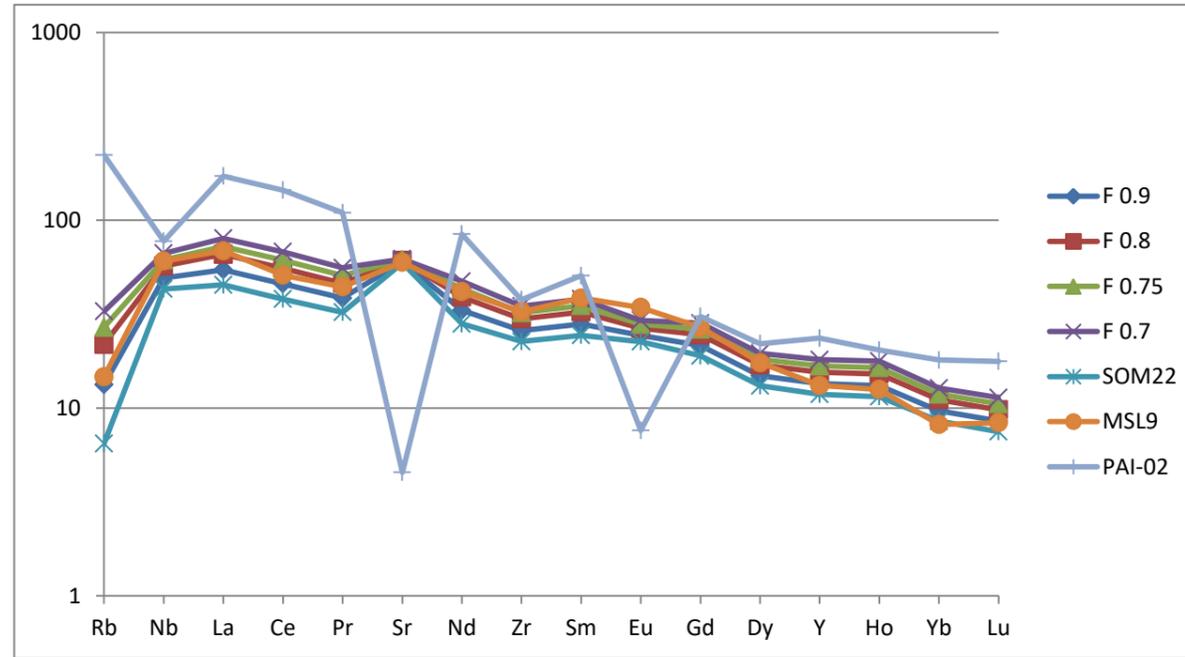
D	Rb	Sr	Nb	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Yb	Lu
0.04	0.70	0.11	0.10	0.17	0.09	0.07	0.07	0.09	0.09	0.14	0.28	0.17	0.19	0.11	0.24	0.25

R	R/(R-1)	Z: (R+D-1)/(R-1)															
0.2	-0.25	0.95	0.12	0.86	0.87	0.79	0.89	0.91	0.89	0.88	0.83	0.65	0.79	0.77	0.87	0.70	0.68

R: 0,2	Muestra	Cm															
		Rb	Sr	Nb	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Yb	Lu
	<b>F: 0,9</b>	30.87	435.72	12.13	100.07	21.20	12.90	28.03	3.66	15.48	4.28	1.42	4.41	3.77	0.74	1.64	0.22
	<b>F: 0,8</b>	50.61	443.00	14.02	115.43	24.40	15.59	33.97	4.38	18.39	4.96	1.54	5.03	4.30	0.86	1.88	0.25
	<b>F: 0,75</b>	62.39	447.03	15.13	124.54	26.28	17.18	37.50	4.81	20.13	5.37	1.62	5.40	4.61	0.93	2.02	0.27
	<b>F: 0,7</b>	75.82	451.38	16.40	134.87	28.40	18.99	41.52	5.30	22.09	5.82	1.70	5.82	4.96	1.01	2.17	0.29
	<b>F: 0,6</b>	109.19	461.22	19.51	160.32	33.57	23.45	51.46	6.51	26.94	6.93	1.90	6.82	5.82	1.20	2.54	0.34

VALORES ORDENADOS Y NORMALIZADOS AL CONDRITO (Sun y McDonough 1989)

Muestra	Rb	Nb	La	Ce	Pr	Sr	Nd	Zr	Sm	Eu	Gd	Dy	Y	Ho	Yb	Lu
<b>F0,9</b>	13.31	49.31	54.45	45.81	38.50	60.02	33.14	25.86	28.00	24.40	21.46	14.86	13.50	13.14	9.67	8.52
<b>F0,8</b>	21.81	56.97	65.77	55.51	46.14	61.02	39.02	29.83	32.45	26.59	24.50	16.94	15.54	15.18	11.05	9.78
<b>F0,75</b>	26.89	61.51	72.49	61.28	50.67	61.57	43.10	32.18	35.07	27.86	26.29	18.17	16.74	16.40	11.86	10.52
<b>F0,7</b>	32.68	66.65	80.11	67.84	55.81	62.17	47.31	34.85	38.04	29.27	28.30	19.54	18.09	17.77	12.77	11.34
<b>0.6</b>	47.06	79.31	98.93	84.08	68.50	63.53	57.69	41.43	45.31	32.68	33.21	22.90	21.38	21.14	14.95	13.32
<b>MSL9</b>	14.66	60.57	68.78	50.98	44.21	59.64	41.76	32.56	38.50	34.31	26.86	17.44	13.18	12.54	8.18	8.35
<b>SOM22</b>	6.47	43.09	45.27	37.97	32.32	59.13	28.07	22.64	24.38	22.59	18.98	13.15	11.83	11.48	8.53	7.48
<b>PAI-02</b>	222.41	77.24	171.73	144.61	109.47	4.55	84.28	37.73	50.65	7.59	30.71	22.01	23.57	20.32	18.00	17.72



**XII.3: Modelado de ACF isotópico con otros asimilantes**

**Fuente de origen: andesita basáltica SOM22**

**Asimilante: granito Caceres GAS027 (Pankhurst 2006)**

	Componentes	87Sr/86Sr	143Nd/144Nd	Sr	Nd
<b>Origen</b>	<b>SOM22</b>	0.70441	0.512701	429.30	15.60
<b>Asimilante</b>	<b>GAS027</b>	0.722228	0.511902	195.00	34.32

*ineral para el modelado: 42pl-30opx-15cpx-10ol-3ilm*

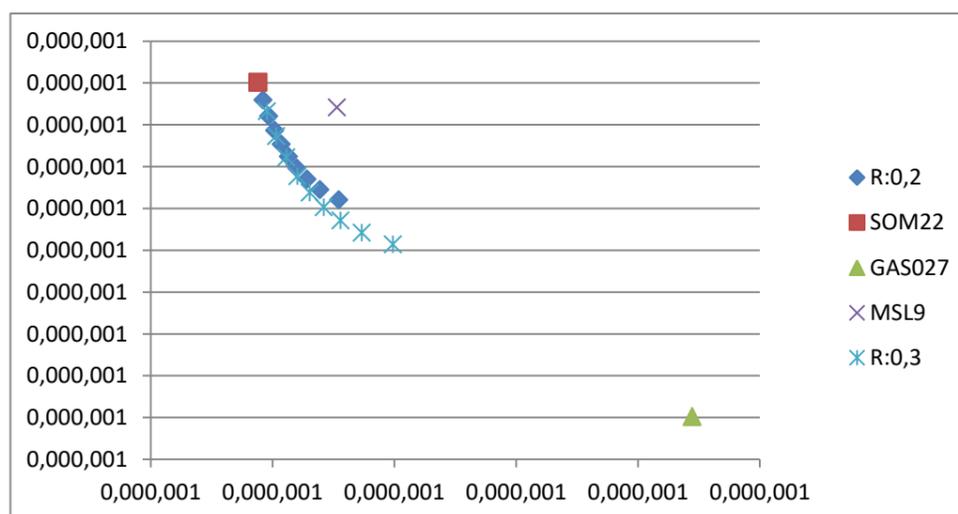
Coeficientes de partición utilizados						
Kd	Ol	Opx	Cpx	Pl	Ilm	Mg
Nd	0.0066	0.03	0.23	0.09	0.14	0.026
Sr	0.014	0.04	0.06	1.83	0.0001	0.11

$\Sigma D$  (Sr) 0.702503       $\Sigma D$  (Nd) 0.09316

R	R/R-1	Z	
		(R+D-1)/(R-1)	
		Sr	Nd
0	0.00	0.297	0.907
0.1	-0.11	0.219	0.896
0.2	-0.25	0.122	0.884
0.3	-0.43	-0.004	0.867
0.4	-0.67	-0.171	0.845
0.6	-1.50	-0.756	0.767
0.8	-4.00	-2.513	0.534

R:0,2	$\epsilon_m$	
Muestra	87Sr/86Sr	143Nd/144Nd
0.1	0.707718	0.512420
0.2	0.706946	0.512445
0.3	0.706420	0.512470
0.4	0.706007	0.512496
0.5	0.705660	0.512524
0.6	0.705359	0.512554
0.7	0.705089	0.512586
0.8	0.704845	0.512621
0.9	0.704619	0.512659
SOM22	0.70441	0.512701
GAS027	0.722228	0.511902
MSL9	0.70765	0.512641

R:0,3	$\epsilon_m$	
Muestra	87Sr/86Sr	143Nd/144Nd
0.1	0.709941	0.512314
0.2	0.708670	0.512341
0.3	0.707799	0.512371
0.4	0.707111	0.512403
0.5	0.706531	0.512438
0.6	0.706023	0.512477
0.7	0.705568	0.512522
0.8	0.705152	0.512573
0.9	0.704768	0.512632
SOM22	0.70441	0.512701
GAS027	0.722228	0.511902
MSL9	0.70765	0.512641



Fuente de origen: andesita basáltica SOM22

Asimilante: riolita baja en sílice de Sierra Grande SG-10 (Pankhurst y Rapela 1995)

	Componentes	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Sr	Nd
Origen	SOM22	0.70441	0.512701	429.3	15.6
Asimilante	SG10	0.748492	0.512327	89	53.006

Moda mineral para el modelado: 42pl-30opx-15cpx-10ol-3ilm

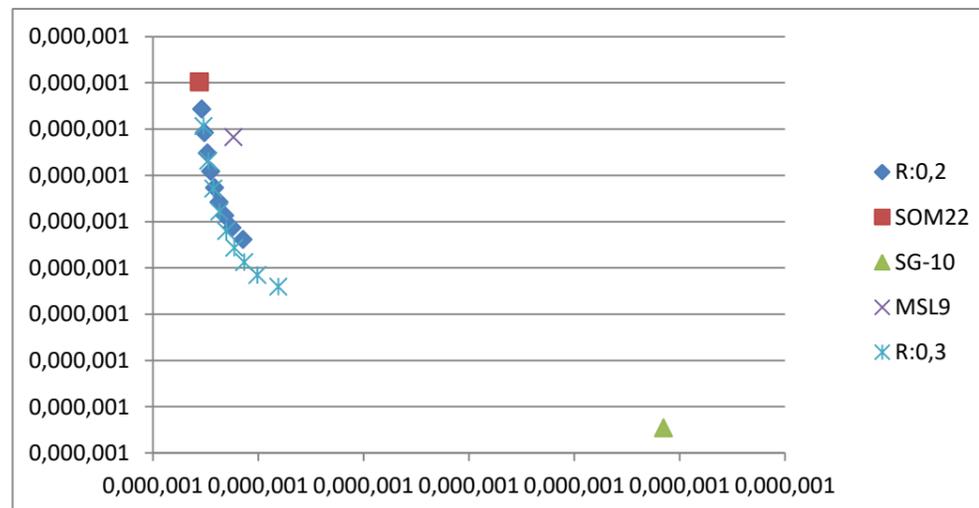
Coeficientes de partición utilizados						
Kd	OI	Opx	Cpx	Pl	Ilm	Mg
Nd	0.0066	0.03	0.23	0.09	0.14	0.026
Sr	0.014	0.04	0.06	1.83	0.0001	0.11

$\Sigma D$  (Sr)       $\Sigma D$  (Nd)  
0.702503      0.09316

R	R/R-1	Z	
		(R+D-1)/(R-1)	
		Sr	Nd
0	0.00	0.297	0.907
0.1	-0.11	0.219	0.896
0.2	-0.25	0.122	0.884
0.3	-0.43	-0.004	0.867
0.4	-0.67	-0.171	0.845
0.6	-1.50	-0.756	0.767
0.8	-4.00	-2.513	0.534

R:0,2	$\epsilon_m$	
Muestra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
0.1	0.708565	0.512531
0.2	0.707514	0.512543
0.3	0.706828	0.512557
0.4	0.706306	0.512571
0.5	0.705878	0.512587
0.6	0.705513	0.512604
0.7	0.705193	0.512624
0.8	0.704907	0.512646
0.9	0.704648	0.512672
SOM22	0.70441	0.512701
SG-10	0.748492	0.512327
MSL9	0.70765	0.512641

R:0,3	$\epsilon_m$	
Muestra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
0.1	0.711922	0.512480
0.2	0.709939	0.512492
0.3	0.708678	0.512506
0.4	0.707734	0.512522
0.5	0.706970	0.512540
0.6	0.706326	0.512561
0.7	0.705765	0.512586
0.8	0.705267	0.512616
0.9	0.704819	0.512653
SOM22	0.70441	0.512701
SG10	0.748492	0.512327
MSL9	0.70765	0.512641



Fuente de origen: andesita basáltica SOM22

Asimilante: riolita alta en sílice de la Formación Cerro del Ingeniero CON89-42 (Pankhurst y Rapela 1993, 1995)

	Componentes	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	Sr	Nd
Origen	SOM22	0.70441	0.512701	429.3	15.6
Asimilante	CON89-42	0.711119	0.512148	280	43.809

Moda mineral para el modelado: 42pl-30opx-15cpx-10ol-3ilm

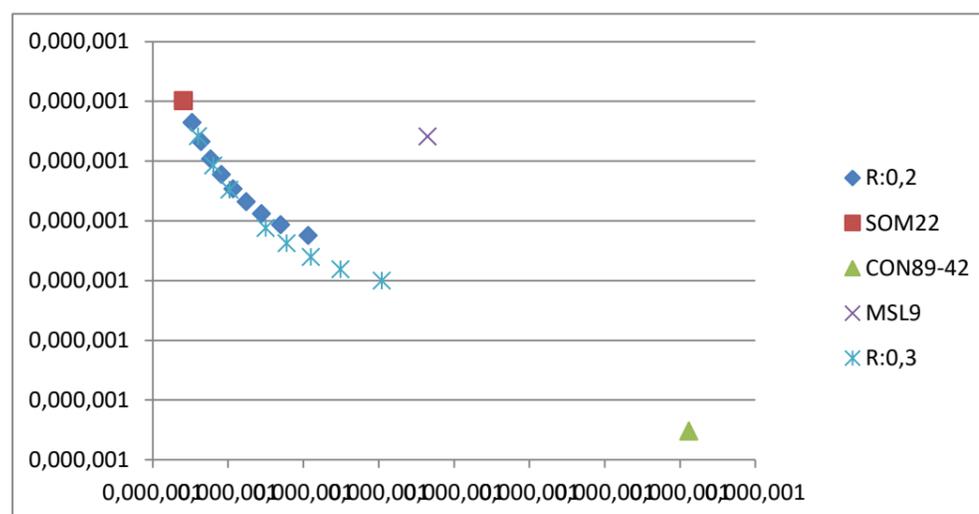
Coeficientes de partición utilizados						
Kd	OI	Opx	Cpx	Pl	Ilm	Mg
Nd	0.0066	0.03	0.23	0.09	0.14	0.026
Sr	0.014	0.04	0.06	1.83	0.0001	0.11

$\Sigma D$  (Sr)       $\Sigma D$  (Nd)  
0.702503      0.09316

R	R/R-1	Z	
		(R+D-1)/(R-1)	
		Sr	Nd
0	0.00	0.297	0.907
0.1	-0.11	0.219	0.896
0.2	-0.25	0.122	0.884
0.3	-0.43	-0.004	0.867
0.4	-0.67	-0.171	0.845
0.6	-1.50	-0.756	0.767
0.8	-4.00	-2.513	0.534

R:0,2	$\epsilon_m$	
Muestra	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd
0.1	0.706065	0.512475
0.2	0.705701	0.512493
0.3	0.705446	0.512512
0.4	0.705241	0.512532
0.5	0.705066	0.512553
0.6	0.704911	0.512577
0.7	0.704771	0.512603
0.8	0.704642	0.512632
0.9	0.704523	0.512665
SOM22	0.70441	0.512701
CON89-42	0.711119	0.512148
MSL9	0.70765	0.512641

R:0,3	$\epsilon_m$	
Muestra	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd
0.1	0.707044	0.512399
0.2	0.706496	0.512419
0.3	0.706102	0.512439
0.4	0.705780	0.512462
0.5	0.705500	0.512488
0.7	0.705019	0.512552
0.8	0.704804	0.512592
0.9	0.704602	0.512641
SOM22	0.70441	0.512701
CON89-42	0.711119	0.512148
MSL9	0.70765	0.512641



**ANEXO XIII**  
**CRISTALIZACIÓN FRACCIONADA DE LOS CONOS Y CUELLOS VOLCÁNICOS DEL BAJO DE EL CAÍN**

**XIII.1** Modelado de cristalización fraccionada de la traquiandesita basáltica LU73 a partir de la muestra RH3.

**Ecuación de Rayleigh (Neumann *et al.* 1954)**

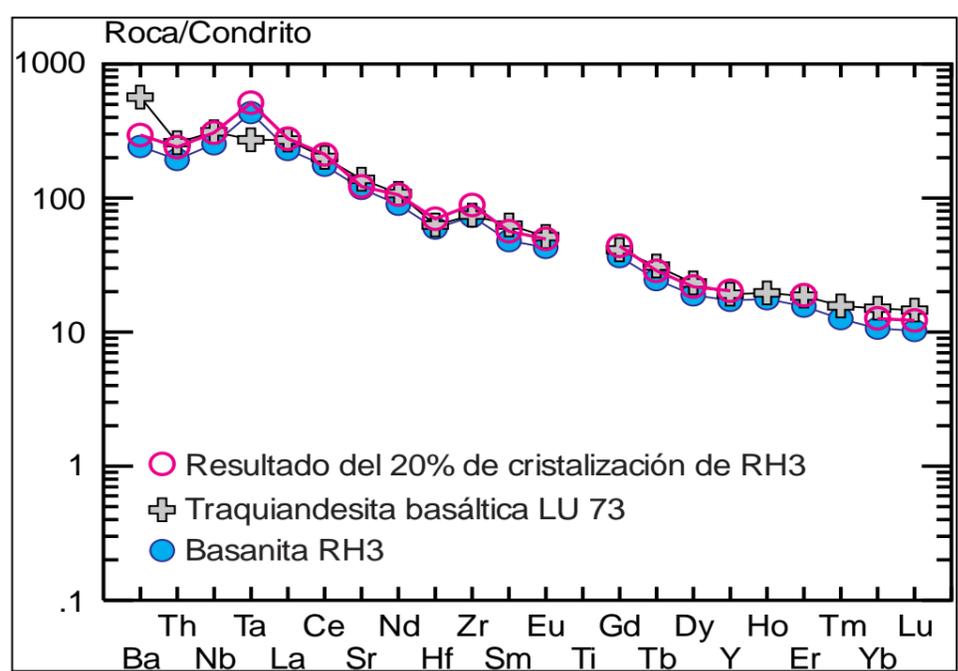
$$C_L/C_0 = F^{(D-1)}$$

$C_L$ : Concentración en peso de un elemento traza en el líquido.  
 $C_0$ : Concentración en peso de un elemento traza en el líquido parental.  
 $F$ : Fracción del líquido remanente.  
 $D$ : Coeficiente de partición de la moda que está fraccionando.

**Origen:** muestra RH3, basanita de Ranquil Huao (Remesal *et al.* 2002)

*Moda mineral utilizada: 45% plagioclasa, 25% olivino, 20% clinopiroxeno, 5% ilmenita, 5% magnetita*

	Origen/Padre	Resultado	D	20% de cristalización de RH3
Muestra	RH3	LU73		F: 0,8
Rb	38.00	69.30	0.05	47.01
Cs	0.42	0.60	0.04	0.52
Sr	854.00	1000.90	0.84	884.63
Ba	583.00	1363.00	0.11	710.55
Ta	6.06	3.80	0.23	7.19
Nb	62.30	76.70	0.13	75.68
Hf	6.34	6.70	0.27	7.46
Zr	282.00	288.00	0.11	343.60
Y	27.00	30.10	0.25	31.91
Th	5.61	7.50	0.04	6.95
La	54.46	64.20	0.16	65.65
Ce	107.20	122.80	0.15	129.45
Pr	11.66	13.43		14.58
Nd	41.77	50.50	0.25	49.40
Sm	7.34	9.61	0.27	8.64
Eu	2.48	2.99	0.35	2.87
Gd	7.50	8.43	0.16	9.04
Tb	0.92	1.16	0.31	1.07
Dy	4.80	5.90	0.36	5.54
Ho	1.00	1.11		1.25
Er	2.58	3.07	0.15	3.12
Tm	0.32	0.40		0.40
Yb	1.81	2.56	0.22	2.15
Lu	0.26	0.37	0.20	0.31

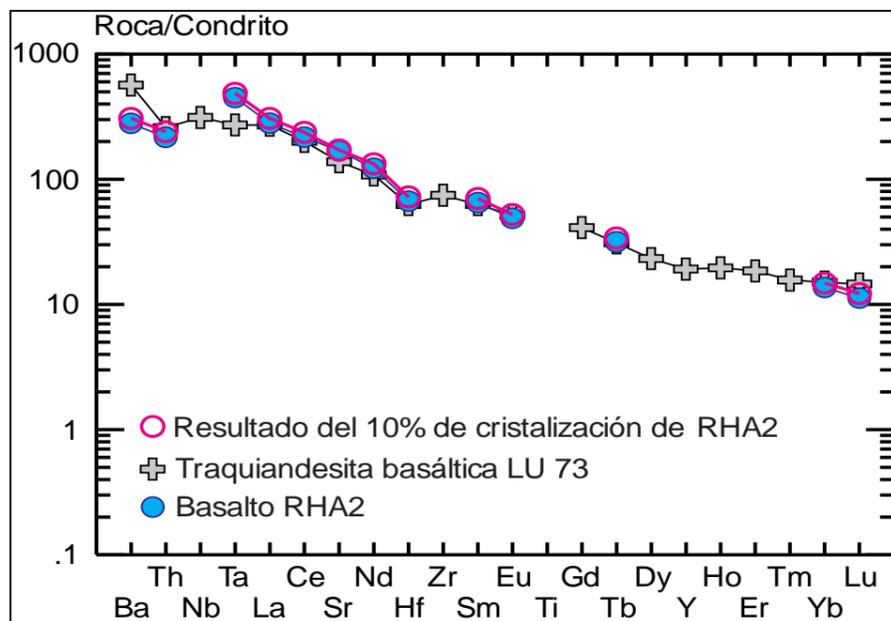


**XIII.2** Modelado de cristalización fraccionada de la traquiandesita basáltica LU73 a partir de la muestra RHA2.

**Origen:** muestra RHA2, basalto *pre-plateau* de Ranquil Huao (Kay *et al.* 2007)

*Moda mineral utilizada:* 45% plagioclasa, 25% olivino, 20% clinopiroxeno, 5% ilmenita, 5% magnetita

	Origen/Padre	Resultado	D	10% de cristalización de RHA2
Muestra	RHA2	LU73		F: 0,9
Rb		69.30	0.046	
Cs	0.43	0.60	0.035	0.48
Sr	1223.50	1000.90	0.842	1244.03
Ba	672.85	1363.00	0.113	738.74
Ta	6.28	3.80	0.234	6.81
Nb		76.70	0.128	
Hf	7.14	6.70	0.273	7.70
Zr		288.00	0.115	
Y		30.10	0.251	
Th	6.28	7.50	0.042	6.95
La	66.46	64.20	0.163	72.59
Ce	132.63	122.80	0.155	144.99
Pr		13.43		
Nd	57.25	50.50	0.248	61.97
Sm	9.96	9.61	0.269	10.76
Eu	2.83	2.99	0.350	3.03
Gd		8.43	0.161	
Tb	1.18	1.16	0.315	1.27
Dy		5.90	0.360	
Ho		1.11		
Er		3.07	0.150	
Tm		0.40		
Yb	2.32	2.56	0.225	2.52
Lu	0.29	0.37	0.204	0.31

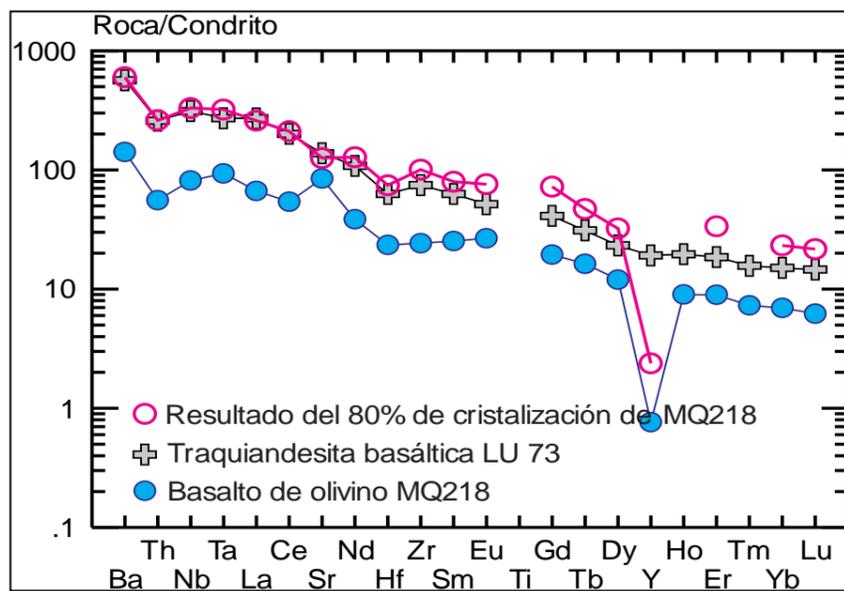


**XIII.3:** Otros modelados testeados a partir de diferentes rocas de origen.

Moda mineral utilizada: 45% plagioclasa, 25% olivino, 20% clinopiroxeno, 5% ilmenita, 5% magnetita

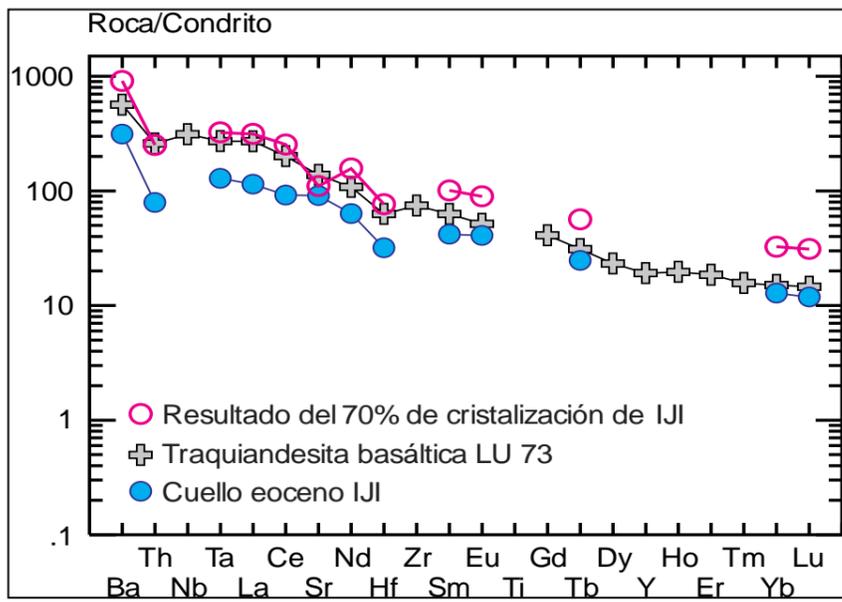
**Origen:** muestra MQ218, basalto de olivino del Complejo Volcánico Barril Niyeu (Remesal *et al.* 2012)

	Origen/Padre	Resultado	D	80% de cristalización de MQ218
Muestra	MQ218	LU73		F: 0,2
Rb	19.00	69.30	0.05	88.21
Cs	0.10	0.60	0.04	0.47
Sr	614.00	1000.90	0.84	791.65
Ba	341.00	1363.00	0.11	1420.70
Ta	1.31	3.80	0.23	4.49
Nb	20.00	76.70	0.13	81.38
Hf	2.50	6.70	0.27	8.06
Zr	94.00	288.00	0.11	390.84
Y	1.20	30.10	0.25	4.01
Th	1.62	7.50	0.04	7.57
La	15.80	64.20	0.16	60.81
Ce	33.10	122.80	0.15	129.02
Pr	3.89	13.43		
Nd	18.00	50.50	0.25	60.40
Sm	3.87	9.61	0.27	12.56
Eu	1.55	2.99	0.35	4.41
Gd	4.00	8.43	0.16	15.44
Tb	0.61	1.16	0.31	1.84
Dy	3.05	5.90	0.36	8.55
Ho	0.51	1.11		
Er	1.48	3.07	0.15	5.81
Tm	0.19	0.40		
Yb	1.18	2.56	0.22	4.11
Lu	0.16	0.37	0.20	0.57



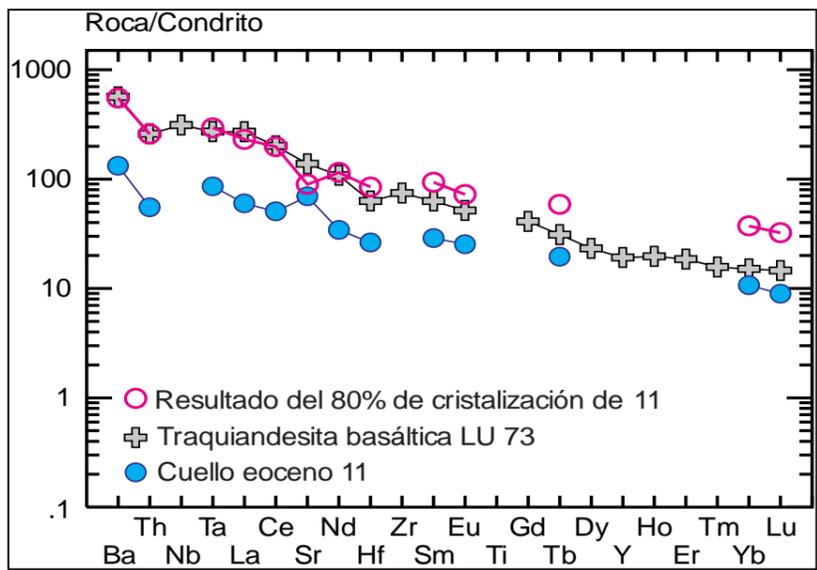
Origen: muestra IJI, cuello eoceno de la Formación Cerro Cortado (Kay *et al.* 2004)

Muestra	Origen/Padre	Resultado	D	70% de cristalización de IJI
	IJI	LU73		F: 0,3
Rb		69.30	0.05	
Cs	0.20	0.60	0.04	0.64
Sr	660.00	1000.90	0.84	798.19
Ba	755.00	1363.00	0.11	2195.64
Ta	1.80	3.80	0.23	4.53
Nb		76.70	0.13	
Hf	3.40	6.70	0.27	8.16
Zr		288.00	0.11	
Y		30.10	0.25	
Th	2.30	7.50	0.04	7.29
La	27.10	64.20	0.16	74.27
Ce	56.20	122.80	0.15	155.50
Pr		13.43		
Nd	29.60	50.50	0.25	73.21
Sm	6.39	9.61	0.27	15.42
Eu	2.37	2.99	0.35	5.19
Gd		8.43	0.16	
Tb	0.93	1.16	0.31	2.11
Dy		5.90	0.36	
Ho		1.11		
Er		3.07	0.15	
Tm		0.40		
Yb	2.18	2.56	0.22	5.54
Lu	0.30	0.37	0.20	0.79



Origen: muestra 11, basalto alcalino de cuello eoceno de la Formación El Buitre (Kay *et al.* 1993)

	Origen/Padre	Resultado	D	80% de cristalización de 11
Muestra	11	LU73		F: 0,2
Rb		69.30	0.05	0
Cs	0.14	0.60	0.04	0.66
Sr	504.00	1000.90	0.84	649.83
Ba	318.00	1363.00	0.11	1324.87
Ta	1.20	3.80	0.23	4.12
Nb		76.70	0.13	
Hf	2.80	6.70	0.27	9.02
Zr		288.00	0.11	
Y		30.10	0.25	
Th	1.60	7.50	0.04	7.48
La	14.20	64.20	0.16	54.65
Ce	31.00	122.80	0.15	120.84
Pr		13.43		
Nd	16.00	50.50	0.25	53.69
Sm	4.41	9.61	0.27	14.31
Eu	1.47	2.99	0.35	4.19
Gd		8.43	0.16	
Tb	0.73	1.16	0.31	2.20
Dy		5.90	0.36	
Ho		1.11		
Er		3.07	0.15	
Tm		0.40		
Yb	1.82	2.56	0.22	6.34
Lu	0.23	0.37	0.20	0.82



Origen: muestra RH2, basalto de *plateau* (Kay et al. 2007).

Muestra	Origen/Padre	Resultado	D	80% de cristalización de RH2
	RH2	LU73		F: 0,2
Rb		69.30	0.05	
Cs	0.07	0.60	0.04	0.09
Sr	456.67	1000.90	0.84	473.05
Ba	196.34	1363.00	0.11	239.30
Ta	1.11	3.80	0.23	1.32
Nb		76.70	0.13	
Hf	2.72	6.70	0.27	3.20
Zr		288.00	0.11	
Y		30.10	0.25	
Th	1.45	7.50	0.04	1.80
La	13.10	64.20	0.16	15.80
Ce	29.27	122.80	0.15	35.34
Pr		13.43		
Nd	15.40	50.50	0.25	18.21
Sm	4.40	9.61	0.27	5.18
Eu	1.48	2.99	0.35	1.71
Gd		8.43	0.16	
Tb	0.71	1.16	0.31	0.82
Dy		5.90	0.36	
Ho		1.11		
Er		3.07	0.15	
Tm		0.40		
Yb	1.66	2.56	0.22	1.97
Lu	0.21	0.37	0.20	0.26

