



Cuerpos traquíticos del Bajo de El Caín, Meseta de Somuncurá, Provincia de Río Negro, Patagonia Argentina

Gabriela R. FERRACUTTI¹, Lucía ASIAIN¹, Ernesto A. BJERG¹, M. Florencia GARGIULO¹, Natalia HAUSER² y Christoph HAUZENBERGER³

¹Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR, UNS-CONICET), Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur - Bahía Blanca, Argentina.

²Laboratório de Geocronología y Geoquímica isotópica, University of Brasilia, Brasil.

³Nawi Graz Geocenter, Petrology and Geochemistry, University of Graz, Austria.

E-mail: gferrac@uns.edu.ar

Editor: Carmen Martínez Dopico

Recibido: 18 de febrero de 2021

Aceptado: 9 de noviembre de 2021

RESUMEN

El bajo de El Caín se sitúa en el suroeste de la Meseta de Somuncurá, en la provincia de Río Negro. Allí afloran domos y cuerpos subvolcánicos que en un principio fueron incluidos como parte de la Formación El Buitre (Eoceno), que se compone de gabros subvolcánicos aflorantes en la provincia de Chubut. En la Hoja Geológica Maquinchao, tales afloramientos son considerados como cuerpos sieníticos y asignados a la Formación Cerro Cortado del Paleoceno-Eoceno. Sin embargo, independientemente de la formación a la cual pertenezcan, los estudios desarrollados en el presente trabajo han permitido determinar que los cerros Anequén, Caín, Roseta y Cristiano Muerto, están constituidos por traquitas. En base a los modelados petrogenéticos realizados a partir de elementos traza e isótopos de Rb-Sr y Sm-Nd en roca total se determinó que las traquitas no se originaron a partir de los miembros máficos de la Formación Cerro Cortado ni de la Formación El Buitre, así como tampoco de las lavas *plateau* de la Formación Somuncurá o de la Superunidad Quiñelaf. Asimismo, los resultados de los modelados petrogenéticos presentados en esta contribución permitieron establecer que las rocas estudiadas se formaron como resultado de un 60 a 70 % de cristalización fraccionada de un magma alcalino, de composición similar a un basalto del área de Ranquil Huao, correspondiente a las lavas *pre-plateau* asignadas a las primeras efusiones lávicas de la Formación Somuncurá, y aproximadamente entre un 20 y un 30 % de asimilación de corteza ígnea o metamórfica.

Palabras clave: traquitas, domos y cuerpos subvolcánicos, modelado petrogenético, Formación Cerro Cortado, Patagonia.

ABSTRACT

Trachyte bodies from bajo de El Caín, Meseta de Somuncurá, Río Negro Province, Patagonia Argentina.

The El Caín bajo is located at the southwestern part of the Meseta de Somuncurá, in the Río Negro province. In this place domes and subvolcanic bodies crop out which at first were considered as El Buitre Formation (Eocene), which is made up of subvolcanic gabbros in the Chubut province. In the Maquinchao geological map, such outcrops are considered as syenitic bodies and assigned to the Cerro Cortado Formation of the Paleocene-Eocene. Regardless of the formation to which they belong, the studies carried out in this work have determined that the Anequén, Caín, Roseta and Cristiano Muerto hills are composed of trachytes. Based on petrogenetic modeling carried out on whole rock trace elements and Rb-Sr and Sm-Nd isotopes composition, it was determined that the trachytes did not originate from the mafic members of the Cerro Cortado Formation, nor from the El Buitre Formation nor from the plateau lavas of the Somuncura Formation or from the Quiñelaf Superunit. Likewise, the results of the petrogenetic modeling presented in this contribution allowed to establish that the studied rocks were formed as a result of 60 to 70 % of fractional crystallization of an alkaline magma, with a similar composition to a basalt from Ranquil Huao area, corresponding to the pre-plateau lavas, assigned to the first lava effusions of the Somuncurá Formation, and approximately between 20 and 30 % of igneous or metamorphic crustal assimilation.

Keywords: trachytes, domes and subvolcanic bodies, petrogenetic modeling, Cerro Cortado Formation, Patagonia.

INTRODUCCIÓN

La Meseta de Somuncurá se localiza en las provincias de Río Negro y Chubut, aproximadamente entre los paralelos 40°30' y 43° de latitud sur y constituye el mayor campo volcánico máfico de intraplaca de la Patagonia. El contexto tectónico en el cual se originó este vulcanismo aún es motivo de discusión. Por un lado, ha sido relacionado al desmembramiento de la placa de Farallón (Kay et al. 2007), la cual produjo un cambio en la dirección y velocidad de convergencia con la placa Sudamericana (Cande y Leslie 1986, Somoza 1998). En este sentido, Kay et al. (1992, 1993, 2007), Ntaflos et al. (2000), Bjerg et al. (2005) y Asiain (2020) proponen que la provincia geológica de Somún Cura estuvo asociada con una anomalía térmica en el manto, en el transcurso de la reorganización de las placas, y consideran que la fuente mantélica del vulcanismo al norte de Patagonia estaría relacionada con plumas de manto. Por su parte, Muñoz et al. (2000) y Aragón et al. (2011, 2013) plantean la asociación con ventanas astenosféricas 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. Honda et al. (2006) y Orihashi et al. (2010) también hacen referencia al vulcanismo como producto de variaciones en la cuña de manto e influjo de manto astenosférico. Por otra parte, Remesal et al. (2011) atribuyen el magmatismo a un proceso de delaminación litosférica producto de perturbaciones gravitacionales durante la reorganización de las placas. Recientemente, Navarrete et al. (2020), sobre la base de tomografías sísmicas, reconstrucciones cinemáticas 2D, modelos de subsidencia y la revisión de las teorías mencionadas, proponen que el magmatismo alcanzó su punto máximo entre los 29 y 20 Ma y que éste fue influenciado por los fluidos relacionados con la subducción de la placa Farallón-Nazca, la cual alcanzó la base de la zona de transición del manto, se estancó y acentuó la deformación de dicha zona. Por otra parte, Cordenons et al. (2020) realizaron una revisión de las edades establecidas hasta el momento para el vulcanismo del norte de Patagonia, y a partir de la disposición del vulcanismo, sugieren que el mismo estaría vinculado con la reactivación de estructuras a partir de los cambios en los vectores de convergencia entre las placas Farallón-Nazca y Sudamericana.

El bajo de El Caín, está localizado en la región suroeste de la meseta, entre los paralelos 41°30' y 41°45' de latitud sur y los meridianos 68°00' y 68° 25' de longitud oeste (Figs. 1 y 2) y tiene una extensión de 15 km en dirección N-S y 30 km en sentido E-O. Allí afloran dos domos y dos cuerpos subvolcá-

nicos de composición traquítica que conforman los cerros que constituyen el objeto de estudio del presente trabajo (Figs. 2 y 3).

Estos cerros, fueron originalmente incluidos en la Formación El Buitre (Eoceno) por Ardolino y Franchi (1993), la cual comprende cuerpos subvolcánicos de composición gábrica correspondientes a domos o lacolitos aislados y equidimensionales tales como los cerros El Buitre, Buitre Chico, El Barco, Cacho o Huichilau, localizados en la provincia de Chubut. Posteriormente, Ardolino et al. (1995) incluyeron en esta formación gabros y rocas de la serie gabro-gabro foidífero-monzogabro foidífero con variedades sieníticas. Por su parte, en la Hoja Geológica Maquinchao, Remesal et al. (2001) incorporaron los afloramientos del bajo de El Caín a la Formación Cerro Cortado (Paleoceno-Eoceno). Dichos autores amplían la definición litológica de la formación indicando que se trata de un magmatismo básico a mesosilícico de afinidad alcalina de composición gábrico-sienítico. Coira (1979) definió a la Formación Cerro Cortado en la localidad tipo de los cerros Cortado y Negro, situados aproximadamente 16 km al sur de Ingeniero Jacobacci (Fig.1). Dicha formación esta compuesta por rocas subvolcánicas alcalinas correspondientes a teschenitas (gabros analcímicos), las cuales se presentan como diques y pequeños cuerpos ovales a irregulares.

El objetivo del presente trabajo es dar a conocer la geología de los cerros Anequén, Caín, Roseta y Cristiano Muerto situados en el bajo de El Caín y contribuir al conocimiento de la estratigrafía del área. Para ello, se presenta la petrografía, junto a los primeros análisis de química mineral, geoquímica de roca total e isotopía de las rocas traquíticas que constituyen a los mencionados cerros. Asimismo, con el propósito de determinar el posible magma parental del cual derivaron estas rocas, se efectuaron modelados petrogenéticos de cristalización fraccionada y asimilación y cristalización fraccionada, en base a datos isotópicos de Rb-Sr y Sm-Nd y contenidos de elementos traza en roca total propios y de la literatura.

MARCO GEOLÓGICO

En el área del bajo de El Caín las unidades más antiguas están representadas por arcillitas, pelitas, areniscas y coquinas correspondientes a las Formaciones Coli Toro (Bertels 1969) y Roca (Weaver 1927, Bertels 1969, Camacho 1992), las cuales, sobre la base de su contenido fosilífero, fueron asignadas al Maastrichtiense (Groeber 1931, 1959, Leanza 1964, Riccardi 1975, 1980) y Daniense (Bertels 1969), respectivamente.



Figura 1. Imagen satelital de *Google Earth* donde se indica con un recuadro rojo el área de estudio.

La Formación Cerro Cortado, aflorante en el ámbito del bajo de El Caín y objeto de estudio del presente trabajo, fue definida por Coira (1979) en la localidad tipo del cerro Cortado, al sur de Ingeniero Jacobacci (Fig. 1). Según esta autora, está compuesta por rocas subvolcánicas alcalinas correspondientes a teschenitas (gabros analcímicos) de los cerros Cortado y Negro que asigna al Eoceno. A partir del porcentaje de analcima que presentan estas rocas (entre 5 y 20 %), Nullo (1978) las ubica en el límite entre crinanitas (gabros o doleritas con analcima) y teschenitas. González et al. (1999) además de incluir las teschenitas y crinanitas antes mencionadas en la Formación Cerro Cortado, incorporan a la misma los gabros alcalinos estudiados por Nañez (1983) en los contrafuertes occidentales en la meseta de Coli Toro, al norte al área de estudio.

En el bajo de El Caín, los cuerpos subvolcánicos aflorantes fueron relacionados a la Formación El Buitre (Ardolino y Franchi 1993, Kay et al. 2007), cuya localidad tipo se encuentra en la provincia de Chubut, y a la Formación Cerro Cortado (Remesal et al. 2001), ambas equivalentes entre sí. Según Remesal et al. (2001), en el área del bajo de El Caín, la Formación Cerro Cortado está constituida por un magmatismo de composición gábrico-sienítico con afinidades alcalinas, a la cual separan litológicamente en dos grupos: a) los cerros de composición básica, entre los que se incluyen Ñe Luan y Pilquiniyeu (Fig. 1); y b) los cerros que clasifican como sieníticos: Anequén, Caín y otro próximo al camino que une el poblado de El Caín con Maquinchao (referido en el presente trabajo como “cerro Roseta”) (Fig. 2). En trabajos más recientes,

Salani et al. (2015) estudian el cerro Pilquiniyeu Chico (Fig. 1) y distinguen dos grupos de rocas atribuibles a dos etapas de formación. El primer grupo está integrado por basanitas portadoras de nódulos ultramáficos, y el segundo por sienitas foidicas.

En la provincia de Chubut las rocas máficas de características equivalentes temporal y composicionalmente a la Formación Cerro Cortado corresponden a las Formaciones El Buitre y Canquel (Lema y Cortés 1987) y han sido estudiadas por numerosos autores, entre ellos Ardolino y Franchi (1993), Ardolino et al. (1995), Menegatti et al. (2014, 2018), Alric y Massaferró (2017) y Haller et al. (2020).

Si bien numerosos cuerpos subvolcánicos y conos volcánicos correlacionables temporal y composicionalmente con las Formaciones Cerro Cortado y El Buitre han sido datados en diferentes localidades de la Patagonia (Nullo 1978, Coira 1979, Coira et al. 1985, Ardolino y Franchi 1993, Ardolino et al. 1995, entre otros), para el área de estudio no se cuenta hasta el momento con determinaciones de edades radiométricas. El rango de edades publicadas varía desde el Paleoceno hasta el Eoceno medio (Cordenons et al. 2020), aunque existe una importante concentración de edades en el Eoceno. Para el caso particular de la Formación Cerro Cortado, Coira (1979) obtuvo una edad K-Ar en roca total de 45 ± 5 Ma (Eoceno) en teschenitas o gabros analcímicos del cerro Cortado (Fig. 1).

Las efusiones básicas correspondientes a la unidad Basalto Pilquiniyeu (Remesal et al. 2001) se localizan al sur del bajo de El Caín (Fig. 2). A partir de las relaciones estratigráficas con la Formación Roca y el Grupo Sarmiento, estas lavas

fueron asignadas, por dichos autores, al Eoceno, siendo contemporáneas o levemente posteriores a los cuerpos asignados a la Formación Cerro Cortado.

En el Eoceno tardío-Oligoceno (épocas indicadas por Remesal et al. 2001) se depositaron las tobas y tufitas ricas en vidrio del Grupo Sarmiento (Simpson 1941). En el área de estudio, esta unidad está representada principalmente en la barda que rodea al bajo de El Caín (Fig. 2). Ardolino y Fran-

chi (1993) indican que los depósitos de este grupo presentan coloración blanquecina y amarillenta, están consolidados, groseramente estratificados y/o macizos, con presencia de paleosuelos. Los depósitos piroclásticos de esta unidad fueron interpretados como depósitos de caída (Mazzoni 1985), a partir de lluvias de ceniza provenientes de sectores cercanos al área cordillerana, y como productos de las erupciones ocurridas en el área de la meseta (Franchi y Nullo 1986).

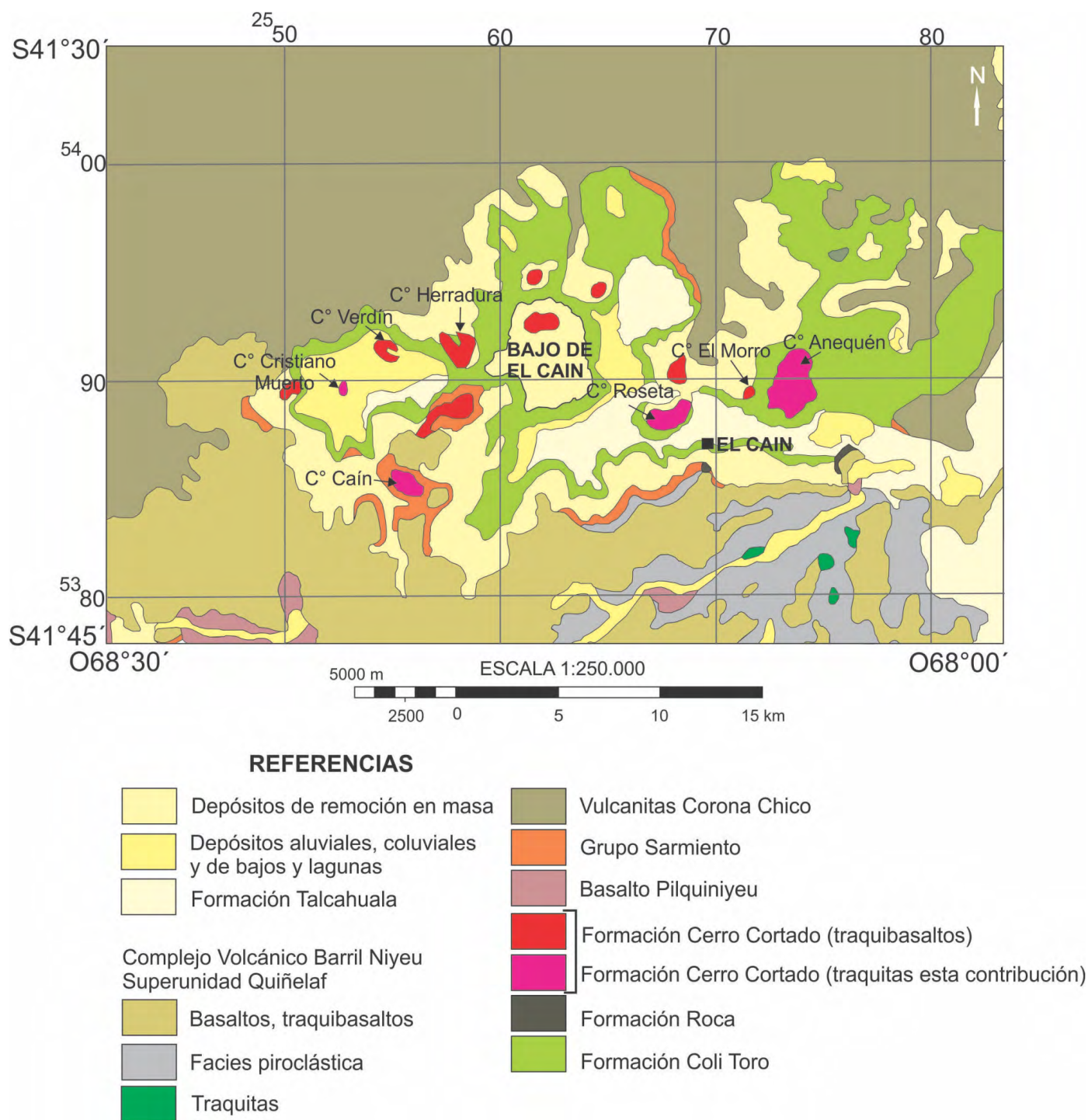


Figura 2. Mapa geológico del área de estudio (modificado de Remesal et al. 2001 y Asiain et al. 2019, 2021).

Las principales efusiones volcánicas que dan origen a la Meseta de Somuncurá, fueron asignadas por Ardolino (1981) a la Formación Somuncurá, denominadas como “basaltos de *plateau*” por Corbella (1984) y lavas *plateau* por Kay et al. (2007). Dichas rocas corresponden a basaltos olivínicos y andesitas basálticas de composición intermedia entre subalcalina y alcalina (Remesal y Parica 1989, Kay et al. 1993, 2007, Asiain et al. 2017a, b, Remesal et al. 2018 y referencias en ellos citadas). Recientemente, Cordenons et al. (2020) revisaron todas las edades radiométricas disponibles en la literatura de esta formación, indicando que el vulcanismo estuvo activo entre el Oligoceno temprano y el Mioceno temprano a medio. Los afloramientos de la Formación Somuncurá se localizan fuera del área de estudio, hacia el sector NE del bajo de El Caín (Fig. 2).

Durante el Mioceno tuvo lugar un evento volcánico cuyas efusiones están agrupadas en dos unidades: Vulcanitas Corona Chico y Superunidad Quiñelaf (ambas descritas por Franchi et al. 2001). Las rocas de la unidad Vulcanitas Corona Chico están localizadas en los márgenes norte y oeste del bajo de El Caín y fueron estudiadas por Remesal et al. (2001) y Asiain et al. (2019). Incluyen conos monogenéticos y coladas lávicas de traquibasaltos y traquiandesitas basálticas, las cuales corresponden al Mioceno (Salani et al. 2006, Kay et al. 2007). La Superunidad Quiñelaf comprende complejos volcánicos bimodales basalto-traquita/riolita, tales como Apas, Alta Sierra, Talagapa, Barril Niyeu y Agua de la Piedra. Recientemente, Cordenons et al. (2020) indicaron que el vulcanismo relacionado a esta superunidad habría estado activo entre el Eoceno tardío y el Mioceno tardío. En el límite sur del bajo de El Caín se destacan los afloramientos del Complejo Volcánico Barril Niyeu, del Mioceno temprano (Remesal et al. 2012), cuyo centro eruptivo se localiza al sur del mencionado bajo, en la sierra de Chauchañeu. Las efusiones miocenas de las unidades antes mencionadas fueron agrupadas por Kay et al. (2007) bajo la denominación de lavas *post-plateau*.

En el área del bajo de El Caín, el Cuaternario está representado por depósitos conglomerádicos y areniscosos de la Formación Talcahuala (Holmberg y Methol 1974), por depósitos aluviales, coluviales y de bajos y lagunas, así como por depósitos de remoción en masa (Remesal et al. 2001).

METODOLOGÍA

Se realizó la descripción petrográfica de muestras representativas con un microscopio de polarización Nikon Eclipse E400 Pol equipado con cámara fotográfica. Las secciones delgadas se confeccionaron en el Laboratorio de Petrotomía

del Instituto Geológico del Sur y del Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur (Bahía Blanca).

Dado que en la literatura no existe un criterio único para discriminar las poblaciones de cristales según sus dimensiones, para los rangos de tamaños observados en el presente trabajo se estableció lo siguiente: fenocristales: > 1 mm, microfenocristales: < 1 mm y > 0.5 mm y microlitos: < 0.5 mm.

Los análisis de composición química mineral se llevaron a cabo con una microsonda electrónica JEOL 6310 SEM en NAWI Graz Geocenter of Natural Sciences, Graz, Austria. Las condiciones analíticas fueron 15 kV de voltaje de aceleración y un haz de corriente de 20 nA. Se emplearon los siguientes estándares minerales: adularia para Si, K y 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 en este tipo de análisis de rutina varían entre 0.05 a 0.1 % en peso para WDS (F y Na) y 0.1 a 0.5 % en peso para EDS (usado en el resto de los elementos analizados). En los cuadros 1 y 2 se presentan los resultados obtenidos del análisis de química mineral en feldespatos alcalinos y piroxenos, respectivamente.

La clasificación composicional de feldespatos se efectuó según Deer et al. (1992) mientras que la clasificación química de los piroxenos se efectuó según Morimoto et al. (1988) (Cuadro 2). Las abreviaturas minerales corresponden a Whitney y Evans (2010).

Se realizaron 4 análisis geoquímicos de elementos mayoritarios y traza en roca total (Cuadro 3) en los laboratorios ActLabs, de Canadá, Bureau Veritas Minerals, en la provincia de Mendoza y en el Department of Lithospheric Research de la University of Vienna, Austria.

El análisis de los isótopos radiogénicos Sr y Nd fue realizado en el Laboratório de Geocronología y Geoquímica Isotópica de la Universidade de Brasilia, Brasil, 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 un espectrómetro de masas multicolelector de ionización térmica (ID-TIMS) Triton, con los siguientes estándares: NBS 987 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.71029; BHVO 2 y BCR-1 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: 0.512993 ± 6; y JM $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: 0.512251 ± 6. La relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ fue normalizada a 0.7219 de $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y la constante de decaimiento empleada fue $6.54 \times 10^{-12}/\text{y}$ (Lugmair y Marti 1978). El error en la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ corresponde a ± 0.01 % (2σ) y en las relaciones Sm/Nd y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ a ± 0.2 % (2σ) y ± 0.005 % (2σ), respectivamente.

Cuadro 1. Composición química de los cristales de feldespato alcalino en muestras de los cerros traquíticos estudiados del bajo de El Caín. F: fenocristal; CP: cristal de la pasta.

Localización	cerro Anequen				cerro Caín								
	Muestra	LU75-1	LU75-2	LU75-3	LU75-4	LU9-1	LU9-2	LU9-3	LU9-4	LU9-5	LU9-6	LU9-7	LU9-8
Tipo de cristal	F	F	CP	CP	CP	CP	CP	CP	CP	CP	CP	CP	CP
SiO ₂	65.13	65.62	66.94	65.06	66.91	65.61	66.11	66.40	66.48	66.82	66.88	66.48	66.48
TiO ₂	0.09	0.12	0.13	0.06	0.00	0.02	0.05	0.04	0.04	0.02	0.02	0.10	0.10
Al ₂ O ₃	21.01	21.79	20.89	20.47	19.18	19.95	19.39	19.14	19.02	18.77	18.17	19.05	19.05
Cr ₂ O ₃	0.00	0.02	0.00	0.05	0.03	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.08	0.08
Fe ₂ O ₃	0.24	0.43	0.00	0.22	0.53	0.44	0.65	0.68	0.66	0.62	1.24	0.65	0.65
FeO	0.00	0.00	0.39	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.22	0.22	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.03	0.05	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01
CaO	0.86	0.92	0.87	0.05	0.18	0.52	0.39	0.33	0.35	0.17	0.03	0.32	0.32
Na ₂ O	5.75	8.83	9.03	4.68	7.33	9.05	8.18	7.04	7.99	7.36	6.71	7.55	7.55
K ₂ O	8.21	3.39	2.88	10.36	6.88	4.76	5.86	7.22	5.93	7.13	7.92	6.27	6.27
Total	101.52	101.34	101.24	100.93	101.03	100.39	100.66	100.91	100.51	100.92	100.98	100.51	100.51
Normalización en base a 5 cationes y 8 oxígenos													
Si	2.87	2.87	2.94	2.88	2.91	2.77	2.84	2.90	2.88	2.89	2.94	2.92	2.92
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
Al	1.09	1.12	1.08	1.07	0.98	0.99	0.98	0.98	0.97	0.96	0.94	0.99	0.99
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
Fe ³⁺	0.06	0.04	0.00	0.08	0.10	0.22	0.17	0.11	0.13	0.13	0.11	0.08	0.08
Fe ²⁺	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
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
Mg	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
Ca	0.04	0.04	0.04	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01
Na	0.49	0.75	0.77	0.40	0.62	0.74	0.68	0.60	0.67	0.62	0.57	0.64	0.64
K	0.46	0.19	0.16	0.58	0.38	0.26	0.32	0.40	0.33	0.39	0.44	0.35	0.35
Total	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
ΣSi+ Al+Ti+Fe ³⁺	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0
ΣCa+Na+K	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
Miembros finales													
An	4.09	4.38	4.20	0.25	0.83	2.31	1.78	1.54	1.61	0.77	0.15	1.48	1.48
Ab	49.44	76.32	79.18	40.58	61.30	72.55	66.74	58.79	66.12	60.61	56.20	63.68	63.68
Or	46.47	19.30	16.62	59.17	37.87	25.13	31.48	39.66	32.27	38.62	43.65	34.83	34.83

CARACTERÍSTICAS Y MORFOLOGÍA DE LOS CERROS ESTUDIADOS

El cerro Anequén es un domo situado en el sector oriental del bajo de El Caín que posee forma elipsoidal, cuyos ejes miden 3.2 y 2.2 km (Figs. 2 y 3a) y su altura es de 1300 m.s.n.m. Presenta paredes subverticales de hasta 250 m en los márgenes SE y SO, siendo el cuerpo de mayores dimensiones del área. Está compuesto por rocas muy alteradas, con desarrollo de erosión catafilas probablemente en respuesta a la fluidalidad de la pasta y textura porfírica en las que se diferencian fenocristales de feldespato alcalino.

El cerro Caín es un domo situado en el sector SO del bajo de El Caín, de forma elipsoidal de 1.8 x 1.2 km, elongado en sentido NO-SE (Figs. 2 y 3b), con una altura de 1450 m.s.n.m y paredes subverticales cuyas pendientes alcanzan el 75 % de inclinación en el margen oeste. Presenta sectores con marcada disyunción bajo la forma de lajas. Está compuesto por rocas de coloración verdosa a blanquecina, con textura afírica de grano fino con baja proporción de vesículas. No se observaron relaciones de campo con otras unidades dada la cobertura de relleno moderno.

El cerro Roseta es un cuerpo subvolcánico elipsoidal, situado en el sector central del bajo de El Caín, al OSO de los

Cuadro 1 Cont. Composición química de los cristales de feldespato alcalino en muestras de los cerros traquíticos estudiados del bajo de El Cañ. F: fenocristal; CP: cristal de la pasta.

Localización	cerro Roseta							cerro Cristiano Muerto							
	Muestra	LU33-1	LU33-2	LU33-3	LU33-4	LU33-5	LU33-6	LU33-7	LU33-8	LU30-1	LU30-2	LU30-3	LU30-4	LU30-5	LU30-6
Tipo de cristal	CP	CP	CP	CP	CP	CP	CP	CP	CP	CP	CP	CP	CP	CP	CP
SiO ₂	66.12	65.75	65.77	66.23	65.42	66.14	66.17	66.08	66.90	66.00	66.76	65.94	66.97	66.82	
TiO ₂	0.01	0.01	0.02	0.15	0.02	0.11	0.04	0.00	0.10	0.06	0.04	0.01	0.04	0.13	
Al ₂ O ₃	19.31	18.87	19.00	19.48	19.47	18.95	19.27	19.32	18.88	18.18	19.24	20.07	18.74	19.69	
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	
Fe ₂ O ₃	0.58	0.47	0.61	0.40	0.54	0.49	0.48	0.60	0.00	0.60	0.25	0.22	0.50	0.21	
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
MnO	0.00	0.10	0.07	0.02	0.01	0.07	0.08	0.10	0.29	0.38	0.09	0.11	0.16	0.04	
MgO	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.03	0.00	
CaO	0.28	0.11	0.09	0.50	0.09	0.03	0.23	0.08	0.36	0.18	0.19	1.04	0.23	0.76	
Na ₂ O	6.74	5.52	6.26	7.57	5.49	6.02	7.03	5.47	7.37	7.45	7.26	8.02	7.69	7.79	
K ₂ O	7.75	9.49	8.45	6.40	9.32	8.90	7.19	9.26	6.15	6.76	7.13	5.32	5.89	5.24	
Total	100.80	100.37	100.29	100.78	100.39	100.76	100.50	100.92	100.30	99.63	100.95	100.79	100.28	100.68	
Normalización en base a 5 cationes y 8 oxígenos															
Si	2.88	2.89	2.88	2.87	2.88	2.89	2.89	2.93	3.00	2.88	2.90	2.85	2.98	2.96	
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	
Al	0.99	0.98	0.98	1.00	1.01	0.98	0.99	1.01	1.00	0.94	0.99	1.02	0.98	1.03	
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	
Fe ³⁺	0.12	0.12	0.13	0.12	0.11	0.12	0.11	0.07	0.00	0.15	0.10	0.11	0.03	0.01	
Fe ²⁺	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	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	
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	
Ca	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.05	0.01	0.04	
Na	0.57	0.47	0.53	0.64	0.47	0.51	0.59	0.47	0.64	0.63	0.61	0.67	0.66	0.67	
K	0.43	0.53	0.47	0.35	0.52	0.50	0.40	0.52	0.35	0.38	0.40	0.29	0.33	0.30	
Total	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	
ΣSi+ Al+Ti+Fe ³⁺	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	
ΣCa+Na+K	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	
Miembros finales															
An	1.30	0.49	0.41	2.31	0.44	0.13	1.08	0.39	1.71	0.85	0.86	4.76	1.08	3.58	
Ab	56.18	46.66	52.73	62.76	47.01	50.62	59.13	47.14	63.46	62.09	60.21	66.33	65.75	66.87	
Or	42.51	52.84	46.85	34.93	52.55	49.26	39.79	52.47	34.83	37.06	38.93	28.91	33.17	29.55	

cerros Anequén y El Morro (Figs. 2 y 3c), cuyo eje mayor mide 2.2 km, orientado al NE-SO y con una altura de 1150 m.s.n.m. Las rocas que lo forman son de coloración anaranjada, con textura afírica de grano fino, en las cuales la meteorización ha generado la formación de estructuras de tipo laja.

El cerro Cristiano Muerto es un cuerpo subvolcánico ubicado en el sector occidental del bajo de El Cañ (Fig. 2), que presenta morfología pseudoelipsoidal de 0.5 x 0.3 km, elongado en sentido NE-SO y una altura de 1100 m.s.n.m (Figs. 2 y 3d). En los afloramientos, las rocas evidencian una coloración anaranjada a grisácea y textura afírica de grano fino. Las paredes externas del cuerpo presentan intensa alteración, la cual disminuye hacia el centro del mismo.

PETROGRAFÍA

Cerro Anequén

Al microscopio se observa que estas rocas se componen de fenocristales de feldespato potásico (10 %) insertos en una pasta (90 %) de textura traquítica (Fig. 4a-b) integrada por cristales de feldespato alcalino, clinopiroxeno, olivino, minerales máficos reabsorbidos, minerales opacos y vidrio volcánico intersticial.

Los fenocristales de feldespato alcalino son euhedrales a subhedrales con hábito tabular y tienen tamaños máximos de 2.3 mm. Presentan maclas de Carlsbad, se encuentran parcialmente corroídos, con inclusiones de cristales aciculares

Cuadro 2. Composición química de los cristales de clinopiroxeno en muestras de los cerros traquíticos estudiados del bajo de El Cain. MF: microfenocristal; CP: cristal de la pasta.

Localización	cerro Cain										cerro Roseta										cerro Cristiano Muerto		
	LU9-1	LU9-2	LU9-3	LU9-4	LU9-5	LU33-1	LU33-2	LU33-3	LU33-4	LU33-5	LU33-6	LU33-7	LU33-8	LU33-9	LU33-10	LU30-1	LU30-2	LU30-3					
Muestra	CP	CP	CP	CP	CP	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	CP	CP	CP					
SiO ₂	48.97	52.68	49.18	50.13	52.59	51.09	49.68	50.68	50.03	49.36	50.71	49.82	49.77	49.88	49.86	51.10	52.36	51.86					
TiO ₂	0.17	0.73	0.25	0.57	0.41	1.18	0.48	0.29	0.49	0.36	0.48	0.49	0.49	0.40	0.59	0.55	1.39	0.29					
Al ₂ O ₃	0.37	0.62	0.34	0.49	0.81	0.91	0.77	0.46	1.68	1.67	1.30	0.52	0.97	0.84	0.99	0.33	0.38	0.16					
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.03	0.04	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00					
Fe ₂ O ₃	3.21	24.55	5.08	12.15	27.31	18.36	7.02	9.01	0.00	0.00	0.00	1.86	2.18	1.50	1.11	21.59	27.36	26.22					
FeO	24.84	5.72	22.93	16.43	3.19	8.96	17.81	16.40	18.82	19.75	19.23	20.45	20.07	19.95	19.55	3.22	3.27	2.66					
MnO	1.39	0.59	1.17	1.03	0.55	0.88	0.79	0.93	0.94	0.88	0.88	0.99	1.08	1.01	1.00	1.05	1.38	1.55					
MgO	2.12	1.34	1.82	1.68	1.17	5.21	3.14	3.50	6.86	5.97	6.88	5.00	5.36	5.23	6.01	5.33	1.54	1.62					
CaO	18.00	5.28	17.19	12.72	3.90	4.14	16.65	15.51	18.51	18.46	18.90	19.45	19.49	19.29	19.35	9.39	3.73	5.35					
Na ₂ O	1.21	10.39	2.08	5.07	11.28	7.10	3.08	3.74	0.84	0.94	0.82	1.02	0.92	1.07	0.88	7.72	11.13	10.39					
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.05	0.04	1.56	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.04					
Total	100.28	101.91	100.07	100.37	101.26	99.39	99.52	100.54	98.17	97.39	99.19	99.70	100.37	99.19	99.33	100.28	102.56	100.14					
Normalización en base a 4 cationes y 6 oxígenos																							
Si	1.985	1.997	1.988	1.986	1.996	1.983	1.980	1.990	1.989	1.987	1.998	1.983	1.965	1.987	1.977	1.952	1.971	1.997					
Ti	0.005	0.021	0.008	0.017	0.012	0.034	0.014	0.009	0.015	0.011	0.014	0.015	0.014	0.012	0.018	0.016	0.039	0.009					
Al	0.018	0.028	0.016	0.023	0.036	0.042	0.036	0.021	0.079	0.079	0.060	0.024	0.045	0.039	0.046	0.015	0.017	0.007					
Cr	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000					
Fe ³⁺	0.098	0.700	0.154	0.362	0.780	0.536	0.211	0.266	0.000	0.000	0.000	0.056	0.065	0.045	0.033	0.621	0.775	0.760					
Fe ²⁺	0.842	0.181	0.775	0.545	0.101	0.291	0.594	0.539	0.626	0.665	0.634	0.681	0.663	0.665	0.648	0.103	0.103	0.086					
Mn	0.048	0.019	0.040	0.035	0.018	0.029	0.027	0.031	0.032	0.030	0.029	0.034	0.036	0.034	0.034	0.034	0.044	0.051					
Mg	0.128	0.076	0.109	0.099	0.066	0.301	0.187	0.205	0.406	0.358	0.404	0.297	0.316	0.311	0.355	0.303	0.086	0.093					
Ca	0.782	0.215	0.745	0.540	0.159	0.172	0.711	0.653	0.789	0.796	0.798	0.830	0.825	0.823	0.822	0.384	0.150	0.221					
Na	0.095	0.763	0.163	0.390	0.830	0.535	0.238	0.285	0.065	0.073	0.063	0.079	0.070	0.082	0.068	0.572	0.812	0.776					
K	0.000	0.000	0.000	0.003	0.002	0.077	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.002					
Total	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000					
Clasificación y miembros finales para piroxenos Ca+Mg+Fe ²⁺ /Ca-Na/Na																							
Q	90.19	23.60	83.30	60.31	16.40	41.69	75.80	71.01	93.34	92.54	93.62	92.00	92.77	91.61	93.07	40.88	17.29	20.48					
Aeg	8.32	73.47	15.09	37.36	79.89	54.11	20.65	26.83	0.00	0.00	0.00	5.57	4.27	4.47	2.89	57.75	80.93	78.75					
Jd	1.49	2.93	1.60	2.34	3.71	4.20	3.55	2.16	6.66	7.46	6.38	2.43	2.97	3.92	4.04	1.37	1.78	0.77					
Mineral	Quad	Aegerina-Augita	Quad	Aegerina-Augita	Aegerina	Aegerina-Augita	Aegerina-Augita	Aegerina-Augita	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Aegerina-Augita	Aegerina	Aegerina-Augita					
Miembros finales para piroxenos de Ca-Mg-Fe ²⁺ (Quad)																							
En	6.74		6.00						21.94	19.37	21.68	15.64	16.57	16.54	18.76								
Fs	52.05		53.16						35.49	37.58	35.55	40.62	40.12	39.62	37.79								
Wo	41.21		40.83						42.57	43.05	42.78	43.74	43.31	43.84	43.45								
Mineral	Augita		Augita						Augita	Augita	Augita	Augita	Augita	Augita	Augita								

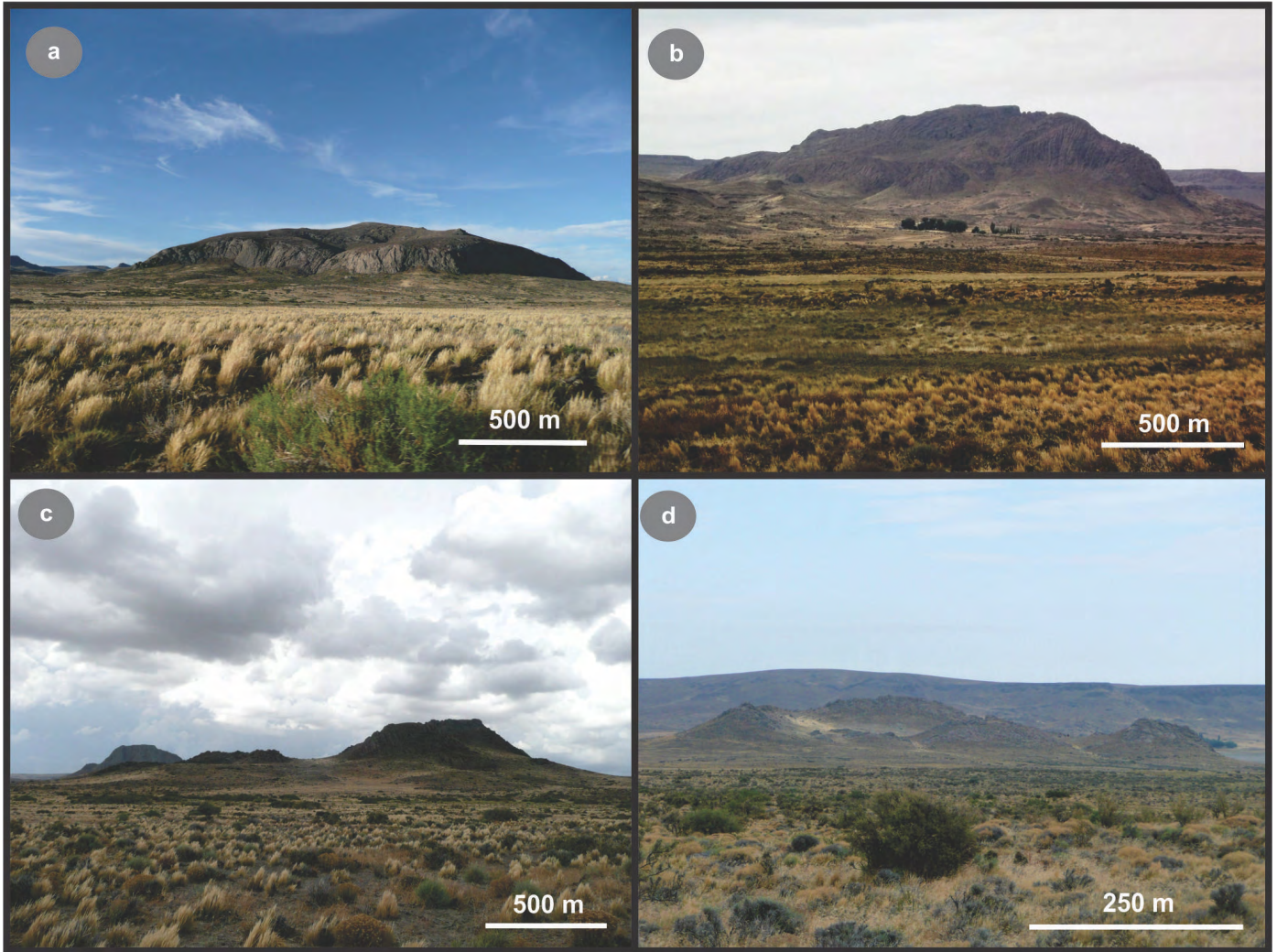


Figura 3. Fotografías de campo correspondientes a los cerros estudiados: a) Anequén (fotografía tomada con dirección NE); b) Cain (fotografía tomada con dirección SE); c) Roseta (fotografía tomada con dirección N); d) Cristiano Muerto (fotografía tomada con dirección SSO).

de apatito y agregados muy finos de minerales opacos.

Los feldespatos alcalinos de la pasta (65 %) presentan formas euhedrales a subhedrales, hábito tabular y sus tamaños varían entre 200 y 500 μm . Las tablillas presentan orientación subparalela y maclas de Carlsbad.

Los microlitos de clinopiroxeno (17 %) tienen marcado pleocroísmo entre verde oscuro y castaño claro-amarillento. Desarrollan formas subhedrales de hábito prismático, tamaños de hasta 100 μm y se disponen de manera diseminada e intersticial entre las tablillas de feldespato alcalino.

Los cristales de olivino (13 %) son anhedral, con tamaños entre 150 y 300 μm y están intensamente alterados a iddingsita.

Se destacan minerales máficos en proceso de reabsorción (9 %) con formas subhedrales a anhedral y tamaños de hasta 400 μm , que no han podido ser identificados debido a la intensa alteración que presentan. Como resultado del reemplazo se observaron agregados muy finos de minerales

opacos y de clinopiroxeno, aunque en algunos casos no es posible reconocer con precisión los minerales de alteración.

Los minerales opacos (5 %) presentan forma anhedral a subhedral, tamaños de hasta 200 μm , están dispuestos de manera intersticial en la roca y como inclusiones en los silicatos.

Como mineral accesorio se identificaron cristales de apatito (1 %), con formas subhedrales y hábito acicular, cuyos tamaños no superan los 20 μm . Se disponen como inclusión en los silicatos de la roca.

El vidrio volcánico se reconoce en proporciones accesorias, es de color amarronado por la alteración, y se presenta entre los intersticios de la pasta.

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); estas rocas clasifican como traquitas feldespato-alcalinas.

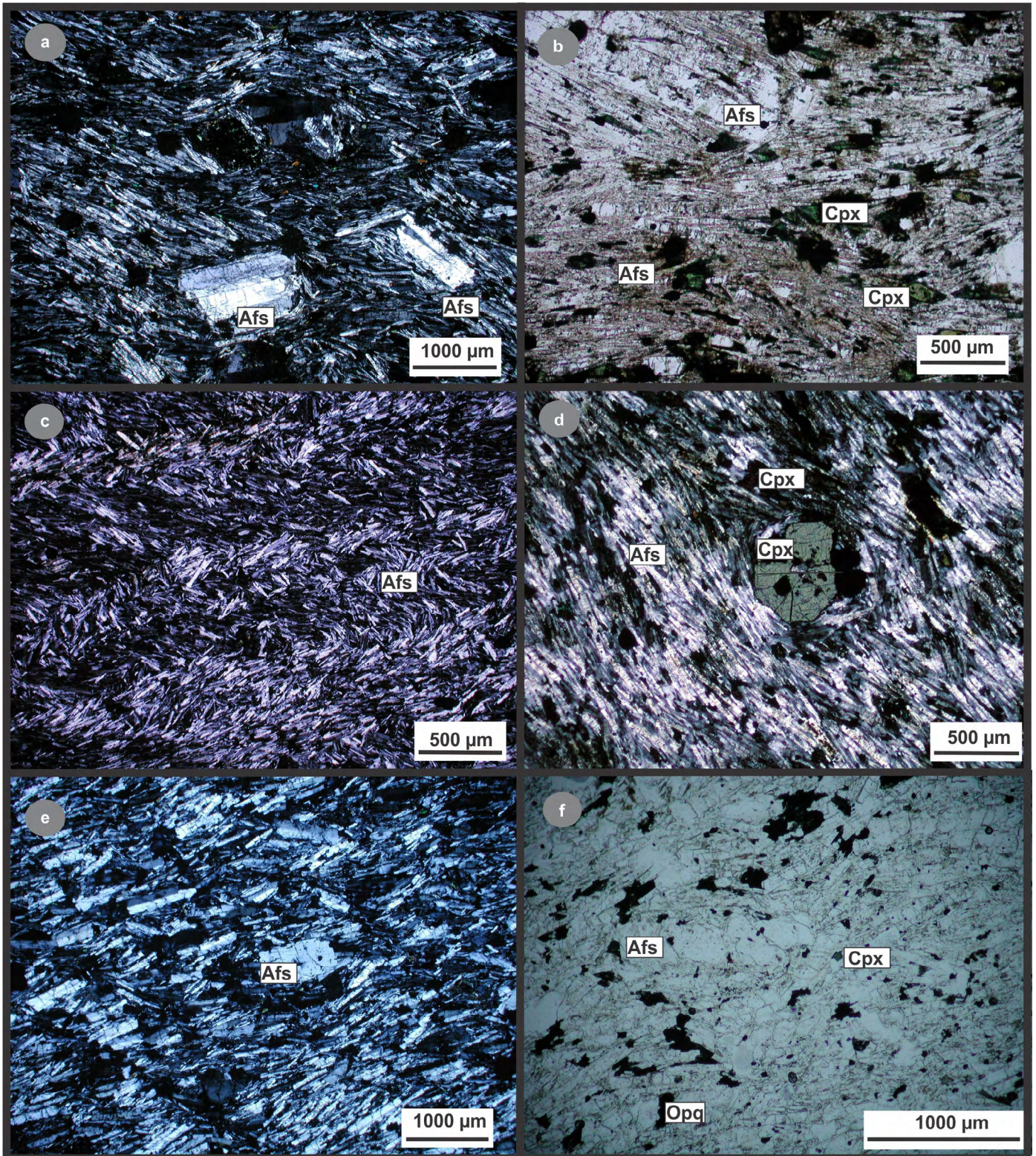


Figura 4. Microfotografías de las traquitas aflorantes en el bajo de El Caín donde se observa la textura general de las rocas: a-b) cerro Anequén con y sin analizador intercalado, respectivamente; c) cerro Caín con analizador intercalado; d) cerro Roseta con detalle del microfenocristal de clinopiroxeno con analizador intercalado; e-f) cerro Cristiano Muerto, con y sin analizador intercalado, respectivamente.

Cerro Caín

Al microscopio las rocas poseen textura traquítica y están constituidas por feldespato alcalino, clinopiroxeno y minerales opacos (Fig. 4c).

Los cristales de feldespato alcalino (70 %) presentan formas euédrales a subédrales, hábito tabular y tamaño máximo de 450 μm, aunque en promedio rondan los 200 μm. Las tablillas presentan maclas de Carlsbad y fracturas.

Los cristales de clinopiroxeno (25 %) tienen formas subhedrales, hábito prismático y tamaños de hasta 200 μm . Poseen pleocroísmo marcado desde verde oscuro a castaño amarillento y se encuentran diseminados en la roca de manera intersticial.

Los minerales opacos (4 %) son anhedrales, con tamaños de hasta 120 μm y se presentan de manera intersticial entre los silicatos de la pasta y como inclusiones en los minerales formadores de la roca.

Como mineral accesorio se reconoce apatito (1 %) con forma euhedral, hábito acicular e incluido dentro de los cristales de feldespato alcalino.

Como minerales secundarios, se reconocieron agregados muy finos de esmectitas/arcillas y ceolitas, como productos de alteración de cristales de feldespato alcalino, o dispuestos de manera intersticial entre los cristales de la roca.

Estas rocas clasifican como traquitas feldespato-alcálinas según la clasificación modal para rocas volcánicas (Streckeisen 1978, Le Maitre et al. 2002).

Cerro Roseta

Al microscopio, este cuerpo está constituido por rocas con textura microporfírica, donde se identifican microfenocristales (2 %) de olivino y clinopiroxeno (Fig. 4d), en una pasta (98 %) de textura traquítica integrada por cristales de feldespato alcalino, clinopiroxeno y minerales opacos (Fig. 4d). Se reconocieron un reducido número de vesículas.

Los microfenocristales de olivino (90 %) son subhedrales a anhedrales, tienen tamaño promedio aproximado de 600 μm e intensa alteración a iddingsita principalmente en bordes y fracturas, mientras que en el núcleo se reconocen agregados muy finos de esmectitas/cloritas. Los microfenocristales de clinopiroxeno (10 %) presentan color verde claro sin pleocroísmo, formas subhedrales a anhedrales y sus tamaños son de 550 μm .

Los microlitos de feldespato alcalino de la pasta (57 %) presentan formas subhedrales, con tamaños de hasta 400 μm , con maclas de Carlsbad y moderada alteración de ceolitas/arcillas. Las tablillas poseen orientación subparalela.

Los microlitos de clinopiroxeno (25 %) poseen pleocroísmo de verde oscuro a verde claro-amarillento, son subhedrales a anhedrales y con tamaños de hasta 350 μm . En general, se disponen entre los intersticios de las tablillas de feldespato.

Los cristales de olivino (11 %) desarrollan formas anhedrales a subhedrales, con tamaños máximos de 150 μm y están totalmente alterados de manera pseudomórfica a iddingsita.

Los minerales opacos (6 %) son subhedrales a euhedrales, presentan tamaños de hasta 200 μm y se disponen diseminados en la roca.

Se identificaron cristales de apatito en proporciones accesorias (< 1 %) incluidos en los cristales de feldespato alcalino. Desarrollan forma euhedral, hábito acicular y alcanzan tamaños de hasta 50 μm .

Las rocas están moderadamente alteradas, con la presencia de esmectitas/arcillas y ceolitas, vinculadas a los feldespatos, aunque también se las ha identificado en los intersticios de los cristales que conforman la pasta.

De acuerdo a la clasificación modal para rocas volcánicas (Streckeisen 1978, Le Maitre et al. 2002); estas rocas corresponden a traquitas feldespato-alcálinas.

Cerro Cristiano Muerto

Al microscopio está constituido por rocas de textura seriada traquítica, compuestas por cristales de feldespato alcalino, minerales opacos y clinopiroxeno (Fig. 4e-f), y 10 % de vesículas.

Los cristales de feldespato alcalino (80 %) son subhedrales con hábito tabular y presentan tamaños variables desde 950 μm hasta 300 μm . Desarrollan maclas de Carlsbad, zonación y fracturas. Evidencian fuerte alteración, en general representada por ceolitas, esmectitas/arcillas y sericita, desarrollada en bordes y fracturas, además de inclusiones de apatito (20 μm), clinopiroxeno (35 μm) y minerales opacos (20 μm).

Los cristales de clinopiroxeno (10 %) son coloreados, con marcado pleocroísmo desde verde oliva a verde claro-amarillento. Tienen formas subhedrales a anhedrales y poseen tamaños de hasta 120 μm .

Los minerales opacos (10 %) tienen formas subhedrales a anhedrales y tamaños de hasta 80 μm . Se presentan de manera intersticial entre los cristales.

Entre los minerales secundarios se reconocen principalmente agregados muy finos de esmectitas/arcillas intersticiales, lo que le otorga un color parduzco a las rocas.

Al igual que las litologías de los cerros antes descritos, estas rocas clasifican como traquitas feldespato-alcálinas según el diagrama QAPF para rocas volcánicas (Streckeisen 1978, Le Maitre et al. 2002)

QUÍMICA MINERAL

En las rocas del cerro Anequén se identificaron fenocristales y microlitos de feldespato alcalino cuya composición, en ambos casos, varía entre sanidina ($\text{An}_{4.09-0.25}\text{Ab}_{49.44-40.58}\text{Or}_{46.47-59.17}$) y anortoclasa ($\text{An}_{4.38-4.20}\text{Ab}_{76.32-79.18}\text{Or}_{19.30-16.62}$) (Cuadro 1, Fig. 5a). En los cerros Caín, Roseta y Cristiano Muerto, los microlitos de feldespato alcalino también varían entre

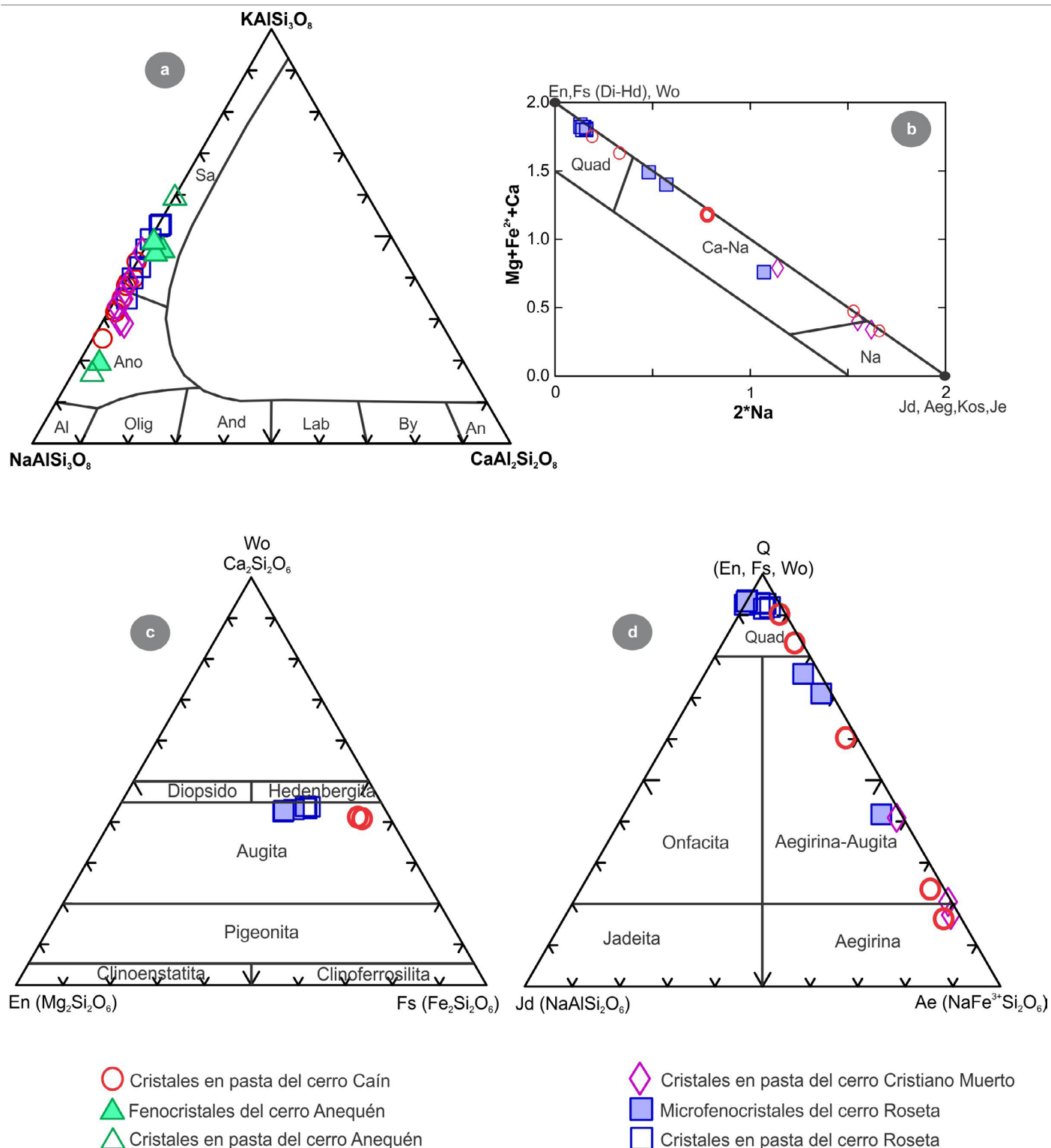


Figura 5. Diagramas composicionales en base a la química mineral de las muestras estudiadas de los cerros Anequén (LU75), Caín (LU9), Roseta (LU33) y Cristiano Muerto (LU30): a) Diagrama composicional de feldspatos (Deer et al. 1992); b-c-d) Diagramas de clasificación química de clinopiroxenos (Morimoto et al. 1988). Quad: piroxenos de Ca-Mg-Fe²⁺, Je: jervisita, Olig: oligoclasa, And: andesina, Lab: labradorita y By: bitownita. El resto de las abreviaturas minerales adoptadas corresponden a Whitney y Evans (2010).

sanidina y anortoclasa. En los cerros Caín y Cristiano Muerto, corresponden mayoritariamente a anortoclasa (An_{0.15-2.31}Ab_{56.20-72.55}Or_{43.65-25.13} y An_{1.08-4.76}Ab_{65.75-66.33}Or_{33.17-28.91} respectivamente),

mientras que en el cerro Roseta clasifican principalmente como sanidina (An_{0.49-1.30}Ab_{46.66-56.18}Or_{52.84-42.51}) (Fig. 5a, Cuadro 1).

En relación a los piroxenos analizados (Fig. 5b), los clinopiroxenos de los cerros Caín, Roseta y Cristiano Muerto forman una solución sólida entre los piroxenos ricos en Ca-Mg-Fe²⁺ (dióxido-hedenbergita y augita) y los ricos en Na (jadeita-aegirina). Los clinopiroxenos de los cerros Caín y Cristiano Muerto corresponden a cristales de la pasta. En el cerro Caín las composiciones presentan amplia variación que va desde augita (En_{6,74-6,00} Fs_{52,05-53,16} Wo_{41,21-40,83}), aegirina-augita (Q_{23,60-60,31} Aeg_{73,47-37,36} Jd_{2,93-2,34}), hasta aegirina (Q_{16,40} Aeg_{79,89} Jd_{3,71}) (Cuadro 2, Fig. 5c-d). Por su parte, en el cerro Cristiano Muerto varían de aegirina-augita (Q_{40,88-20,48} Aeg_{57,75-78,75} Jd_{1,37-0,77}) a aegirina (Q_{17,29} Aeg_{80,93} Jd_{1,78}) (Cuadro 2, Fig. 5c-d). En el caso del cerro Roseta, los microfenocristales analizados presentan composiciones que varían entre augita (En_{19,37-21,94} Fs_{37,58-35,49} Wo_{43,05-42,57}) y aegirina-augita (Q_{41,69-75,80} Aeg_{54,11-20,65} Jd_{4,20-3,55}), mientras que los microlitos clasifican todos como augita (En_{15,64-18,76} Fs_{40,62-37,79} Wo_{43,74-43,45}) (Cuadro 2, Fig. 5c-d).

Si bien se carece de datos de los clinopiroxenos del cerro Anequén, por las características ópticas de los mismos, se interpreta que tendrían composiciones químicas similares a los de las rocas que integran los demás cerros.

GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

Las muestras de los cerros Anequén, Caín, Roseta y Cristiano Muerto clasifican químicamente como traquitas (Fig. 6a, Le Bas et al. 1986), cuyos contenidos en SiO₂ varían entre 61.6 y 63.9 % en peso (e.p.) (Fig. 6a), TiO₂ de 0.24 a 0.54 % (e.p.), MgO de 0.12 a 0.60 % (e.p.), CaO de 0.69 a 1.9 % (e.p.), Na₂O de 5.6 a 6.5 % (e.p.) y K₂O de 5.46 a 5.79 % (e.p.) (Cuadro 3). Asimismo, de acuerdo a Macdonald (1974), las muestras estudiadas coinciden con el campo de las traquitas comendíticas (Fig. 6b), en función de sus contenidos de Al₂O₃

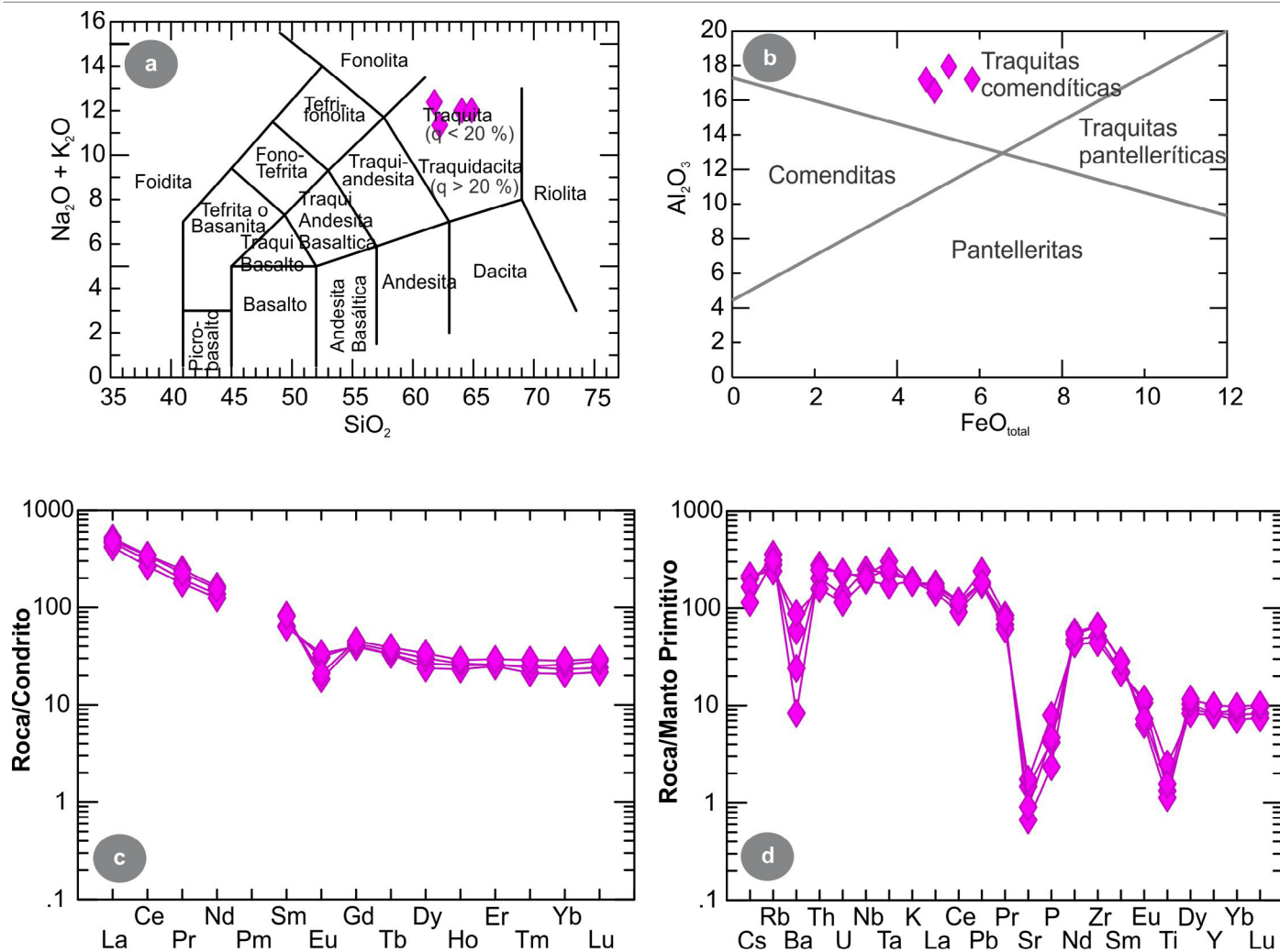


Figura 6. Diagramas geoquímicos de roca total para las muestras estudiadas del bajo de El Caín: a) Diagrama TAS para la clasificación química de las rocas (Le Bas et al. 1986); b) Diagrama de clasificación de rocas extrusivas peralcalinas sobresaturadas (Macdonald, 1974); c) Diagrama de elementos de tierras raras (normalizadas al condrito de Sun y McDonough 1989); d) Diagrama de multielementos (normalizados al manto primitivo de Sun y McDonough 1989). q: cuarzo modal.

(entre 16.5 y 17.9 % e.p.) y $\text{FeO}_{\text{total}}$ (4.7 y 5.8 % e.p.). En el desarrollo del presente trabajo se optó por la clasificación de Le Bas et al. (1986) para hacer referencia a las rocas que componen los cerros estudiados.

Los contenidos de tierras raras de las traquitas normalizadas a condrito (Sun y McDonough 1989), presentan diseños muy similares entre sí, caracterizados por un enriquecimiento de las tierras raras livianas respecto de las pesadas, evidenciado por las relaciones (La/Yb)_N que varían entre 16.93 y 20.13, y anomalía negativa en Eu (Fig. 6c). Por su parte, el diagrama extendido de elementos traza normalizados a manto primitivo (Sun y McDonough 1989), evidencia que las muestras de todos los cerros estudiados presentan patrones similares, con marcadas anomalías negativas en Ba, Sr, P y Ti (Fig. 6d).

En la figura 7 se presentan las relaciones isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de una muestra de traquita del cerro Caín (LU9). La misma presenta valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.71908 y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0.512747. En dicha figura se puede observar que la traquita estudiada posee mayores valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ respecto a los establecidos para el arreglo del manto y para las demás muestras del área.

DISCUSIÓN

Consideraciones petrográficas y geoquímicas

Los cerros Anequén, Caín, Roseta y Cristiano Muerto son domos y cuerpos subvolcánicos, cuyas rocas son holocristalinas a hipocristalinas. Al microscopio corresponden a traquitas feldespató-alcalinas con texturas porfíricas, microporfíricas a seriadas y pasta traquítica, constituidas mayoritariamente por feldespatos alcalinos (sanidina y anortoclasa) y piroxenos (augita, aegirina-augita y aegirina), con olivinos subordinados fuertemente alterados a iddingsita. Geoquímicamente clasifican como traquitas comendíticas.

Las rocas estudiadas, fueron asignadas por Remesal et al. (2001) a la Formación Cerro Cortado y, sobre la base de sus características petrográficas, dichos autores las clasificaron como sienitas alcalinas. Cabe destacar que los mencionados autores son los primeros en incluir este tipo de rocas en la Formación Cerro Cortado, la cual originalmente fue definida como integrada por rocas subvolcánicas alcalinas correspondientes a teschenitas o gabros analcímicos (Coira 1979).

Desde el punto de vista petrográfico, Remesal et al. (2001) indican que las rocas mesosilícicas de la Formación Cerro Cortado (sienitas), en particular describen la de los cerros Anequén, Caín y otro cercano al camino (aquí Roseta), presentan una textura traquítica gruesa con minerales máficos

Cuadro 3. Análisis geoquímicos e isotópicos de roca total en muestras representativas de los cerros traquíticos estudiados del área del bajo de El Caín. * Análisis de elementos mayoritarios en la Universidad de Viena y elementos trazas en el laboratorio Bureau Veritas. **Análisis realizado en ActLabs. Información de los laboratorios en el apartado de metodología.

Localización	C° Anequén	C° Caín	C° Roseta	C° Cristiano Muerto
Muestra	LU75*	LU9**	LU33*	LU30**
Roca	Traquita			
Elementos Mayoritarios (% en peso)				
SiO ₂	61.58	63.54	62.35	63.92
TiO ₂	0.29	0.24	0.54	0.34
Al ₂ O ₃	17.95	17.20	17.20	16.53
FeO _{total}	5.25	4.70	5.82	4.91
MnO	0.19	0.11	0.21	0.10
MgO	0.25	0.16	0.60	0.12
CaO	1.73	1.29	1.94	0.69
Na ₂ O	6.54	6.44	5.68	6.31
K ₂ O	5.80	5.47	5.69	5.53
P ₂ O ₅	0.09	0.05	0.17	0.10
Total	99.67	99.19	100.21	98.55
#Mg	7.86	5.79	15.60	4.24
LOI	1.31	0.85	1.15	1.02
Elementos traza (ppm)				
Ba	410.00	58.00	614.00	168.00
Cs	1.60	1.30	1.70	0.90
Ga	25.30	27.00	24.30	26.00
Hf	12.80	14.50	10.60	14.40
Nb	176.70	155.00	137.10	144.00
Rb	176.90	226.00	152.30	196.00
Sr	31.10	14.00	36.60	19.00
Ta	9.30	12.30	7.00	10.30
Th	17.20	23.40	13.40	21.00
U	2.90	4.68	2.40	4.95
V	0.70	5.00	11.00	5.00
W	5.00	3.10	2.80	5.00
Zr	577.20	735.00	494.40	726.00
Y	37.40	37.80	36.40	45.50
La	109.20	122.00	98.80	114.00
Ce	187.00	210.00	161.70	208.00
Pr	18.50	23.30	16.82	21.50
Nd	63.90	76.80	58.10	72.70
Sm	9.84	12.70	9.57	12.40
Eu	1.79	1.07	1.95	1.22
Gd	8.32	8.76	8.10	9.30
Tb	1.24	1.34	1.23	1.45
Dy	6.76	7.64	6.05	8.57
Ho	1.44	1.50	1.31	1.63
Er	4.27	4.25	4.13	4.85
Tm	0.62	0.63	0.54	0.74
Yb	3.95	4.41	3.52	4.83
Lu	0.61	0.72	0.55	0.75
Pb	13.00	17.00	12.40	13.00
Zn	111.20	120.00	93.90	110.00
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512747			
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.71908			
Latitud	41°38'	41°41.33'	41°39.5'	41°38.83'
Longitud	68°07'	68°20.25'	68°11.45'	68°22'

en crecimiento ófítico, que están constituidas principalmente por feldespato, clinopiroxeno (aegirina) y olivino alterado a iddingsita o bowlingita, óxidos de Fe-Ti (ilmenita y titanomagnetita), apatito, minerales arcillosos del grupo de la illita y corindón. Además, mencionan que en algunos afloramientos la aegirina está acompañada por anfíboles arfvedsoníticos y cataforfíticos.

A pesar de que en el presente trabajo la mineralogía establecida para los cerros Anequén, Caín y Roseta coincide con la indicada por Remesal et al. (2001), la principal diferencia observada respecto a lo mencionado por dichos autores es que las rocas presentan texturas volcánicas por lo cual se las clasifica petrográfica y geoquímicamente como traquitas. Además, en las muestras del presente estudio, no se reconocieron texturas ófíticas, no se identificaron anfíboles y los clinopiroxenos mayormente corresponden a augita y aegirina-augita. Respecto al tipo de feldespato no es posible efectuar una comparación objetiva y concluyente debido a que en ningún trabajo previo se brinda información sobre la composición química de este grupo de minerales en las rocas de composición intermedia que corresponden a esta formación.

Posibles magmas parentales de las traquitas

Con el objetivo de identificar los posibles magmas parentales de las traquitas estudiadas se modelaron, a partir de los datos isotópicos y de elementos traza en roca total, los efectos de la cristalización fraccionada y la asimilación y cristalización fraccionada.

Las muestras máficas utilizadas para estimar las fuentes de origen corresponden a rocas del Eoceno-Oligoceno cercanas al área de estudio: a) basalto alcalino eoceno de la Formación Cerro Cortado (IJ1, Kay et al. 2004) ubicado en las proximidades del cerro Cortado, al sur de la localidad de Ingeniero Jacobacci (Fig. 1); b) traquiandesita basáltica del cerro El Morro (LU73, Asiain et al. 2021), de la Formación Cerro Cortado, la cual también se encuentra en el bajo de El Caín (Fig. 2); c) basanita del área de Ranquil Huao (RH3, Remesal et al. 2002), ubicada en el sector medio del valle del arroyo homónimo, del Mioceno inferior pero que, para tales autores, se presenta estratigráficamente por debajo de la Formación Somuncurá del Oligoceno; d) basalto basal de las lavas pre-plateau (RHA2, Kay et al. 2007) de la Formación Somuncurá (Oligoceno inferior), también de Ranquil Huao; e) basalto alcalino eoceno del cerro El Buitre, Formación El Buitre (11, Kay et al. 1993) y f) basalto correspondiente a las lavas *plateau* (RH2, Kay et al. 2007) de la Formación Somuncurá (Oligoceno superior) ubicada en el mismo perfil de la muestra RHA2. La geoquímica de roca total de las rocas estudiadas por otros autores e indicadas previamente se presenta como Material Suplementario A.

Cristalización fraccionada

Para evaluar los efectos de la cristalización fraccionada (Fig. 8a-f) se utilizaron las composiciones de rocas máficas cercanas al área de estudio y, dada la notable homogeneidad geoquímica que evidencian todos los cerros analizados en esta contribución, a modo de ejemplo se eligió la traquita del cerro Caín (LU9) (Fig. 6c-d).

Para el modelado se utilizó la ecuación de Rayleigh ($C_L/C_0 = F^{D-1}$, Neumann et al. 1954), considerando una moda mineral constituida por 56.7 % de plagioclasa, 32.5 % de feldespato alcalino, 3.7 % de clinopiroxeno, 2.6 % de ortopiroxeno, 2.6 % de magnetita, 1.4 % apatito y 0.5 % ilmenita. La moda propuesta fue estimada a partir del cálculo normativo CIPW que determina la moda mineral en función de la química de roca total (procedimiento también aplicado por Dahlquist 2017) y, considerando también, el tipo de fenocristales presentes en los basaltos empleados como magmas parentales. Se utilizaron los coeficientes de partición de Rollinson (1993), de la base de datos GERM (<https://earthref.org>) y referencias citadas en ellos, para rocas de composición intermedia.

En la figura 8a-d se observa que a partir de las muestras IJ1, LU73, RH3 y RHA2, respectivamente, los diseños obtenidos con el 70 a 80 % de cristalización fraccionada resultantes del modelado, alcanzan contenidos de elementos traza (normalizados a condrito de Sun y McDonough 1989) muy similares a la traquita LU9. Por otra parte, por cristalización

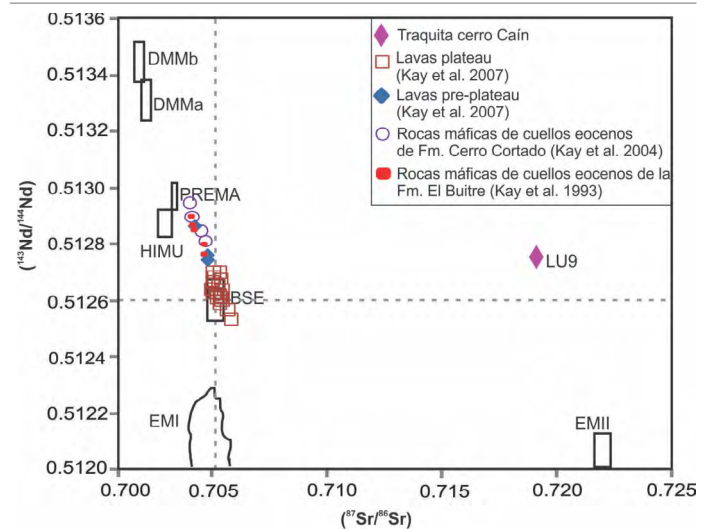


Figura 7. Diagrama de relaciones isotópicas actuales $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para la traquita del cerro Caín (LU9) y las rocas máficas cercanas a la zona de estudio tales como: las lavas pre-plateau y plateau de la Formación Somuncurá de Kay et al. (2007) y de conos eocenos de las Formaciones El Buitre y Cerro Cortado de Kay et al. (1993 y 2004, respectivamente); y los componentes de manto de Zindler y Hart (1986). Los campos corresponden a: *Depleted MORB-mantle component* (DMMa y DMMb), *prevalent mantle* (PREMA), *bulk silicate earth* (BSE), *high μ* (HIMU) y *enriched mantle I y II* (EMI y EMII)

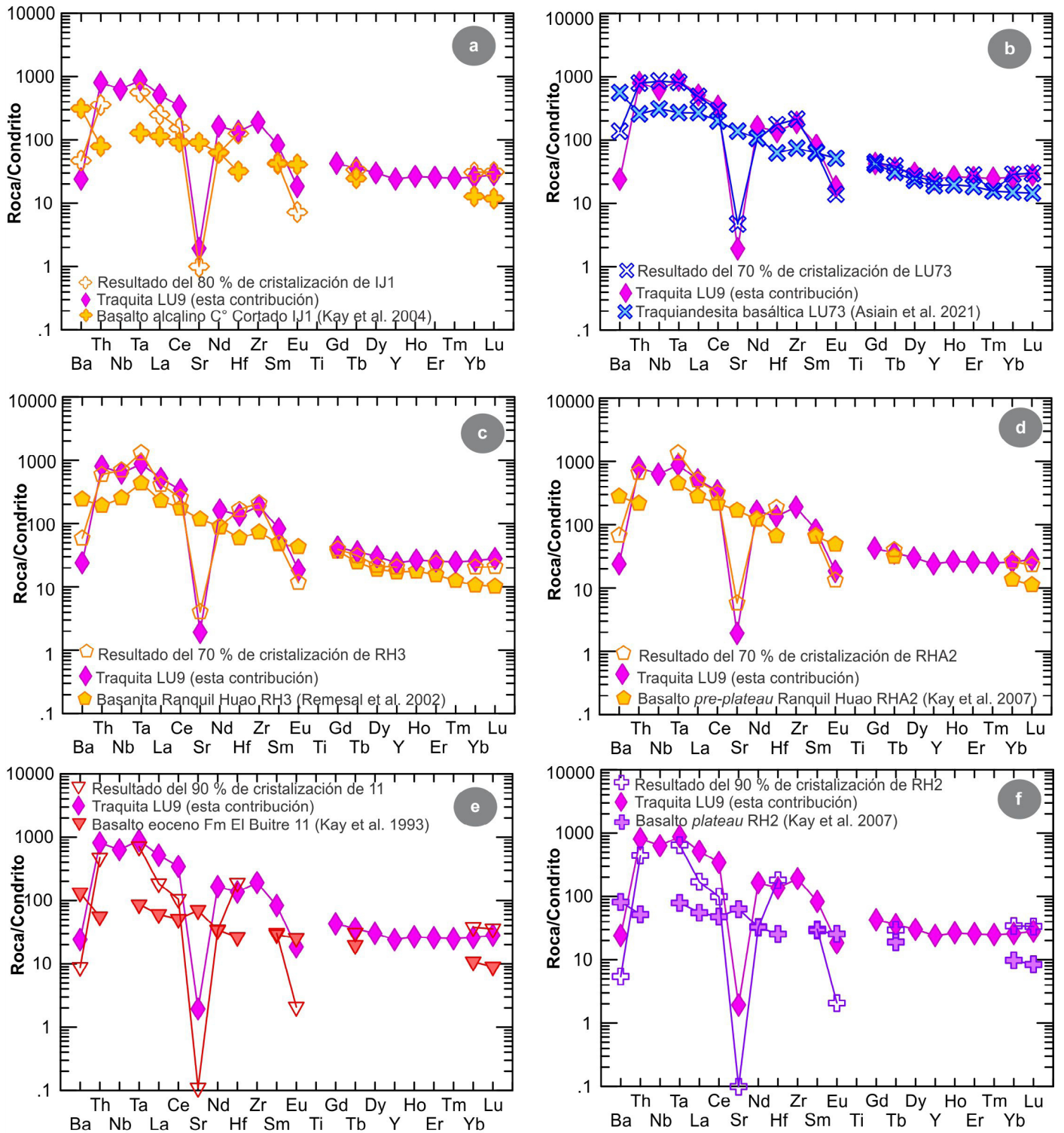


Figura 8. Diagramas de elementos traza en roca total (normalizados a condrito según Sun y McDonough 1989) correspondientes al modelado petrogenético de cristalización fraccionada para la obtención de la traquita del cerro Cain (LU9) a partir de: a) Basalto alcalino de la Formación Cerro Cortado (IJ1, Kay et al. 2004); b) Traquiandesita basáltica del cerro El Morro (LU73, Asiain et al. 2021), de la Formación Cerro Cortado; c) Basanita del área de Ranquil Huao (RH3, Remesal et al. 2002); d) Basalto *pre-plateau* del Oligoceno inferior de Ranquil Huao (RHA2, Kay et al. 2007) de la Formación Somuncurá; e) Basalto alcalino eoceno de la Formación El Buitre (11, Kay et al. 1993); f) Basalto *plateau* (RH2, Kay et al. 2007) de la Formación Somuncurá.

fraccionada a partir de la muestra 11 de la Formación El Buitre (Fig. 8e), y la RH2 del basalto de las lavas *plateau* (Fig. 8f), no se generan diseños de patrones geoquímicos similares a

la traquita LU9 aún con un 90 % de cristalización fraccionada (Material Suplementario B).

Lo anterior sugiere que, a partir de los efectos de la cris-

talización fraccionada, las traquitas estudiadas podrían ser el resultado de un 80 % de cristalización fraccionada de un magma de composición equivalente al que originó el basalto alcalino correspondiente a un cuello volcánico de la Formación Cerro Cortado (IJ1), un 70 % de la traquiandesita basáltica (LU73), correspondiente a la misma formación aunque con mejor ajuste que la anterior, o un 70 % de cristalización fraccionada de un magma composicionalmente semejante al de las lavas de Ranquil Huao (RH3 y RHA2). Este proceso sería responsable de las anomalías negativas en Ba, Sr, Eu y Ti, las cuales se vincularían con el fraccionamiento de fases minerales tales como plagioclasa e ilmenita durante la diferenciación por cristalización fraccionada.

Asimilación y cristalización fraccionada (ACF)

Modelado isotópico: Tomando como base a los resultados obtenidos por cristalización fraccionada, se efectuó el modelado de ACF isotópico ($\epsilon_m = [(r/r-1)(C_a/z)(1-F^{-z}) \epsilon_a + C_m^0 F^{-z} \epsilon_m^0] / [(r/r-1)(C_a/z)(1-F^{-z}) + C_m^0 F^{-z}]$, Taylor 1980 y DePaolo 1981), ya que las elevadas relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ observadas en la traquita LU9 (Fig. 7) podrían estar vinculadas a la contaminación con rocas de la corteza enriquecidas en dicho isótopo.

El basamento mapeado en la Hoja Geológica Maquinchao, donde afloran los cuerpos de interés, corresponde a la Formación Lipetrén, que comprende pórfidos graníticos pérmicos (Remesal et al. 2001). Por otra parte, en el área de Ingeniero Jacobacci, donde se describió el perfil tipo de la Formación Cerro Cortado, el basamento corresponde a la Formación Cushamen, la cual se compone de rocas metamórficas cámbricas a neoproterozoicas (Gonzalez et al. 1999). Dado que no se encontró en la literatura información geoquímica de roca total e isotópica de ninguna de estas formaciones para utilizarlas como posibles asimilantes, el modelado se efectuó con otras unidades con litologías similares. Asimismo, como el objetivo es determinar si las traquitas estudiadas sufrieron contaminación cortical, se eligieron unidades cuyas edades fueran previas al Eoceno.

Como posibles magmas parentales, se utilizaron en el modelado las muestras de Ranquil Huao (RHA2, Kay et al. 2007) y de la Formación Cerro Cortado (IJ1, Kay et al. 2004) (Cuadro 4). Las muestras LU73 y la RH3, si bien arrojaron resultados positivos en el modelado de cristalización fraccionada, no fueron consideradas para este modelado debido a que carecen de datos isotópicos. Como asimilantes se consideraron dos rocas corticales de naturaleza ígnea y tres rocas corticales metamórficas (Fig. 9). Las rocas ígneas son una riolita alta en sílice de la Sierra de Pailleman (PAI-02) y una riolita baja en sílice de Sierra Grande (SG-10), ambas pertenecientes a la Formación Marifil del Jurásico (Pankhurst y

Rapela 1995) (Material Suplementario A y C). Por otro lado, las rocas metamórficas corresponden a la Formación El Jaguelito (SGR-018), a la Formación Nahuel Niyeu (NIY-012), ambas del Cámbrico, y al gneiss Mina Gonzalito del Ordovícico (GON-014) (Pankhurst et al. 2006) (Material Suplementario A y C).

La moda mineral y los coeficientes de partición de Sr y Nd empleados para estos cálculos son los mismos que los utilizados para el modelado de cristalización fraccionada de la traquita LU9.

En el modelo realizado entre la muestra RHA2 y el asimilante riolítico SG-10 (Fig. 10a), la traquita LU9 coincide con la curva para valores de R = 0.25 (relación de la tasa de asimilación respecto a la tasa de cristalización) y F = 0.33 (fundido residual), es decir que la traquita del cerro Caín sería el resultado de un 25 % de asimilación de una corteza de composición equivalente a la riolita baja en sílice y un 67 % de cristalización fraccionada un magma de composición semejante al de las lavas basálticas oligocenas pre-plateau. Por otra parte, si se considera como asimilante la muestra ígnea PAI-02, entonces la traquita LU9 sería resultante de un 30 % de asimilación de una corteza de composición similar a la riolita alta en sílice y un 60 % de cristalización fraccionada del mismo magma parental anterior (Fig. 10b) (Material Suplementario C).

Por otro lado, en el modelo de ACF tomando como magma parental la muestra RHA2 se pudo determinar que con-

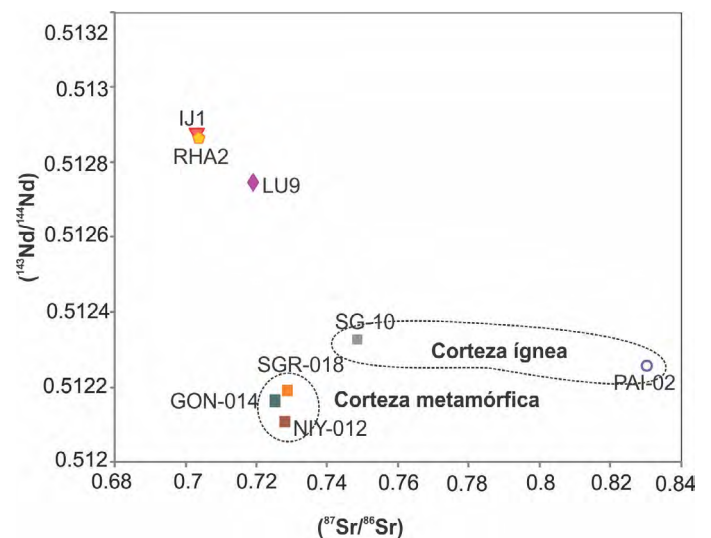


Figura 9. Diagrama de relaciones isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para la traquita del cerro Caín (LU9), basalto alcalino de la Formación Cerro Cortado (IJ1, Kay et al. 2004), basalto *pre-plateau* de Ranquil Huao (RHA2, Kay et al. 2007) de la Formación Somuncurá, riolitas de la Formación Marifil (PAI-02 y SG-10, Pankhurst y Rapela 1995) y rocas metamórficas correspondientes a la Formación El Jaguelito (SGR-018), a la Formación Nahuel Niyeu (NIY-012) y al gneiss Mina Gonzalito (GON-014) (Pankhurst et al. 2006).

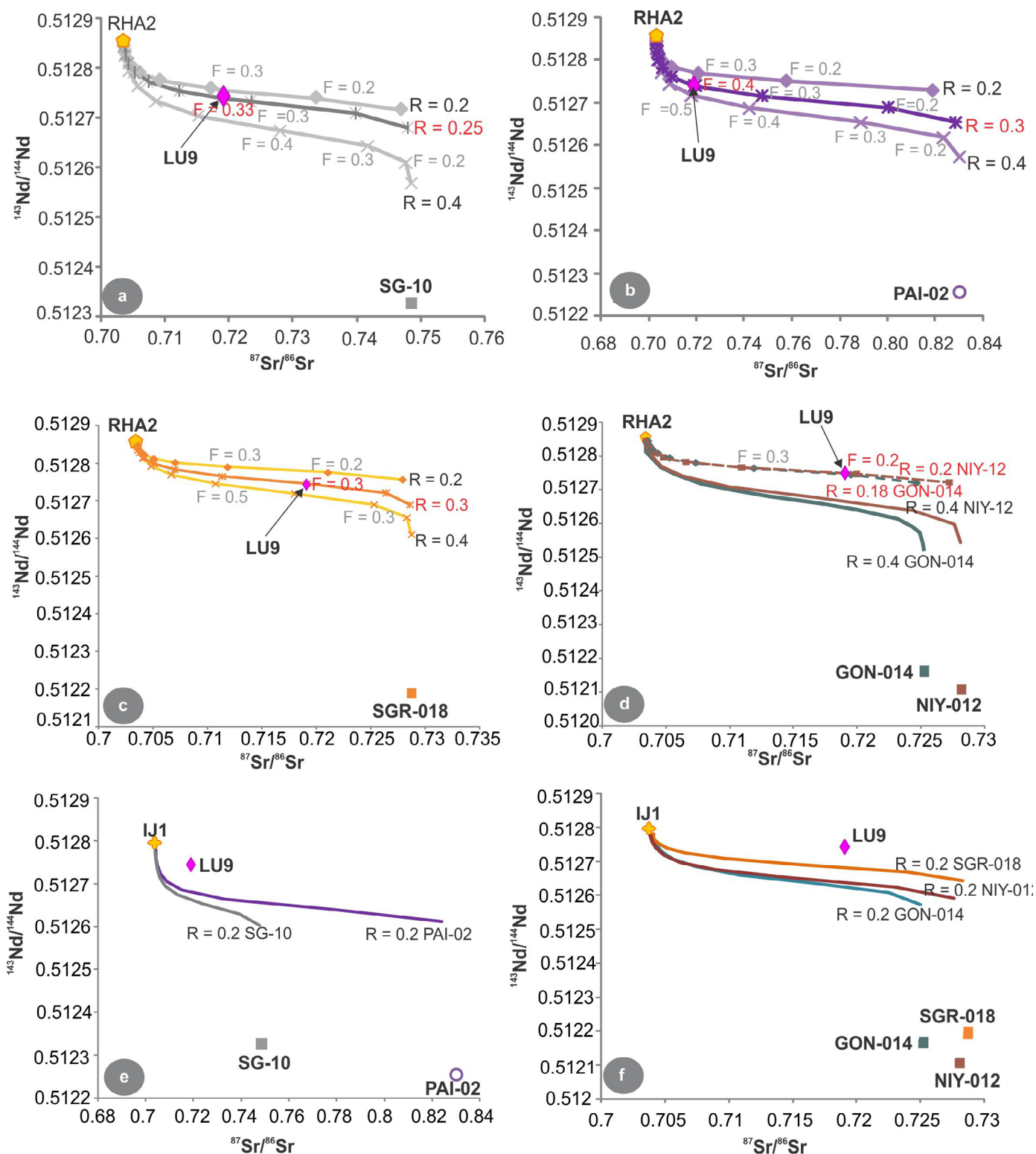


Figura 10. Diagramas de relaciones isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ correspondientes al modelado petrogenético de asimilación y cristalización fraccionada (ACF) para la obtención de la traquita del cerro Caín (LU9): a-b) Tomando como magma parental el basalto *pre-plateau* de Ranquil Huao (RHA2, Kay et al. 2007) y como asimilantes las riolitas de la Formación Marifil (PAI-02 y SG-10, Pankhurst y Rapela 1995), respectivamente; c-d) Tomando como magma parental el basalto *pre-plateau* de Ranquil Huao (RHA2, Kay et al. 2007) y como asimilantes las rocas metamórficas de la Formación El Jagüelito (SGR-018), Formación Nahuel Niyeu (NIY-012) y el gneiss Mina Gonzalito (GON-014) (Pankhurst et al. 2006), respectivamente; e) Tomando como magma parental el basalto alcalino de la Formación Cerro Cortado (IJ1, Kay et al. 2004) y los contaminantes riolíticos indicados en a y b; f) Tomando como magma parental el basalto alcalino de la Formación Cerro Cortado (IJ1, Kay et al. 2004) y los contaminantes metamórficos indicados en c y d). R: relación de la tasa de asimilación respecto a la tasa de cristalización y F: fracción de fundido residual.

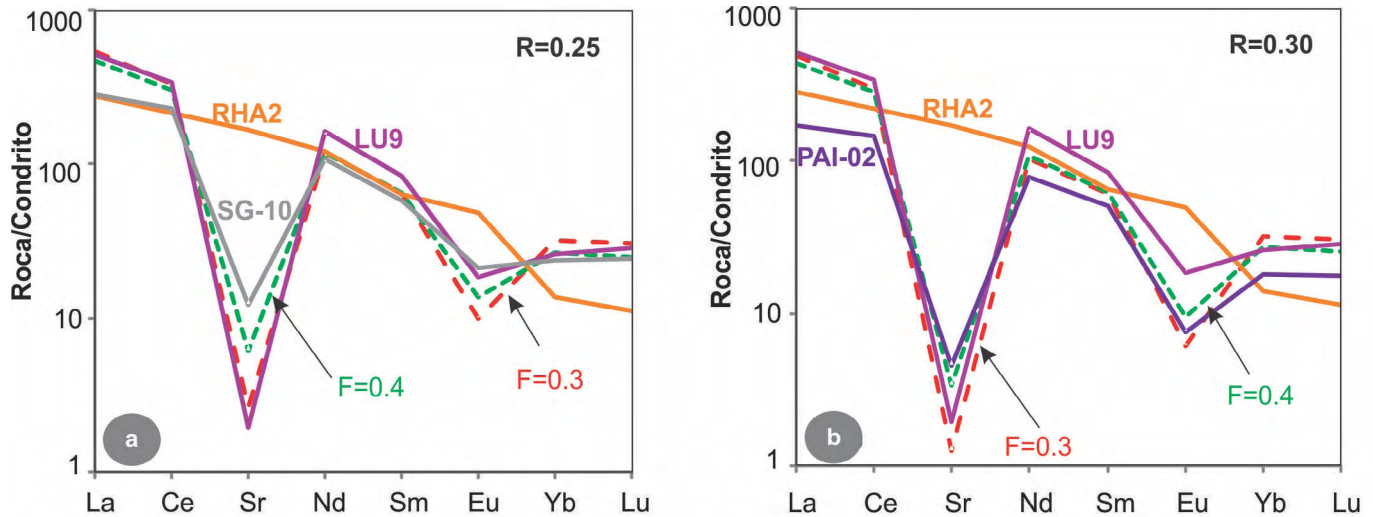


Figura 11. Diagramas geoquímicos de elementos traza en roca total (normalizados a condrito de Sun y McDonough 1989) correspondientes al modelado petrogenético de asimilación y cristalización fraccionada (ACF) para la obtención de la traquita del cerro Caín (LU9): a-b) Tomando como magma parental el basalto *pre-plateau* de Ranquil Huao (RHA2, Kay et al. 2007) y los asimilantes riolíticos indicados en la figura 10a-b. Las abreviaturas se corresponden con las indicadas en la figura 10.

siderando como asimilante la roca metamórfica SGR-018, la traquita LU9 coincide con la curva para valores de $R = 0.3$ y $F = 0.3$ (30 % de asimilación de componente metamórfico y 70 % de cristalización fraccionada del magma parental anteriormente indicado) (Fig. 10c). Empleando los contaminantes metamórficos GON-014 y NIY-012 se observa que para obtener valores isotópicos próximos a la traquita se requiere una asimilación menor (18 % y 20 %, respectivamente) y un 80 % de cristalización fraccionada del magma parental de composición similar al de *pre-plateau* del Oligoceno (Fig. 10d) (Material Suplementario C).

En relación al modelado utilizando como magma parental la muestra IJ1 (Formación Cerro Cortado), no se lograron resultados que conlleven a la formación de la traquita LU9 (Fig. 10e-f) (Material Suplementario C).

Teniendo presente los altos contenidos en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de la traquita (LU9) y el modelado efectuado, se determinó que las rocas estudiadas serían el resultado de la extensiva cristalización fraccionada (60-80 %) a partir de un magma alcalino de composición similar al basalto *pre-plateau* de Ranquil Huao (RHA2, Material Suplementario C) contaminado con material cortical ígneo silíceo o metamórfico. Sobre la base del modelo efectuado, se propone que las traquitas estudiadas habrían sufrido entre un 25 y 30 % de asimilación de una corteza de composición equivalente a una riolita o entre un 18 y 30 % considerando una corteza de naturaleza metamórfica. Si bien los dos tipos de rocas asimiladas son de edades muy diferentes (Material Suplementario C), se puede establecer que independientemente del asimilante, la contaminación cortical participó en la formación de las rocas estudiadas y los ele-

vados valores radiogénicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de estas traquitas se deben a que las rocas asimiladas están fuertemente enriquecidas en dicho isótopo.

Modelado de elementos traza y tierras raras: Considerando los resultados obtenidos en base a los modelados de cristalización fraccionada (RHA2, Fig. 8d) y ACF isotópica (RHA2, Fig. 10a-b), se realizó el modelado de ACF de los elementos traza y tierras raras utilizando la fuente máfica RHA2 (basalto de lavas *pre-plateau*) y como asimilantes las muestras de riolitas SG-10 y PAI-02 de la Formación Marifil (Material Suplementario A y D). No se efectuó el modelado considerando los contaminantes metamórficos ya que los mismos carecen de datos de sus contenidos en elementos traza y tierras raras.

Para el modelado se utilizó la ecuación ($C_m/C_m^0 = F^{-z} + (r/r-1)(C_a/z C_m^0)(1-F^{-z})$) establecida por DePaolo (1981). La moda mineral y los coeficientes de partición empleados para los cálculos son los mismos que los utilizados para el modelado de cristalización fraccionada de la traquita LU9.

El modelado entre la muestra RHA2 y los asimilantes SG-10 (Fig. 11a) y PAI-02 (Fig. 11b) permitió determinar que para valores de asimilación de 25 y 30 % ($R = 0.25$ y $R = 0.3$), respectivamente, y de 60-70 % de cristalización fraccionada ($F = 0.4$ y 0.3), se obtiene un patrón geoquímico similar a la traquita LU9 (Material Suplementario D).

En base a los tres modelados petrogenéticos realizados es posible establecer que las traquitas estudiadas se habrían originado a partir de 60 a 70 % de cristalización fraccionada de un magma alcalino de composición similar al basalto *pre-plateau* de Ranquil Huao y entre aproximadamente un 20 y 30 % de

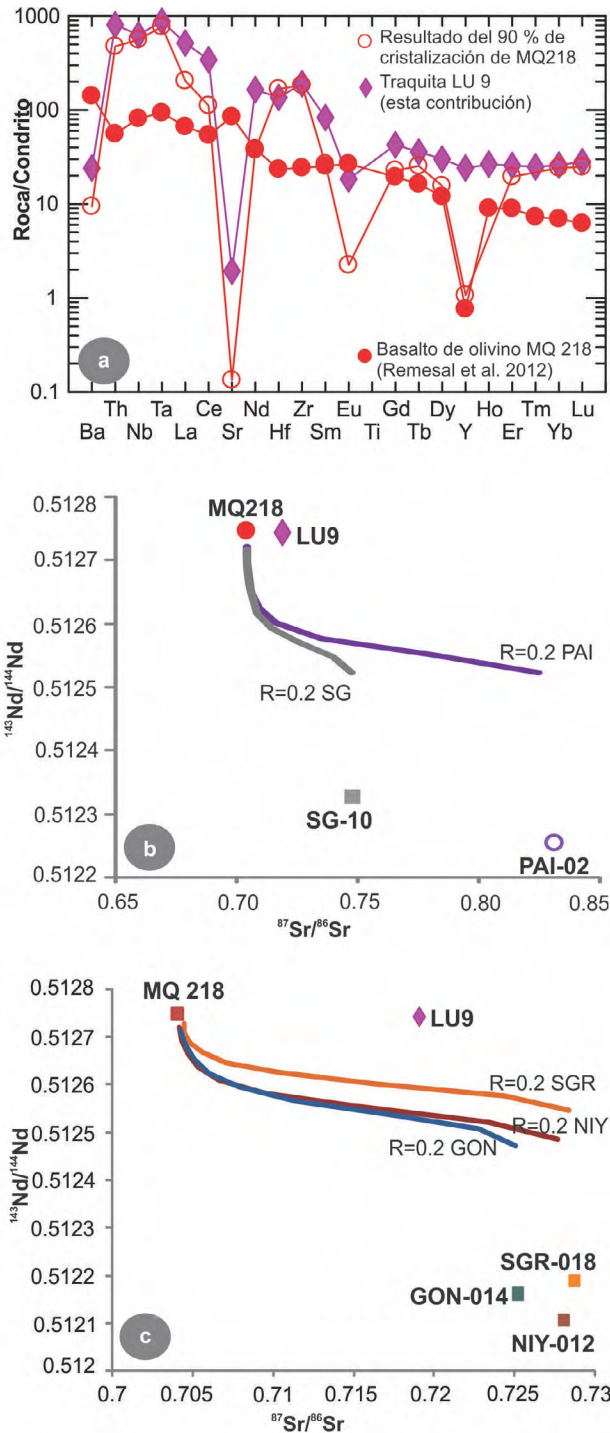


Figura 12. a) Diagrama de elementos traza en roca total (normalizados a condrito según Sun y McDonough 1989) correspondientes al modelado petrogenético de cristalización fraccionada para la obtención de la traquita del cerro Caín (LU9) a partir del basalto de olivino de la Superunidad Quiñelaf (MQ218, Remesal et al. 2012); b-c) Diagramas de relaciones isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ correspondientes al modelado petrogenético de asimilación y cristalización fraccionada (ACF) para la obtención de la traquita del cerro Caín (LU9), tomando como magma parental el basalto de olivino de la Superunidad Quiñelaf (MQ218, Remesal et al. 2012) y como asimilantes las riolitas de la Formación Marifil (PAI-02 y SG-10, Pankhurst y Rapela 1995) y las rocas metamórficas de la Formación El Jagüelito (SGR-018), Formación Nahuel Niyeu (NIY-012) y el gneiss Mina Gonzalito (GON-014) (Pankhurst et al. 2006), respectivamente.

asimilación cortical ígnea o metamórfica. Por otra parte, los modelados desarrollados no brindaron buenos resultados con muestras de las Formaciones Cerro Cortado, El Buitre y las lavas *plateau*, lo cual indica que las traquitas estudiadas no derivarían de ninguna de estas fuentes.

Finalmente, si bien no hay relación temporal ni de campo entre las muestras de esta contribución y las traquitas de la Superunidad Quiñelaf, dado la cercanía geográfica que las mismas presentan con los cerros traquíticos aquí estudiados (Fig. 2), se realizaron los modelados de cristalización fraccionada y de asimilación y cristalización fraccionada con el objeto de determinar si entre estas unidades existe algún tipo de vinculación genética. Para ello, se utilizó la muestra MQ218 (Material Suplementario A) del Complejo Volcánico Barril Niyeu (Superunidad Quiñelaf), que según Remesal et al. (2012), es el basalto con olivino más primitivo con el cual los autores inician la cristalización fraccionada para obtener un traquibasalto (MQ219) y subsecuentemente una traquita (MQ217) del mismo complejo volcánico. A partir de los resultados obtenidos, se determinó que no hay ninguna vinculación entre las traquitas de la Superunidad Quiñelaf y la traquita estudiada, dado que aún con un 90 % de cristalización fraccionada del basalto MQ218 no se logran obtener patrones similares a la traquita LU9 (Fig. 12a, Material Suplementario B) y para el caso del modelado de ACF isotópico tampoco se logran buenos resultados (Fig. 12b-c, Material Suplementario C).

CONCLUSIONES

Los cerros Anequén, Caín, Roseta y Cristiano Muerto, aflorantes en el bajo de El Caín, son domos y cuerpos subvolcánicos constituidos por rocas holocristalinas a hipocristalinas, con texturas porfíricas, microporfíricas a seriadas y pasta traquítica. Geoquímicamente evidencian ser rocas muy homogéneas y se clasifican como traquitas comendíticas.

La química mineral permitió determinar que se componen de cristales de feldespato alcalino (sanidina y anortoclasa) y clinopiroxeno (augita, aegirina-augita y aegirina). Además, se identificaron cristales de olivino, los cuales se caracterizan por una intensa alteración pseudomórfica a iddingsita.

Los modelados petrogenéticos realizados en base a elementos traza e isótopos (Sr-Nd) en roca total han permitido establecer que las traquitas aflorantes en el bajo de El Caín, se habrían originado como resultado de un 60 a 70 % de cristalización fraccionada de un magma alcalino de composición similar al basalto de Ranquil Huao, correspondiente a las lavas *pre-plateau* estudiadas por otros autores y asignadas a las primeras efusiones lávicas de la Formación Somuncurá, y

entre aproximadamente un 20 y 30 % de asimilación cortical de naturaleza ígnea ácida o metamórfica. Asimismo, los estudios y modelados realizados, permiten establecer que las traquitas no se originaron a partir de los miembros máficos de la Formación Cerro Cortado, de la Formación El Buitre, ni de los basaltos de las lavas *plateau* de la Formación Somuncurá o de la Superunidad Quiñelaf, todas ellas estudiadas por otros autores.

La información aportada en el presente trabajo revela que será necesario contar con edades radimétricas y un mayor número de datos geoquímicos e isotópicos de las traquitas y de las rocas máficas de la Formación Cerro Cortado, para vincular ambos tipos de litologías y definir si las traquitas se incluyen o no en dicha Formación.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado a través de los proyectos: 24/H148 de la Secretaría General de Ciencia y Tecnología de la Universidad Nacional del Sur (SGCyT-UNS), otorgado a la Dra. G. Ferracutti y 309878/2019-5 (CNPq) otorgado a la Dra. N. Hauser. Los autores agradecen los comentarios y sugerencias de la editora Dra. Carmen Martínez Dopico y de los árbitros, Dra. Silvia Lagorio y otro anónimo, que han permitido mejorar la presente contribución.

MATERIAL SUPLEMENTARIO

<https://revista.geologica.org.ar/raga/article/view/935/1617>

REFERENCIAS

- Alric, V.I. y Massaferro, M.I. 2017. Edad y naturaleza del magmatismo básico eoceno de los alrededores de la Meseta de Canquel. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 74(2): 274-282.
- Aragón, E., D'Eramo, F., Castro, A., Pinotti, L., Brunelli, D., Rabbia, O., Rivalenti, G., Varela, R., Spakman, W., Demartis, M., Cavarozzi, C., Aguilera, Y., Mazzucchelli, M. y Ribot, A. 2011. Tectono-magmatic response to mayor convergence changes in the North Patagonian suprasubduction system; the Paleogene subduction-transcurrent plate margin transition. *Tectonophysics* 509: 218-237.
- 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.
- Ardolino, A.A. 1981. El vulcanismo cenozoico del borde suroccidental de la Meseta de Somuncurá, provincia del Chubut. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 7-23, San Luis.
- Ardolino, A. y Franchi, M. 1993. El vulcanismo Cenozoico de la Meseta Somún Curá, Río Negro y Chubut. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 225-235, Mendoza.
- 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. *Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial* 3: 7-22.
- Asiain, L. 2020. Petrología y geoquímica de rocas volcánicas y subvolcánicas máficas del sector occidental de la Meseta de Somuncurá. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur (inédita), 347 p., Bahía Blanca.
- Asiain, L., Gargiulo M.F. y Bjerg, E.A. 2017a. Geoquímica de los basaltos del sector noroccidental de la Meseta de Somuncurá, Provincia de Río Negro. 20° Congreso Geológico Argentino, Actas 1-4, San Miguel de Tucumán.
- Asiain, L., Gargiulo M.F., Reitering, J., Ntaflos, Th. y Bjerg, E.A. 2017b. 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., Bjerg, E.A. Ntaflos, Th. y Reitering, J. 2019. 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.
- Asiain, L., Ferracutti, G. Gargiulo, M.F., Bjerg, E.A. y Hauzenberger, Ch. 2021. Petrología y geoquímica de basaltos alcalinos de diques y conos ubicados en el bajo de El Cañ, Meseta de Somuncurá. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 78(2): 246-267.
- Bertels, A. 1969. Estratigrafía del límite Cretácico - Terciario en Patagonia septentrional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24(1): 41-54.
- Bjerg, E.A., Ntaflos, Th., 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.
- Camacho, H.H. 1992. Algunas consideraciones acerca de la transgresión marina paleocena en la Argentina. *Academia Nacional de Ciencias (Córdoba), Miscelánea* 85: 1-41.
- Cande, S.C. y Leslie, R.B. 1986. Late Cenozoic tectonics of the southern Chile Trench. *Journal of Geophysical Research* 91: 471-496.
- Coira, B. 1979. Descripción geológica de la Hoja 40d, Ingeniero Jacobacci, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín 168: 1-94.
- Coira, B., Franchi, M. y Nullo, F. 1985. Vulcanismo terciario al oeste de Somuncura y su relación con el arco magmático de la Cordillera Norpatagónica, Argentina. 4° Congreso Geológico Chileno, 3: 4/68-4/88. Antofagasta, Chile.
- Corbella, H. 1984. El vulcanismo de la Altiplanicie del Somuncurá. 9° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 267-300, Buenos Aires.
- Cordenons, P.D., Remesal, M.B., Salani, F.M. y Cerredo, M.E. 2020. Temporal and spatial evolution of the Somún Curá Magmatic Province,

- Northern Extra-Andean Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 104: 102881
- Dahlquist, J.A. 2017. El proceso de cristalización fraccionada o fraccionamiento Reyleigh en el Macizo anortosítico de Sierra de Maz. *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 60: 59-69.
- 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. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 291: 193-196.
- Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussman, J. 1992. *An Introduction to the rock-forming minerals*, segunda edición, 696 p., New York.
- 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., 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.
- GERM Earth reference data and models. *Geochemical Earth Reference Model*. <https://earthref.org/GERM/>.
- 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.
- Groeber, P. 1931. El Dr. Ricardo Wichmann y su obra científica. *Physis* 10(36): 267-278.
- Groeber, P. 1959. Supracretácico. En *Geografía de la República Argentina*. Sociedad Argentina Estudios Geográficos GAEA 2(2): 1-165. Buenos Aires.
- Haller, M.J., Massafiero, G.I., Alric, V.I., Navarrete, C.R. y Menegatti, N. 2020. Cenozoic intraplate magmatism of central Patagonia, Argentina, *Journal of South American Earth Sciences* 102650.
- Honda, S., Orihashi, Y., Mibe, K., Motoki, A., Sumino, H. y Haller M.J. 2006. Mantle wedge deformation by subducting and rotating slab and its possible implication. *Earth Planets Space* 58: 1087-1092.
- Holmberg, E. y Methol, E. 1974. Geología de la Región de Talcahuala. Apoyo Geológico al Plan Valcheta, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, (inédito), 10 p.
- Kay, S. M., Ardolino, A. A., Franchi, M. y Ramos, V. A. 1992. The Somuncura plateau: An Oligo-Miocene 'baby-hotspot' in extra-Andean Patagonia (40.5 to 43 S latitude). *EOS Transactions, American Geophysical Union* 73, 337.
- 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. XII 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.
- 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, 236 p., Cambridge.
- Leanza, A.F. 1964. Los estratos con Baculites de El Caín (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.
- Lema, H. y Cortés, J.M. 1987. El vulcanismo eoceno del flanco oriental de la meseta de Canquel, Chubut, Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 188-191, San Miguel de Tucumán.
- Lugmair, G.W. y Marti, K. 1978. Lunar inicial 143Nd/144Nd: Differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth and Planetary Science Letter* 39: 349-357.
- Macdonald, R. 1974. Nomenclature and petrochemistry of the peralkaline oversaturated extrusive rocks. *Bulletin Volcanologique* 38: 498-516.
- Mazzoni, M. 1985. La Formación Sarmiento y el vulcanismo paleógeno. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 40(1-2): 60-68.
- Menegatti, N.D., Massafiero, G.I., Fernández, M.I. y Giacosa, R.E. 2014. Geología y geoquímica de los cuerpos básicos alcalinos al sur de los lagos Musters y Colhué Huapi, cuenca del Golfo San Jorge, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71(4): 484-499.
- Menegatti, N.D., Massafiero, G.I., Giacosa, R.E., Vargas, J.I., Turra, J.M., Olazábal, S.X., Jalil Fredes, J.N. y Alvarellos, F. 2018. Petrogénesis de las rocas ígneas alcalinas cenozoicas en la cuenca del Golfo San Jorge, provincia de Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 75(3): 359-379.
- 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.
- 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.
- Nañez, C. 1983. Observaciones geológicas en el borde sudoccidental de la meseta de Coli Toro, provincia de Río Negro. Facultad de Cien-

- cias Exactas y Naturales, Trabajo final de Licenciatura, (inédito), 1-80, Buenos Aires.
- Navarrete, C., Gianni, G., Massaferró, G. y Butler, K. 2020. The fate of the Farallon slab beneath Patagonia and its links to Cenozoic intraplate magmatism, marine transgressions and topographic uplift. *Earth Science Review*, 210: 103379.
- Neumann, H., Mead, J., Vitaliano, C.J., 1954, Trace element variation during fractional crystallization as calculated from the distribution law: *Geochimica and Cosmochimica Acta* 6: 90-99.
- Ntafos, 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^o International Geological Congress, Abstracts Volume, Río de Janeiro.
- Nullo, F. 1978. Descripción geológica de la Hoja 41d, Lipetrén, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín 158: 1-88.
- Orihashi, Y., Motoki, A., Haller, M., Sumino, H., Nagao, K., Hirata, D., Mibe, K., Honda, S., Jalowitzki, T., Iwamori, H. y Anma, R. 2010. Petrogenesis of Somuncura plateau basalt in an extra back-arc province: Dehydration-induced melting of hydrous wadsleyite beneath northern Patagonia. *The Meeting of the Americas*, Foz do Iguazu, Brasil.
- Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis in the lower crust of Patagonia. *Earth Planetary Science Letters* 134: 23-36.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M. y Márquez, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews* 76: 235-257.
- 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, Buenos Aires.
- 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., Cerredo, M.E., Salani, F.M. 2011. Un Modelo Alternativo para la Génesis de la Provincia Magmática Somún Curá. 18^o Congreso Geológico Argentino. S6: Evolución Tectono-Magmática Cenozoica del Macizo Norpatagónico: 364-365. Neuquén.
- 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., Cordenons, P.D., Alric, V., Cerredo, M.E., 2018. Basaltos del norte de la Meseta de Somún Curá. *Provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina* 75(3): 396-408.
- Riccardi, A.C. 1975. Eubaculites Spath (Ammonoidea) del Cretácico superior de Argentina. *Ameghiniana* 11(4): 379-399.
- Riccardi, A.C. 1980. Presencia de epizoos en un amonoideo heteromorfo del Maastrichtiano de Argentina: una inferencia paleoautoecológica. *Ameghiniana* 17(1):11-14.
- Rollinson, H.R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific and Technical, 352 p., New York.
- Salani, M.F., Montenegro, T.F. y Remesal, M.B. 2015. Xenolitos mantélicos del Cerro Pilquiniyeu Chico, Río Negro, Patagonia Extraandina, Argentina. 14^o Congreso Geológico Chileno. ST 3: Metamorfismo y magmatismo en zonas de subducción: 612-615.
- 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 Science* 11: 211-215.
- Simpson, G.G. 1941. *The Eogene of Patagonia*. American Museum Novitates 1120: 1-15, New York.
- 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.
- Taylor, H.P. 1980. The effects of assimilation of country rocks by magmas on ¹⁸O/¹⁶O and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr systematics in igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 47 (2): 243-254.
- Weaver, C. 1927. The Roca Formation in Argentina. *American Journal of Science* 13(5): 417-434.
- Whitney, D.L. y Evans B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187.
- Zindler, A. y Hart, S. 1986. Chemical Geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14: 493-571.