

EL MAGMATISMO MESOZOICO ASOCIADO A LOS PROCESOS EXTENSIONALES EN LAS CUENCAS DE RIFT DEL SUBANDINO BOLIVIANO Y LA IMPORTANCIA DE SU UBICACIÓN GEOCRONOLÓGICA EN LA PALEOGEOGRAFÍA DE AMÉRICA DEL SUR

María Elena Kusiak¹, Georges Mascle², Víctor A. Ramos³

1: YPF, Buenos Aires, Argentina. mkusiakl@ypf.com

2: Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble, Univ. Joseph Fourier, Grenoble, France. georges.mascle@free.fr

3: Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber (IDEAN-UBA-CONICET). andes@gl.fcen.uba.ar

Keywords: Bolivia, Mesozoic, Subandean rift system, extension events, intraplate volcanic activity

ABSTRACT

Mesozoic magmatism associated to extensional processes at the bolivian subandean rift basins and the importance of their geochronological location in South American paleogeography

The presence of different igneous events in the southern Subandean area of Bolivia is related to the development of a rift basin in the Andean region during the Mesozoic. The basaltic flows of the Entre Rios and Camiri Basalts in the southern Subandean region were dated by Ar-Ar in different minerals. The new data permitted to disregard previous older Triassic ages that have been obtained by less precise methods, and confirm the Early Jurassic age of the basalts. These basalts covered more than 30,000 square kilometers, which and they indicate the importance of the intra-plate volcanic activity that was associated with the Subandean rift system. Temporal assignment together with their geographical distribution and geochemical characteristics show a strong correlation with the basalts of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) developed during the Pangea break-up. These relationships confirm the huge extension of this important Large Igneous Province (LIP) that reached the southern part of Bolivia highlighting the importance of this extensional event. Absolute ages of 204.03 ± 1.38 Ma, and 181.50 ± 0.90 Ma obtained for Camiri and Entre Ríos Basalts, allowed accurate dating of interfingering sedimentary units that were assigned to the Rhaethian and Toarcian stages, respectively.

INTRODUCCIÓN

La actividad magmática en la región subandina de Bolivia es escasa y poco conocida, siendo éste es uno de los pocos estudios que presentan datos sobre sus características geoquímicas y geocronológicas. El magmatismo en la región es esencialmente basáltico de naturaleza tholeítica y está presente en diferentes localidades que han sido descriptas en forma general por diferentes autores.

Su distribución se puede observar en el mapa geológico del sureste boliviano, donde se identifican

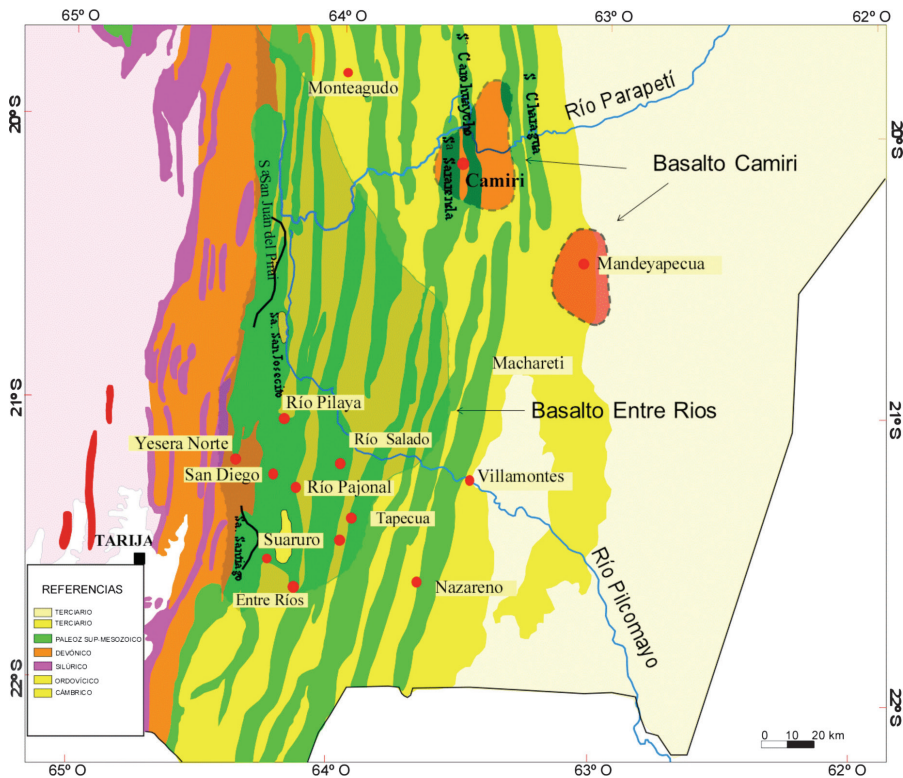


Figura 1. Área de influencia de los basaltos Entre Ríos y Camiri en el Subandino Sur. El área de influencia de los afloramientos del Basalto Camiri, aparece sombreada en color terracota, mientras que el límite externo del Basalto Entre Ríos se define con sombreado mostaza y línea gruesa negra los espesores mayores. Los afloramientos tienen espesores que oscilan entre 30 y 120 m. Basado en observaciones propias y de diferentes autores citados en el texto.

las principales localidades en las que se ha constatado la presencia de rocas volcánicas mesozoicas.

La referencia original para el Basalto Entre Ríos proviene de Padula y Reyes (1958) quienes mencionan en la región de Entre Ríos un dique melafírico que Ahlfeld (1946) había observado y que corresponderían a los afloramientos más australes de este basalto, al sur de la localidad de Salinas ubicada 40 km al sur de Entre Ríos (Figura 1), cerca de la mina de sal gema situada en esa región.

Ayaviri (1964) describió sobre una superficie aparentemente erosionada de la parte más alta de la Formación Ipaguazú, yace una colada basáltica correlacionada con el Basalto Entre Ríos, cuyos afloramientos se encuentran en la parte occidental de la faja subandina, extendiéndose más ampliamente en dirección norte-sur que en el sentido-este oeste (Figura 1). En el río Pilaya llega hasta el sinclinal de San Josecito, se encuentra en Yocoporo y está muy bien desarrollado en el río Pilcomayo, donde se ha llegado a medir hasta 84 metros de espesor.

Sempere y Soler (1992) hacen referencia a la primera intercalación volcánica, cuya potencia total puede sobrepasar los 100 metros. Está constituida de potentes coladas que asocian al Basalto Entre Ríos, pero que corresponderían al Basalto Tarabuco. Este se ubica encima de las capas rojas fluviales o lacustres con intercalaciones evaporíticas de la Formación Ipaguazu en la faja subandina y en la Formación Sayari en la Cordillera Oriental. Estos basaltos proporcionaron edades K-Ar

en roca total, comprendidas entre 233 y 45 Ma. Estas sedimentitas se depositaron en grábenes de orientación generalmente noroeste y localmente nord-nordeste como en la localidad de Entre Ríos.

En la región andina del sur se encuentran cerca de Tupiza, los diques de Cornaca, que proporcionaron una edad K-Ar aparente de $184 \pm 4,9$ Ma, Sempere *et al.* 1998, 2002). En el sinclinal de Incapampa cerca de la localidad de Tarabuco, en el extremo NW fuera del alcance del mapa de la Figura 1 y del área de estudio, aflora el Basalto Tarabuco que conforma con el basalto de Uyuni-Incapampa una serie de coladas vesiculares, en las que se observan *pillow-lavas*, con 100 a 150 metros de espesor.

Un estudio posterior de Sempere *et al.* (2003) rectifica el carácter de *sill* asignado con anterioridad al Basalto Entre Ríos, para referirse a un conjunto macizo de lavas apiladas, cuya edad de su emplazamiento, por deducción estaría directamente relacionada a los 171 Ma obtenidos para el Basalto Tarabuco, asociándolos al mismo evento magmático (Figura 2).

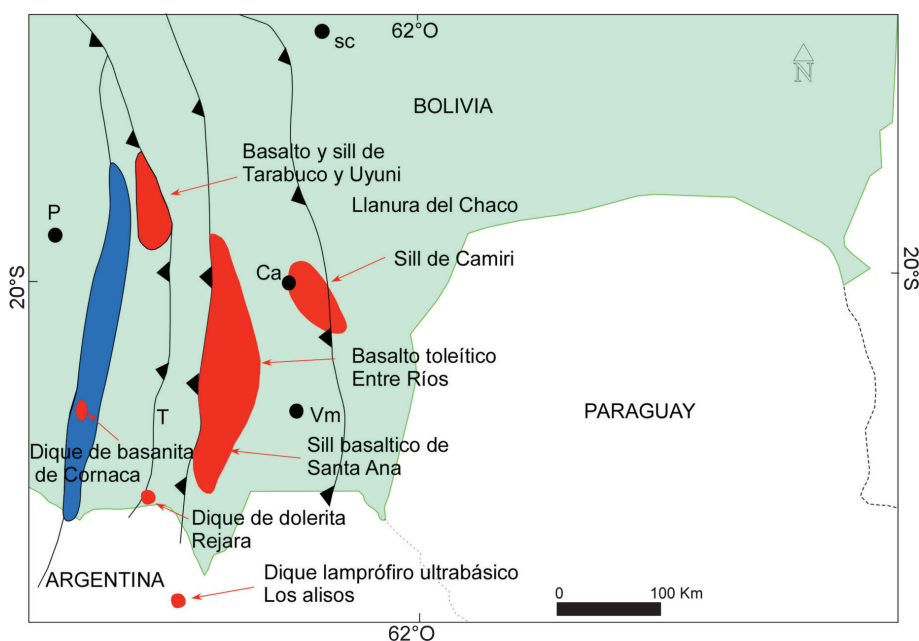


Figura 2. La actividad ígnea en el sureste de Bolivia y áreas vecinas está representada por rocas efusivas y extrusivas (coladas, diques y sills) que tiene una composición predominantemente básica. La mayor parte de ellas tienen relación con el *rifting* Mesozoico. Localidades nombradas: SC: Santa Cruz, P: Potosí, Ca: Camiri, T: Tarija, Vm: Villamontes. (Modificado de Sempere *et al.*, 2003)

El magmatismo del denominado “ramal de Entre Ríos” del sistema del *rifting* (Sempere *et al.*, 2003) comprende los basaltos de Tarabuco y de Incapampa al noroeste y los de Entre Ríos y Camiri al sureste (Figura 2). Las observaciones efectuadas posteriormente hacen mención a niveles de facies alternativamente vesiculares y masivas en los basaltos de Tarabuco y Entre Ríos y demuestran que estas dos unidades constituyen apilamientos de coladas.

En la zona de Entre Ríos, localidad situada 60 km en línea recta al este de Tarija, sobre el camino a Villamontes, provincia O'Connor del departamento de Tarija, se considera la sección típica,

a lo largo del camino carretero que une Entre Ríos con Serere, cerca de la localidad de Vallecito.

El área de influencia de esta unidad ocupa el sector central del Subandino Sur y no se extiende más al este de la Serranía de San Antonio (Figura 1). Hacia el norte sólo se describen afloramientos en la latitud de la localidad de Monteagudo, sobre el río Azero, donde tiene un espesor de 22 m en la Serranía de Coscotoro; en el río Parapetí en la serranía de Yanguilo se midieron 50 m, mientras que hacia el sur, los afloramientos del basalto llegan hasta muy cerca de la localidad de Palos Blancos en la serranía de Suaruro. El sector con mayor espesor de rocas basálticas se localiza sobre las serranías de San Josecito, San Juan del Piray y la región de Entre Ríos, muy cerca del límite entre la faja subandina y la zona de transición de la Cordillera Oriental de Los Andes.

Fuera del área de influencia del Basalto Entre Ríos se conocen otras manifestaciones de actividad ígnea asociada al Basalto Camiri, en la Serranía de Mandeyapecua-Carandaití, las coladas basálticas están superpuestas a la Formación Vitiacua. En la zona de Camiri, sobre el Río Parapetí (Serranía de Carohuaicho), se observa un afloramiento de rocas ígneas, que tiene más bien un carácter de *sill*, con efectos de alteración en las rocas circundantes.

MARCO GEOLÓGICO

La evolución geológica de Bolivia y de los Andes Centrales durante los últimos 500 Ma fue controlada en gran parte por la geodinámica del margen pacífico del Gondwana occidental. Los estratos fanerozoicos se depositaron en ambientes principalmente marinos hasta el Triásico Inferior, y predominantemente continentales con posterioridad. Sin embargo, varias transgresiones marinas restringidas ocurrieron en el Cretácico superior-Daniano y una en el Mioceno superior (Sempere, 1995). Estos rasgos y los marcados cambios en los ambientes de sedimentación muestran la importancia del estudio de las cuencas mesozoicas dentro del marco geológico de Bolivia.

La identificación de las unidades del mesozoico a nivel regional, está basada principalmente en las características litológicas y sólo la Formación Cajones, presentaba una datación precisa aportada por fósiles. A partir del estudio realizado para la tesis doctoral (Kusiak, 2008), con los resultados obtenidos en la datación realizada en el Basalto Entre Ríos por el método Ar-Ar y en las arenas de las formaciones Tapequa y Castellón por el método de trazas de fisión en circón se actualizó el cuadro cronoestratigráfico de las unidades mesozoicas presentado en la Figura 3.

Este estudio (Kusiak, 2008), permitió que mediante análisis estratigráficos y correlaciones locales y regionales se reconociera la existencia de tres depocentros mesozoicos en el Subandino boliviano, y su continuación en el piedemonte y llanura Chaco-Beniana adyacente (Figura 4).

El depocentro más antiguo de edad jurásica se desarrolló en el Subandino Sur y se lo identificó como cuenca de Villamontes, generada por procesos extensivos y un magmatismo asociado característico de intraplaca que constituyó una cuenca de *rift* asimétrica.

El relleno de la cuenca de Villamontes queda definido por las secuencias de *synrift* y los basaltos tholeíticos asociados correspondientes al Basalto Camiri, Formación Ipagazu, Formación San Diego, Basalto Entre Ríos y Formación Tapequa. Las secuencias de subsidencia térmica (*sag*) están representadas por las sedimentitas de las formaciones Castellón e Ichoa.

En la región del Subandino Centro correspondiente a la cuenca de Santa Cruz se desarrollan secuencias de *synrift* correspondientes a la Formación Yantata y al miembro inferior de la Formación Cajones de edad cretácica. Estas secuencias son cubiertas en discordancia por el miembro superior de la Formación Cajones correspondientes a la facies de subsidencia térmica (*sag*).

Se correlacionaron las secuencias de *postrift* de la cuenca de Villamontes con las de *prerift* de la cuenca de Santa Cruz, que infrayacen a las secuencias cretácicas de la Formación Yantata y al miembro inferior de la Formación Cajones. Los depósitos de *synrift* de la cuenca de Santa Cruz son cubiertos por el miembro superior de la Formación Cajones, lo que permite identificar una migración de los eventos extensionales de sur a norte.

En el Subandino Norte se ha identificado el desarrollo de la cuenca del Beni, constituida por las unidades de *synrift* correspondientes a la Formación Eslabón y cubiertas por las secuencias de subsidencia térmica de la Formación Flora, ambas unidades fuertemente truncadas por la orogenia andina (Kusiak, 2009).

EDAD (Ma)	SERIE	SUBANDINO SUR	SUBANDINO CENTRO	SUBANDINO NORTE
30	NEÓGENO	Fm. Petaca	Fm. Petaca	Fm. Bala
60	CENOZOICO			
90	PALEÓGENO		Fm. Cajones sup. Fm. Cajones inf. Fm. Yantata	Fm. Flora Fm. Eslabón
120	CRETÁCICO			
150	MESOZOICO	Fm. Ichoa	Fm. Ichoa	Fm. Beu
180	JURÁSICO	Fm. Castellón Fm. Tapequa Basalto Entre Ríos Fm. San Diego Fm. Ipagazu Basalto Camiri		
210	TRIÁSICO			
240				
270	PALEOZOICO	Fm. Vitiacua Fm. Cangapi	Fm. Elvira Fm. Cangapi	Fm. Bopi Fm. Copacabana
	PÉRMICO	Artiskiano Sakmariano		

Figura 3. Cuadro estratigráfico regional del Mesozoico, correspondiente al Subandino boliviano (Kusiak, 2008).



Figura 4. Mapa de ubicación de las cuencas mesozoicas definidas en el área de estudio. Los afloramientos del Mesozoico identificados en la faja subandina que alcanzan la llanura chaco-beniana son los involucrados en estas cuencas (Kusiak, 2008).

PETROGRAFÍA DE LOS BASALTOS

El Basalto Entre Ríos es un conjunto macizo que agrupa diferentes coladas apiladas de más de 120 m de espesor, tiene una apariencia en bloque, con fracturas en dos direcciones; cuando no está alterado, es resistente y no presenta intercalaciones con rocas sedimentarias. Su contacto es irregular en la base.

Sempere y Soler (1992) establecieron que estos basaltos presentan una estructura dolerítica con plagioclasa cálcica y clinopiroxeno milimétrico o una estructura traquítica con fenocristales de plagioclasa cálcica, olivino en una matriz microgranular con plagioclasa, clinopiroxeno y minerales opacos. Se encuentran generalmente alterados a serpentina, clorita, calcita, arcillas y óxidos de hierro.

Las muestras del Basalto Entre Ríos que han sido estudiadas corresponde macroscópicamente a una roca de color gris oscuro a negro con un 20 % de tablillas de feldespatos en una pasta microcristalina.

Microscópicamente tiene textura porfírica formada por fenocristales de plagioclasa y piroxeno con pasta microcristalina de tipo intergranular (Figura 5). Su grano es mediano a fino variando de 0,75 a 1 mm. Los fenocristales de plagioclasa representan el 90% y son de andesina (Ab46). Los cristales de piroxeno son de augita predominantemente. Frecuentemente los fenocristales de piroxeno tienen bordes transformados en óxidos de hierro.

El Basalto Camiri está caracterizado por una roca volcánica masiva con textura porfírica. Es altamente porfírica ya que el porcentaje de fenocristales es mayor al 15% y el tamaño es fino a mediano ($< 1,6$ mm). De acuerdo al porcentaje de minerales máficos respecto de los félsicos la roca es mesocrática. La asociación mineralógica dominante es nuevamente plagioclasa asociada a clinopiroxenos. Los cristales más abundantes son de plagioclasa que se encuentran en una proporción del 65% del volumen total de fenocristales. Son tablillas de formas euhedrales a subhedrales. Poseen maclas finas, simples (albita – Carlsbald) y polisintéticas (Figura 6).

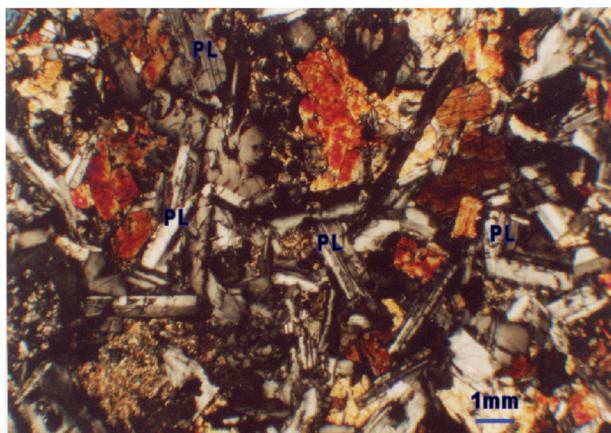


Figura 5. Muestra del Basalto Entre Ríos con nicoles cruzados. Se observa la textura porfírica formada por fenocristales de plagioclasa y piroxeno con pasta microcristalina de tipo intergranular, por sectores glomeroporfírica. Es de grano mediano a fino ya que los fenocristales varían entre 0,75 y 1 mm.

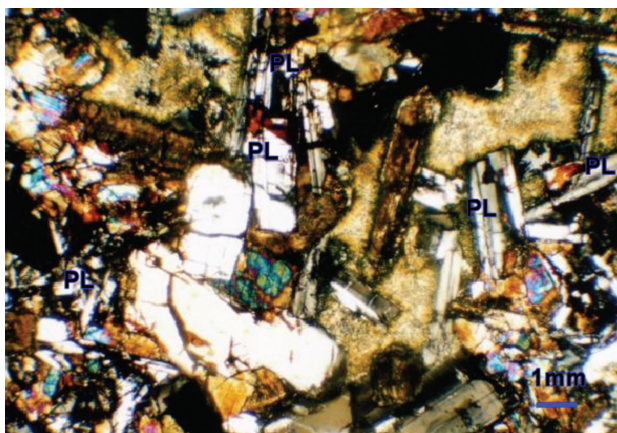


Figura 6. Muestra del Basalto Camiri con nicoles cruzados. El tamaño promedio del grano es de 0,5 mm, aunque en su eje mayor pueden alcanzar hasta 1,6 mm.

Están atravesados por microfracturas en general transversales al clivaje. Poseen los bordes corroídos por inestabilidades durante la cristalización y enfriamiento lo que les da un falso aspecto anhedral. Las tablillas están límpidas o con alteración de intensidad muy suave. El mineral máfico más frecuente es clinopiroxeno de forma subhedral, en cristales prismáticos cortos. Se encuentran en una proporción del 35% del volumen total de fenocristales, con tamaños menores a 0,6 mm en su eje mayor, aunque predominan aquellos de 0,3 mm.

Se encuentran atravesados por microfracturas que en ocasiones están rellenas por óxidos de hierro que también reemplazan los bordes de los cristales. Las microfisuras de los cristales se encuentran rellenas por cloritas. Presenta cristales opacos subhedrales a anhedrales, en una proporción del 5-7%, con tamaños menores a 0,7 mm. La alteración cálcica y arcillosa es de moderada intensidad y se presenta ocupando espacios intercristalinos formando parches irregulares menores a 1,6 mm (Figura 6).

La mineralogía de los basaltos está caracterizada por plagioclasa, augita, pigeonita y Ti-magnetita, las que presentan una alteración leve es similar a la descripta por Bertrand *et al.* (2005).

De acuerdo a la mineralogía de sus fenocristales la muestra analizada se clasifica como un fenobasalto.

En general los basaltos estudiados son comparables con el material descrito en Bolivia por Soler y Sempere (1993). Estos autores describen los basaltos también con una fuerte alteración, aunque en los ejemplares por ellos estudiados predomina una textura dolerítica con plagioclasa cálcica y clinopiroxeno en una textura porfírica con fenocristales de plagioclasa cálcica y olivina. Según estos autores los basaltos jurásicos tienen una textura más porfírica con fenocristales de olivina, plagioclasa cálcica y clinopiroxeno.

GEOQUÍMICA Y UBICACIÓN DE LAS MUESTRAS ANALIZADAS

Se estudiaron tres muestras representativas cuya ubicación se ilustra en la Figuras 7 y 8 (véase datos analíticos en el Cuadro 1). Estas muestras fueron obtenidas en la senda Alto Lajitas, Figura 7 (coordenadas x 401.548, y 7.619.194), aproximadamente 5 km al este de la localidad de Suaruro, las muestras que se dataron corresponden al Basalto Entre Ríos, a las que se identificó como BER y REBER (Cuadro 1). La tercer muestra representativa, corresponde al Basalto Camiri y se ha obtenido en los afloramientos localizados sobre una de las márgenes del río Parapetí al sureste de la ciudad de Camiri, Figura 8, punto 2 (x 450.044, y 7.777.618), y se la identificó como PRO. Estos afloramientos se encuentran en una posición basal de la secuencia mesozoica en la intersección del contacto entre las areniscas rojizas claras con estratificación entrecruzada y granulometría mediana de la Formación Cangapi (Pérmico medio a superior) y las areniscas rosadas con estratificación entrecruzada de la Formación Tapehua (Jurásico medio).

Las dataciones radiométricas ^{40}Ar - ^{39}Ar del Basalto Entre Ríos y el Basalto Camiri se realizaron sobre cristales de plagioclasa de la pasta que presentaban menor grado de alteración, utilizán-

dose varias decenas de miligramos. Los cristales fueron calentados entre ocho y trece pasos sucesivos con temperaturas variables entre 650 °C y 1400 °C, durante un tiempo mínimo de 12 minutos.

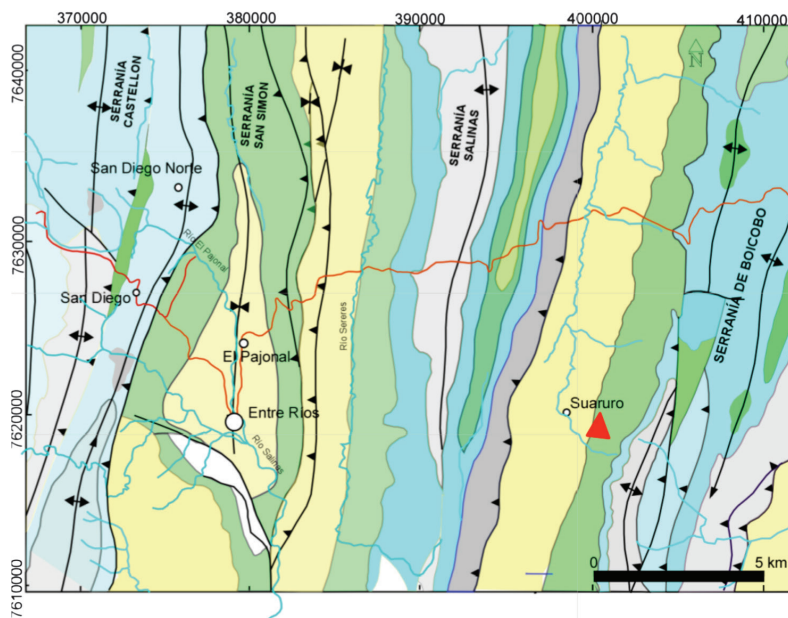


Figura 7. Mapa de ubicación de las muestras datadas del Basalto Entre Ríos de la región subandina sur, en las inmediaciones de la localidad de Suaruro señaladas con un triángulo rojo.

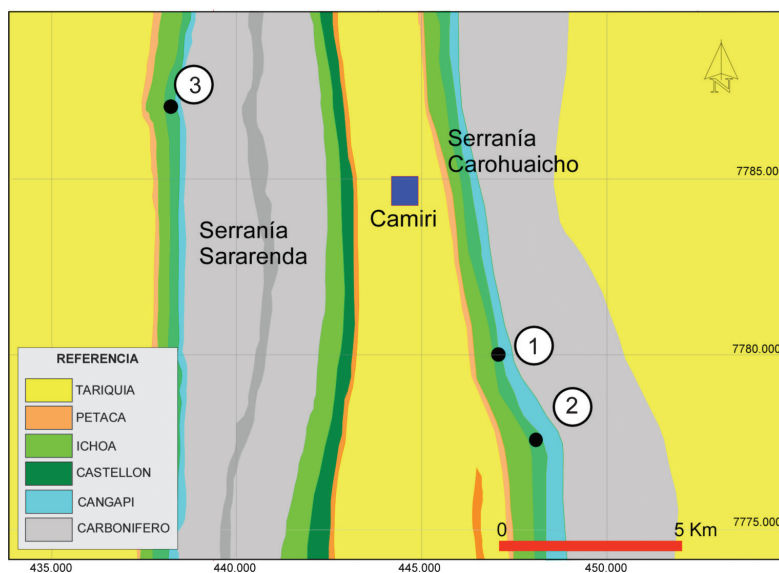


Figura 8. Localización de puntos geológicos sobre el río Parapetí, donde se identificaron: 1) sedimentos afectados por magmatismo; 2) un afloramiento del Basalto Camiri y 3) punto geológico en la base de la Formación Tapecua conteniendo un conglomerado basal con clastos alterados de rocas ígneas.

Las muestras obtenidas se caracterizan por su pobre contenido en P_2O_5 (0,11-0,13), con un contenido leve de TiO_2 (0,27-0,3). Las muestras analizadas tienen relaciones de La/Nb (1,5-1,98), Tb/Ta (1,85-2,4), Y/Nb (4,28-4,74), Hf/Ta (7,25-9,67), Zr/Th (55-65) y La/Nd (0,64-0,78).

El gráfico obtenido (Figura 9) presenta una ligera anomalía Nb-Ta. Estos resultados son similares a los resultados obtenidos por Bertrand *et al.* (2005).

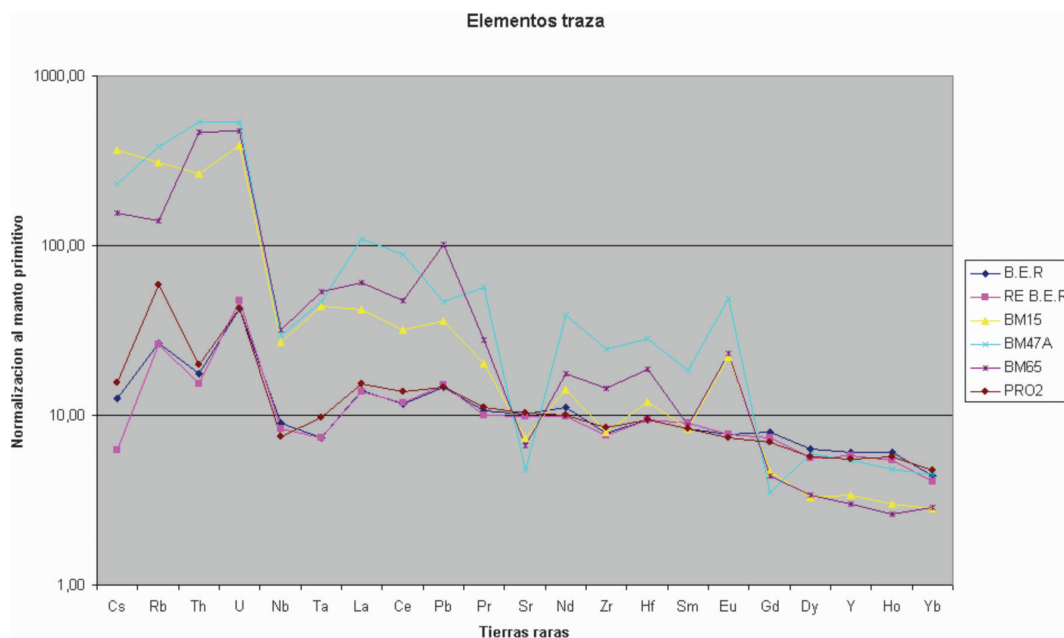


Figura 9. Diagrama de tierras raras normalizado al manto primitivo realizado con los datos geoquímicos correspondientes a las muestras de los basaltos Entre Ríos y Camiri. Se indican además las muestras BM15, BM47A y BM65, que corresponden a tobas de caída correspondientes al arco magmático cenozoico. Nótese el diferente comportamiento de las rocas de arco con respecto a los basaltos jurásicos de intraplaca analizados.

Sobre estas muestras no se ha hecho aún el análisis isotópico pero las de Bertrand *et al.* (2005) aportan una composición isotópica de Nd próxima al condrito ($\epsilon_{Nd} = -0,7$ a $-0,2$) y un contenido isotópico de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ligeramente variable entre (0,7052 – 0,7061), que indicaría un origen mantélico con leve asignatura cortical. Si se comparan estos basaltos con otros basaltos de *rift* de edad triásica superior, como los descritos por Ramos y Kay (1991) en la cuenca de Cuyo, se nota una mayor participación mantélica en los de Cuyo. En estos basaltos el ϵ_{Nd} es de alrededor de + 1,90 y la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,704038 \pm 0,0007$, que permite identificar una mayor participación cortical en los basaltos subandinos.

El diagrama de tierras raras normalizado al condrito (Figura 10) muestra un ligero enriquecimiento en tierras raras ligeras y un ligero empobrecimiento en tierras raras pesadas. La pendiente de La/Yb muestra un fraccionamiento de baja presión, característico de un emplazamiento cortical poco profundo o en una corteza atenuada. La anomalía positiva de Eu que presentan las muestras de las tobas derivadas del magmatismo de arco cenozoico (BM15, BM47A y BM65), en comparación con el Basalto Entre Ríos (BER y REBER) y el Basalto Camiri (PR02), indicaría que las mismas se han desarrollado en un ambiente distinto al de los basaltos jurásicos de intra-placa.

Estas características, junto con las relaciones $\text{La}/\text{Nd} < 1$ y $\text{Zr}/\text{Nd} < 10$ que se detallan en el Cuadro 1 para el Basalto Entre Ríos y el Basalto Camiri, así como el perfil empobrecido en tierras raras pesadas son típicos de basaltos de intraplaca.

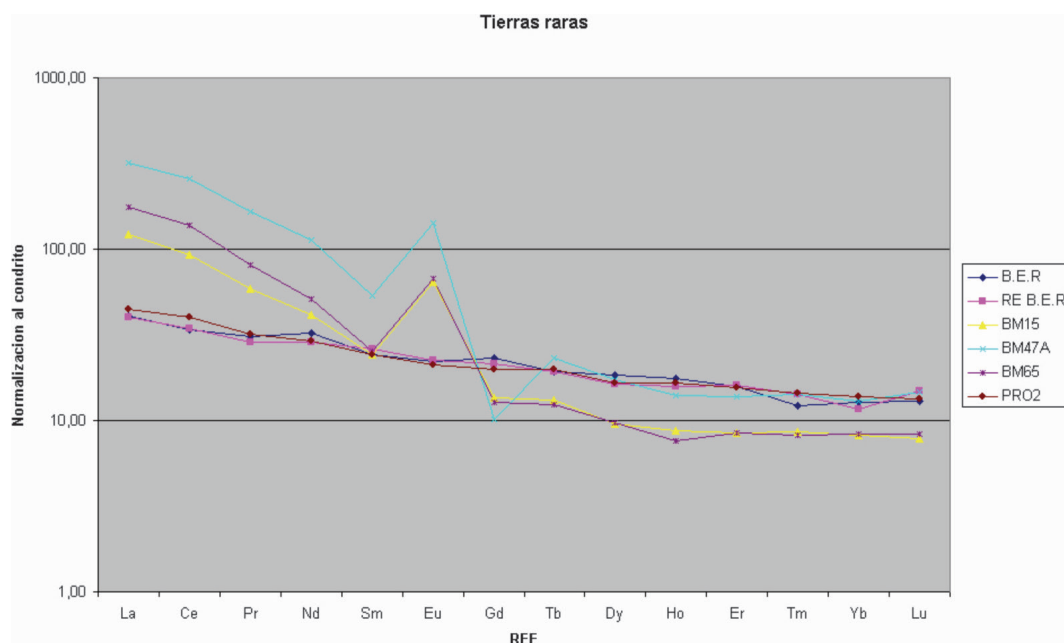


Figura 10. Diagrama de tierras raras normalizado al condrito. Se indican además las muestras BM15, BM47A y BM65, que corresponden a tobas de caída correspondientes al arco magmático cenozoico. Nótese el diferente comportamiento de las rocas de arco con respecto a los basaltos jurásicos de intraplaca analizados.

Elementos Trazas	Basalto Entre Ríos B.E.R	Basalto Entre Ríos RE B.E.R	Basalto Camiri PRO2
Cs	0,4	0,2	0,5
Rb	16,9	16,5	37,2
Ba			
Th	1,5	1,3	1,7
U	0,9	1	0,9
Nb	6,4	5,9	5,3
Ta	0,3	0,3	0,4
La	9,6	9,5	10,5
Ce	20,7	21,1	24,4
Pb	2,7	2,8	2,7
Pr	2,94	2,74	3,05
Sr	213,7	207,4	218,4
Nd	15,1	13,3	13,5
Zr	87,4	84,6	94,2
Hf	2,9	2,9	2,9
Sm	3,7	4	3,7
Eu	1,29	1,3	1,23
Ti	7800	7800	7620
Gd	4,74	4,4	4,11
Dy	4,66	4,11	4,18
Y	27,4	26,3	25,1
Ho	0,99	0,89	0,93
Er	2,62	2,64	2,57
Tm	0,31	0,36	0,37
Lu	0,33	0,38	0,34
Yb	2,18	1,99	2,35
Hf	0,72	0,72	0,74
Hf	2,9	2,9	2,9
La/Nd	0,64	0,71	0,78
Zr/Nd	5,79	6,36	6,98
La/Nb	1,50	1,61	1,98
Th/Ta	5,00	4,33	4,25
Th/Tb	2,08	1,81	2,30
Y/Nb	4,28	4,46	4,74
Tb/Ta	2,40	2,40	1,85
Hf/Ta	9,67	9,67	7,25
Zr/Th	58,27	65,08	55,41

Cuadro 1. Análisis de muestras representativas de los basaltos subandinos.

El Cuadro 1 corresponde a los datos del análisis de las muestras de los basaltos Entre Ríos y Camiri que se dataron por el método Ar-Ar en el Laboratorio de Actlabs Pacific Pty Ltd (Actlabs = Activation Laboratories).

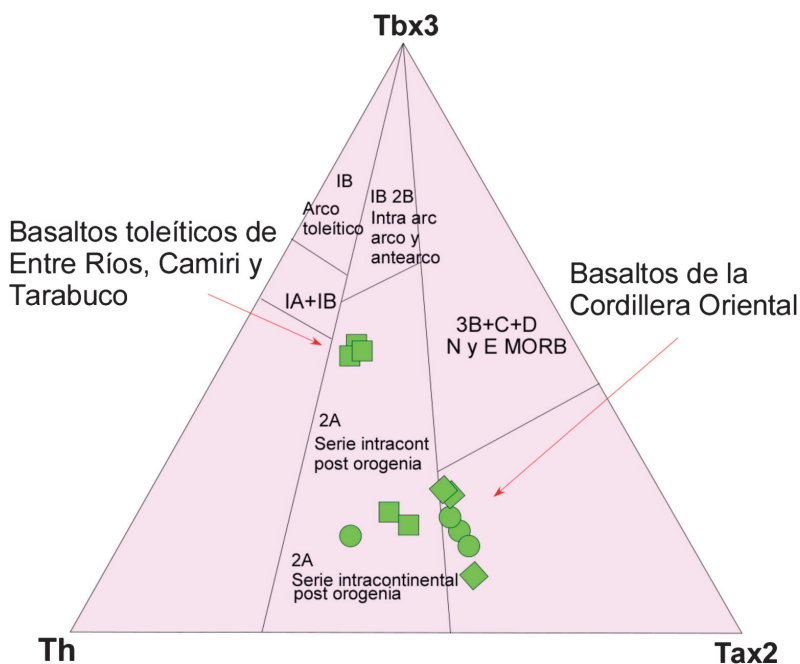


Figura 11. Rocas basálticas mesozoicas de Bolivia en el diagrama Tb-Th-Ta de Cabanis y Thieblemont (1988). Las rocas básicas de la Cordillera Oriental, corresponden a un *sill* de andesita y basalto de la Formación Ravelo, en las cercanías de Potosí. Flujos de basalto en las formaciones Tiquina, Ipaguazu en las localidades de Vitichi y Tupiza (modificado de Sempere y Soler, 1993).

El diagrama de la Figura 11 permite asignar los basaltos estudiados a las series volcánicas intracontinentales no relacionadas con arcos magmáticos y típicas de zonas extensionales de intraplaca.

Estos resultados geocronológicos y sus características geoquímicas permiten correlacionar los basaltos subandinos con los basaltos de la provincia magmática centro atlántica (CAMP).

Los basaltos de la provincia magmática Centro Atlántica (CAMP) entraron en erupción en el límite Triásico-Jurásico, antes de la interrupción de Pangea sobre una superficie de > 10 millones de km² en regiones adyacentes a las principales zonas de *rift* (por ejemplo, Marruecos, el este de América del Norte), pero también tierra adentro (por ejemplo, Malí, Bolivia), Marzoli *et al.* (2006).

Esta correlación ya había sido mencionada por Bertrand *et al.* (2005). Esta provincia magmática caracterizada por basaltos toleíticos y alcalinos de intraplaca se formó durante la fragmentación del supercontinente de Pangea a partir del Jurásico basal como lo demostraran Marzoli *et al.* (1999). Esta correlación se ve reforzada por las nuevas edades jurásicas obtenidas de los basaltos de Entre Ríos y Camiri. La extensión de esta provincia se ilustra en la Figura 12 indicaría que los basaltos del Subandino boliviano pertenecerían a los más australes de esa provincia.



Figura 12: Ubicación de los basaltos subandinos en la provincia magmática centro atlántica (en Kusiak, 2008 y 2009, basado en Bertrand *et al.*, 2005).

EDAD DE LOS BASALTOS

Basalto Camiri

La datación se realizó sobre 16,37 miligramos de pasta de basalto separada. La pasta fue calentada en 13 pasos sucesivos con temperaturas variables entre 650 y 1400°C, durante un tiempo mínimo de 12 minutos. En el paso 1 liberó 17,8% de ^{39}Ar a 650°C, dando una edad de $234,53 \pm 1,55$ Ma. Los siguientes diez pasos (desde 2 a 12) con temperaturas entre 700 y 1210°C liberan en conjunto el 79,5% del ^{39}Ar radiogénico resultando de estos la edad de la roca entre 212,36

Ma (Paso 2) y 194,90 Ma (Paso 12). Estos pasos de calentamiento para la muestra determinan un espectro de edades concordantes entre sí, pudiéndose definir un *plateau*, estadísticamente válido, estableciéndose una edad de $204,03 \pm 1,38$ Ma. Los últimos pasos liberan 4,8 y 2,6% del total del ^{39}Ar radiogénico a temperaturas de 1210 y 1400°C resultando edades de 194,90 y 219,54 Ma (Pasos 12 y 13).

La edad anormalmente alta en el paso 1, se atribuye a un exceso de Ar radiogénico incorporado posteriormente al enfriamiento de la roca por alteración y/o fluidos que circularon a través de la misma, y /o retenido en inclusiones fluidas. Este tipo de argón se concentra en las partes externas de los cristales y por esto es liberado en los primeros pasos de calentamiento.

Las edades obtenidas en los pasos segundo al undécimo determinan la edad del *plateau* de esta roca que tomando un promedio de las once mediciones es de $204,03 \pm 1,38$ Ma correspondiente al Triásico Superior (Rhaetiano). Esta edad es significativamente más joven que la edad de 233 Ma obtenida por K-Ar en la década del 80, de una muestra procedente del *sill* de Camiri (véase Sempere *et al.*, 2002).

Basalto Entre Ríos

La datación se realizó sobre cristales de plagioclasa de la pasta que presentaban menor grado de alteración, utilizándose 14,57 miligramos de la muestra BER (Basalto Entre Ríos). Los cristales fueron calentados en 8 pasos sucesivos con temperaturas variables entre 675 y 1400°C, durante un tiempo mínimo de 12 minutos.

Los pasos de calentamiento 4 a 7 permiten definir una isócrona válida con una edad de $181,5 \pm 0,9$ Ma (Figura 13).

La isócrona es el mejor tratamiento para los datos obtenidos de la relación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Esto se debe a que la isócrona permite calcular la composición isotópica del argón inicial no radiogénico que fue atrapado dentro de la muestra en el momento en que el sistema se cerró. Posteriormente se corrige la edad con estos valores.

Para los cálculos del espectro por el contrario se asume que la relación de los isótopos de argón ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) atrapados tienen la composición de la atmósfera moderna $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} = 295,5$.

En el caso de la muestra analizada se obtuvo una relación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} = 287,5 \pm 0,6$.

Para la obtención de la recta que define la isócrona son necesarios como mínimo tres puntos que correlacionen cumpliendo con rigurosas condiciones estadísticas.

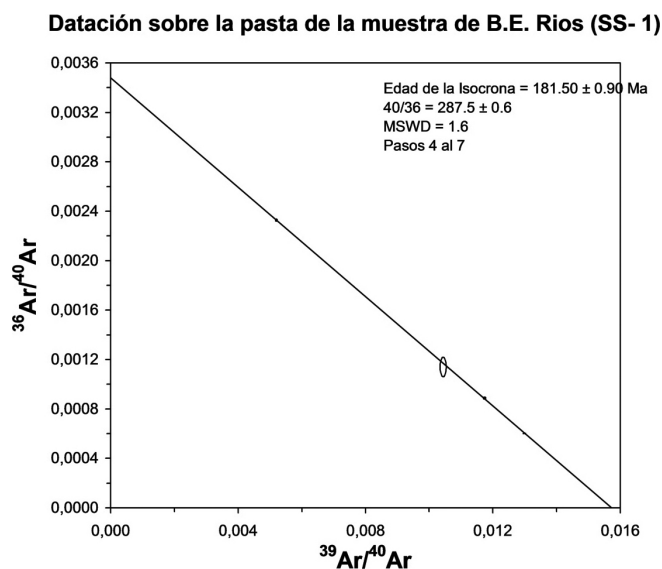


Figura 13. Edad de la isócrona obtenida sobre la pasta de la muestra BER (véase ubicación de la muestra en Figura 7).

Las edades más jóvenes obtenidas entre los pasos 1 a 4 (Figura 14) indican que parte del argón radiogénico fue liberado o extraído de la roca por uno o más procesos de alteración y/o calentamiento que sucedieron entre los 46 y 172 Ma.

El paso 5, a 980 °C con una liberación de 14,5 % de ^{39}Ar da una edad de 181,35 Ma.

El paso 6, a 1070 °C con una liberación de 18,6 % de ^{39}Ar da una edad de 179,51 Ma.

El paso 7, a 1160 °C con una liberación de 26,4 % de ^{39}Ar da una edad de 180,78 Ma.

Estos tres pasos sucesivos liberan el 59,5 % del total de ^{39}Ar y dan una edad promedio de $180,55 \pm 1,52$ Ma.

El paso 8 a 1400 °C con una liberación de 11,2 % de ^{39}Ar da una edad de 161,85 Ma.

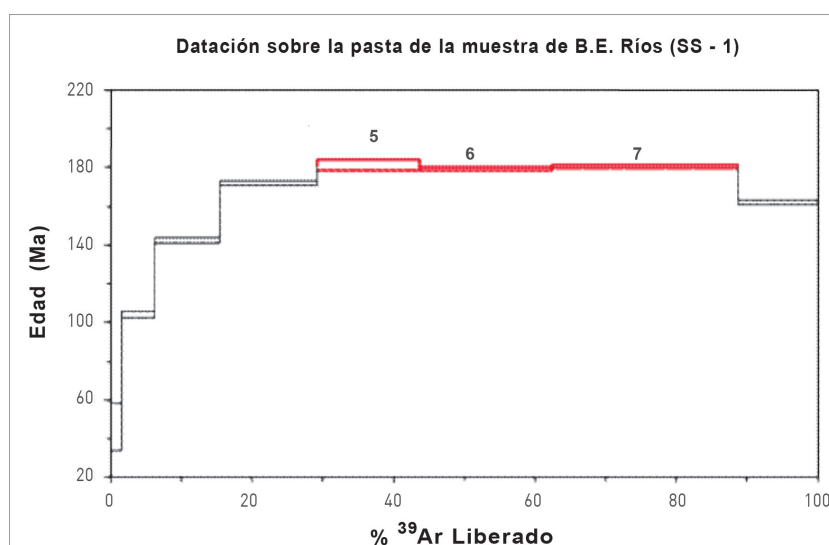


Figura 14. Las diferentes edades del espectro obtenidas en los 8 pasos sucesivos. Para la obtención de la recta que define la isócrona se tomaron en cuenta tres puntos de correlación.

La edad obtenida con la isócrona construida con los pasos 4 a 7 sería de $181,50 \pm 0,90$ Ma, la que se considera la edad más probable de formación del basalto. Esto permitiría asignarlo al Jurásico Inferior alto (Toarciano).

Esta edad es prácticamente coincidente con las edades obtenidas en los pasos quinto, sexto y séptimo que determinan la edad de esta roca, que tomando un promedio de las tres mediciones es de $180,55 \pm 1,52$ Ma, que confirma una edad toarciana.

Los pasos desde el primero al tercero con edades menores están indicando que un proceso de alteración o un calentamiento que afectó a las rocas liberando parte del argón radiogénico presente en el mineral. Estos procesos se han producido entre los 170 y 46 Ma.

Una datación convencional K-Ar, realizada con la misma precisión habría dado una edad sustancialmente menor de $168,04 \pm 0,94$ Ma que corresponde en este caso a la edad del gas total (*total gas age*).

La edad obtenida de 180,5 Ma es comparable a pesar de ser más joven a las edades de *plateau* obtenida por Bertrand *et al.* (2005) que van de $185,5 \pm 6,3$ Ma hasta $201,2 \pm 10,6$ Ma para el Basalto Tarabuco y $189,5 \pm 1,4$ Ma hasta $200,0 \pm 2,7$ Ma para el Basalto Camiri. Para el Basalto Entre Ríos estos autores no han obtenido la edad de *plateau* característica.

Los resultados petrológicos y geoquímicos obtenidos en las muestras del Subandino Sur permiten concluir que los datos analizados y las edades obtenidas son lo suficientemente cercanas a los presentados por Bertrand *et al.* (2005), aunque con una mejor precisión en los datos geocronológicos. Las edades obtenidas confirman que el material analizado forma parte de la provincia magmática centro Atlántica (CAMP) definida por Marzoli *et al.* (1999). Esta provincia como se observa en la Figura 12, caracteriza a ambos lados del Océano Atlántico norte, tanto en Norte América como en Brasil y en África continental una actividad magmática asociada a la fragmentación de Pangea que se inició aproximadamente a los 200 Ma cerca del límite Triásico-Jurásico Verati *et al.* (2007). La edad obtenida para los basaltos es también cercana a la edad del punto caliente que caracteriza la provincia de Karoo (Duncan *et al.*, 1997).

Este último evento térmico ha estado caracterizado igualmente por edades K-Ar y Rb-Sr sobre las arcillas diagenéticas de la región de Sierra Grande en Patagonia y de la provincia de Paraná del Sur de Brasil (Dos Santos, 1994). Tiene su mejor expresión en la provincia magmática de Chon Aike que se originó a partir del punto caliente del Karoo, y representa uno de los eventos magmáticos más desarrollados en la Patagonia. Se puede concluir que a partir de la ruptura asociada a la provincia CAMP y la ruptura del Pangea, la anomalía térmica se extiende a la provincia del Karoo originando las importantes efusiones volcánicas de la Patagonia, Australia y Antártida (Pankhurst *et al.*, 1998). Estos autores relacionan este punto caliente con el inicio de la ruptura del Gondwana, y por ende de la fragmentación entre el Gondwana Occidental y el Oriental. Esta fragmentación generó mediante extensión las volcanitas de Chon Aike, la que estos autores interpretan producidas por el impacto en la litósfera de esta pluma caliente en la región central de Patagonia.

MAGMATISMO EN EL SUBANDINO NORTE

La presencia de actividad ígnea en el Subandino Norte es menos conocida y está evidenciada en la sección del río Yanamayu y un afluente del río Enatagua, donde se identificaron intrusivos dentro de las sedimentitas del Devónico. Estos cuerpos se localizan cerca del contacto con la Formación Beu, en la parte superior de la serie preservada de la Formación Tequeje (Zubieta Rossetti y Kusiak, 2004).

En láminas delgadas presentan grano medio a fino, textura subofítica. La presencia de biotita es común en la mayor parte de las muestras y la ausencia de ortopiroxenos indicaría que se trata de una roca andesítica a diorítica. La muestra corresponde a uno de los cuerpos intrusivos emplazados muy cerca del techo de la Formación Tequeje.

Por otra parte otra muestra obtenida de la misma sección corresponde a un delgado cuerpo basal de roca ígnea que tiene minerales opacos y donde no es visible la presencia biotitas. Esta última indicaría una composición un basalto/andesita (Figura 15).

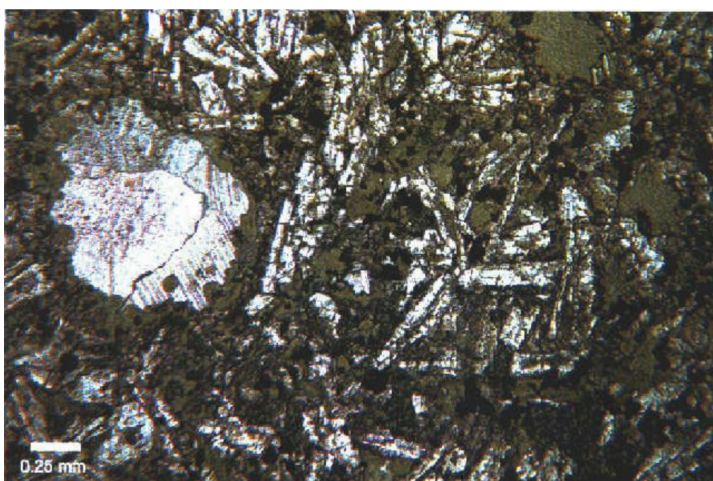


Figura 15. Lámina delgada de una roca volcánica cuya textura y la falta de biotita sugieren que se trata de un basalto. Se observan vesículas circulares rellenas por arcilla verde en la parte superior derecha (con luz polarizada) y abundantes tablillas de plagioclasas.

Los procesos de alteración que presentan estas rocas no facilitan una determinación precisa a partir de las láminas delgadas. De acuerdo al análisis realizado, la composición mineralógica y la textura no son elementos que puedan definir el origen de esta roca como intrusiva (diorita/gabro) o extrusiva (basalto /andesita). Existen sin embargo otras observaciones de campo que pueden ayudar a definir su origen. El elemento disponible que permite definir el carácter intrusivo de estos cuerpos, es la datación efectuada sobre estas rocas, cuyas edades determinadas son mucho más jóvenes que las rocas en las cuales están emplazadas (Zubieta Rossetti y Kusiak, 2004).

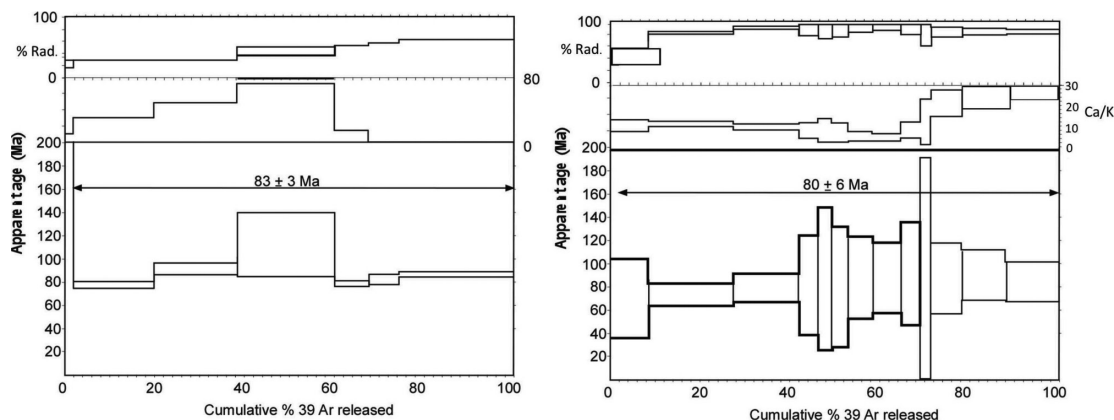


Figura 16. Resultados de los análisis de dataciones absolutas realizadas sobre las dos muestras de los cuerpos intrusivos. En el panel superior se muestra el porcentaje de ^{40}Ar proveniente del decaimiento radioactivo. El segundo panel es la relación de Ca/K obtenido por la vía de la relación $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. El panel inferior es el espectro de edades para cada punto.

Las muestras que corresponden a dos cuerpos intrusivos diferentes separados unos 100 metros. Estas muestras proporcionaron edades de 83 ± 3 Ma y 80 ± 6 Ma, respectivamente (Figura 16), aunque esta última edad es menos precisa (Zubieta Rossetti y Kusiak, 2004).

Las dataciones efectuadas de estas muestras reflejan una historia termal simple de diques o filones intruidos durante el Cretácico medio (*Campaniano*).

CONCLUSIONES

Una de las conclusiones más importantes del análisis de las secuencias mesozoicas del Subandino boliviano es la migración de los procesos extensionales hacia el norte.

La evidencia de esta migración está dada por la diferenciación de dos cuencas de *rift*, una jurásica, que ha sido denominada cuenca de Villamontes en el Subandino Sur y otra cretácica en el subandino centro y la llanura del Chaco, denominada cuenca de Santa Cruz, que se extiende en el Subandino norte.

La diferenciación de estas dos cuencas a su vez demuestra la existencia de dos eventos de atenuamiento litosférico diferentes y la migración del foco de flujo calórico, produciendo una variación en el gradiente térmico hacia el norte.

La evidencia magmática relacionada a la cuenca de Villamontes está representada por las coladas de los Basaltos Camiri y Entre Ríos cuyas dataciones marcan el ciclo jurásico al que pertenece la etapa de *synrift* de esta cuenca. Sus edades Ar-Ar triásicas superiores a jurásicas inferiores de $204,03 \pm 1,38$ Ma correspondiente al Rhaetiano, y de $181,50 \pm 0,90$ Ma correspondiente al Toarciano, forman parte de la provincia magmática centro atlántica (CAMP) definida por Marzoli *et al.* (1999).

Las manifestaciones de magmatismo cretácico medio encontradas en el Subandino norte y representadas por diques de andesita-diorita, con edades Ar-Ar de 83 ± 3 Ma y 80 ± 6 Ma, corresponden al Campaniano. Estas edades reflejan una contemporaneidad de los eventos asociados al *rift* cretácico en el Subandino Norte, representados por la Formación Eslabón, la que es equivalente a la Formación Yantata en la cuenca de Santa Cruz.

REFERENCIAS CITADAS

- Ahlfeld, F. 1946, Geología de Bolivia. Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie), Tomo 3 (19), p. 5-370.
- Ayaviri, A., 1964, Informe geológico de las serranías de Churumas y Desecho Chico. Informe interno de YPFB, en YPFB- Centro Nacional de Información de Hidrocarburos, 59 p., Santa Cruz.
- Bertrand, H., Fornari, M., Marzoli, A., Sempere, T. y Feraud, G., 2005, Early Mesozoic rift-related magmatism in the Bolivian Andes and Subandes: The southernmost record of the Central Atlantic Magmatic Province. 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona), Extended Abstracts: 111-114.
- Cabanis, B., Thieblemont, D., 1988 La discrimination des tholéiites continentales et des basaltes arrière-arc. Proposition d'un nouveau diagramme, le triangle Th-3xTb-2xTa. Bull. Soc. géol. France, (8), t. IV, n° 6, p. 927-935.
- Dos Santos, R. 1994, Datation K/Ar et Rb/Sr d'argiles de minéralisations et de diagenèse le long de la côte Est de l'Amérique du Sud. Implications géodynamiques. Thèse de l'Institut de Géosciences de l'Université de Sao Paulo, Bresil et du Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, URA 69 – CNRS, 270 p., Grenoble
- Duncan R.A., Hooper, P.R., Rehacek, J.S., Marsh, J. S y Duncan, A.R., 1997. The timing and duration of the Karoo igneous event, southern Gondwana. J. Geophys. Res., 102: 18127-18132.
- Kusiak, M.E., 2008. El Mesozoico del Sistema Subandino de Bolivia: Evolución Sedimentaria y Síntesis de la Cuenca, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A, Tesis Doctoral, Buenos Aires.) 173 pp.
- Kusiak, M.E., 2009. Le Mésozoïque du Système Subandin de Bolivie, Evolution Sédimentaire et Synthèse de Bassin. Edité par le Laboratoire de Géologie de L'Université I de Grenoble (Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines). MEMOIRE H. S. N° 52, 92 pp.
- Marzoli, A., Renne, P.R., Piccirillo, E.M., Ernesto, M., Bellini, G. y De Min, A., 1999, Extensive 200-Million-Year-Old Continental Flood Basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. Science Vol 284, p. 616-618.
- Marzoli, A., Bertrand, H., Chiaradia, M., Fontignie, D., Youbi, N. y Bellieni, G., 2006, The genesis of CAMP basalts (Morocco) from enriched lithosphere to late asthenosphere mantle sources. Goldschmidt Conference Abstracts 2006, doi:10.1016/j.gca.2006.06.799.
- Padula L.E. y Reyes, F.C., 1958. Contribución al léxico estratigráfico de las Sierras Subandinas, República de Bolivia. Revista técnica de YPFB, 1 (1): 9-70

- Pankhurst, R., P.T. Leat, P. Sruoga, C.W. Rapela, M. Márquez, B.C. Storey y T.R. Ryley, 1998, The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in west Antarctica: A silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 81: 113-136.
- Ramos, V.A. y Kay, S.M., 1991. Triassic *rifting* and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. In R.S. Harmon y C. W. Rapela (eds.) *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*, Geological Society of America, Special Paper 265: 79-91.
- Sempere, T. y Soler, P., 1992, Estratigrafía y Geoquímica de las rocas volcánicas básicas mesozoicas de los Andes Bolivianos. Implicaciones paleontológicas: X Congreso Paleontológico Boliviano. *Boletín de la Sociedad Geológica Boliviana*, 27, p. 163-167.
- Sempere, T., 1995, Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions, in A.J. Tankard, R. Suarez S., and H.J. Welsnik, *Petroleum basins of South America: American Association of Petroleum Geologist, Memoir 62*, p. 207-230.
- Sempere, T., Carlier, G., Carlotto, V., Jacay, J., 1998. *Rifting* Pérmico superior-Jurásico medio en la Cordillera Oriental del Perú y Bolivia. *Memorias del VIII Congreso Geológico Boliviano*, Potosí. 1: 31-38.
- Sempere T, Carlier, G., Soler, P., Fornari, M., Carlotto, V., Jacay, J., Ríspe, O., Néraudeau, D., Cardenas, J., Rosas, S. y Jimenez, N., 2002, Late Permian-Middle Jurassic Lithospheric Thinning in Peru and Bolivia, and its Bearing on Andean-age Tectonics. *Tectonophysics*, 345 (1-4), p. 153-181.
- Sempere, T., Arispe, O., Bertrand, H., Carlotto, V., Fornari, M., García, R., Jacay, J., Jiménez, N., Marzoli, A., Meyer, C.A., Oller, J., Pino, A. y Soler, P., 2003. Adelgazamiento litosférico durante el intervalo Pérmico superior-Cretácico medio en Perú y Bolivia y sus consecuencias para la Orogenia Andina. *Revista Técnica de YPF*, 21: 173-201.
- Soler, P. y Sempere, T., 1993, Stratigraphie, géochimie et signification paléotectonique des roches volcaniques basiques mésozoïques des Andes Bolivienues: *Comptes Rendus a l'Académie de Sciences de Paris, Série II*, V. 316, p. 777-784.
- Verati, Ch., Rapaille, C., Feraud, G., Marzoli, A., Bertrand, H. y Youbi, N., 2007, ^{40}Ar - ^{39}Ar ages and duration of the Central Atlantic Magmatic Province volcanism in Morocco and Portugal and its relation to the Triassic-Jurassic boundary. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, Vol 244, p. 308-325.
- Zubieta Rosseti, J.D. y Kusiak, M.E., 2004, Evaluación del potencial exploratorio del Bloque Tuichi, Informe interno de YPF, 99 p., Buenos Aires.