

**Los diques basálticos de la quebrada de Tres Cerritos, sierra de Mojotoro, Cordillera
Oriental Argentina, Salta**

**The basaltic dykes of the quebrada de Tres Cerritos, sierra de Mojotoro, Cordillera
Oriental Argentina, Salta.**

Pamela A. APARICIO GONZÁLEZ^{1,2}, E. Beatriz MAISONNAVE¹, Margarita DO CAMPO^{1,2},
Natalia HAUSER³

¹Universidad de Buenos Aires (UBA), Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (FCEN), Ciudad Universitaria, C1428EHA Buenos Aires, Argentina ²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS).

³Laboratorio de Geocronología, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 70910-900 Brasília, DF, Brazil.

RESUMEN

Se describen las características petrográficas, mineralógicas y geoquímicas de diques basálticos que intruyen a las pelitas de la Formación Floresta (Tremadociano) en un perfil de la quebrada de Tres Cerritos, sierra de Mojotoro, Cordillera Oriental Argentina. Se trata de basaltos olivínicos de textura fanerítica de grano muy fino en muestra de mano y apariencia microporfírica con pasta intergranular, compuestos por plagioclasa, olivina, augita titanífera, biotita, analcima ± apatita ± minerales opacos. Presentan alteración deutérica e hidrotermal selectiva encontrándose olivina reemplazada pseudomórficamente a talco y carbonatos. Estas rocas tienen una compleja asociación de minerales secundarios en la pasta y rellenando cavidades que incluyen, además de los mencionados: clorita ± vermiculita ± interestratificados biotita/esmectita ± interestratificados biotita/vermiculita ± interestratificados clorita/esmectita. Geoquímicamente se clasifican como basaltos alcalinos de intraplaca tipo

OIB (Ocean Island Basalts). Los análisis normalizados a condrito muestran un enriquecimiento relativo en los elementos tierras raras livianas (ETRL) en relación a los elementos tierras raras pesadas (ETRP). Se sugiere su formación en un ambiente de intraplaca continental, aunque no se cuenta con dataciones isotópicas fiables que permitan confirmar su correlación con otros diques básicos de la región.

Palabras claves: *rocas alcalinas, tremadociano, olivina, talco.*

ABSTRACT

The petrographic, mineralogical and geochemical characteristics of basaltic dikes that intrude the shales of the Floresta Formation (Tremadocian) in a profile of the Tres Cerritos quebrada of the sierra de Mojotoro, Cordillera Oriental Argentina, are described. These are olivinic basalts with phaneritic texture in macroscopic samples with microporphiric and intergranular textures composed of plagioclase, olivine, titanian augite, biotite, analcime ± apatite ± opaque minerals. They present a selective deuteric and hydrothermal alterations, with olivine replaced by talc and calcite. Besides, these rocks have a complex association of secondary minerals that include: chlorite ± vermiculite ± interlayered biotite/smectite ± interlayered biotite/vermiculite ± interlayered chlorite/smectite. Geochemically, they are classified as alkaline basalts consistent with intraplate OIB (Ocean Island Basalts) type signature. Contents of Rare Earth Elements (REE) normalized to chondrite show a relative enrichment in light rare earths elements (LREE) in relation to the heavy rare earths elements (HREE). A continental intraplate tectonic setting is suggested for the formation of these basaltic dykes although there are no reliable isotopic ages that allow them to be correlated with other basic rocks in the region.

Keywords: *Alkaline rocks, tremadocian, olivine, talc*

e-mail: pamelaaparicio@gmail.com, pamelaag@ingeis.uba.ar

INTRODUCCIÓN

Al sudeste de la ciudad de Salta, en la sierra de Mojotoro, afloran diques basálticos que intruyen a rocas del Grupo Santa Victoria (Turner 1960) correspondientes a la Formación Floresta (Moya 1998, Barrientos Ginés et al. 2018) (Fig. 1), cuya edad de sedimentación es ordovícica (tremadociana). Estos diques basálticos fueron estudiados por Cortelezzi y Iasi (1976), quienes los clasificaron como basaltos olivínicos y los correlacionaron con los basaltos de la quebrada de las Conchas, contemporáneos con el desarrollo del rift del Grupo Salta, a pesar de obtener una edad por el método K-Ar sobre roca total de 254 ± 10 Ma (Pérmico superior). Al presente, en el área de Cordillera Oriental no se han registrado evidencias de magmatismo pérmico. Recientemente, Franceschinis et al. (2021) describen un posible evento hidrotermal pérmico que produjo la precipitación de magnetita en rocas cámbricas del basamento (Formación Guachos) que aflora en la sierra de Mojotoro, sin precisar cuál sería el origen de ese hidrotermalismo.

Debido a la incertidumbre respecto a la edad pérmica establecida en los basaltos de Tres Cerritos, se determinaron y consideraron sus características geoquímicas para comparar con otras rocas ígneas alcalinas de la región, con el fin de establecer algún tipo de vinculación de temporalidad del episodio magmático. Se comparó con las rocas ígneas ordovícicas de la Puna y con las rocas jurásicas y cretácicas correspondientes al rift del Grupo Salta.

Las rocas ígneas del Ordovícico de la Puna fueron agrupadas en dos grandes fajas; la Faja Eruptiva Occidental (Palma et al. 1986) y la Faja Eruptiva Oriental (Mendez et al. 1973).

La Faja Eruptiva Occidental se compone de una secuencia volcano-sedimentaria con fósiles (ej trilobites, graptolitos, braquiópodos, etc) de edad ordovícica (Moya et al. 1993). Las rocas magmáticas son principalmente dacitas, riolitas, piroclástitas, y lavas asociadas a secuencias turbidicas y rocas plutónicas tales como granitos, granodiorita, monzodiorita (Coira et al 2009). La faja Eruptiva Oriental de la Puna se compone de granitos calcoalcalinos, peraluminosos (Bahlburg 1990, Bahlburg et al. 2016), dacitas, hialoclastitas,

domos, criptdomos, lavas masivas y pillow lavas, diques de gabro-basaltos (Coira et al. 1999, 2009). A estas rocas se les asignan edades correspondientes al Ordovícico inferior - medio (Lork y Bahlburg 1993, Bahlburg et al. 2016). Este magmatismo es bimodal y alcalino, con una fuerte firma cortical y ha sido motivo de numerosos estudios. Su ambiente tectónico es discutido; se proponen modelos que involucran colisión y acreción de terrenos (e.g. Rapela et al. 2007, Ramos 2008, Collo et al. 2009, Drobe et al. 2009, Hauser et al. 2011), otros autores interpretan que su origen estaría vinculado con una descompresión del manto a lo largo de zonas de “*pull apart*” (Coira et al. 1999, 2009) o a episodios extensionales ocurridos entre los 480 a 440 Ma. (Bahlburg et al. 2016). Las diversas propuestas consideran que las rocas ordovícicas tuvieron aportes del reciclado del basamento proterozoico (Bock et al. 2000, Bahlburg et al. 2016, Ortiz et al. 2017, 2019).

Otro importante episodio magmático alcalino registrado en el noroeste argentino ocurrió en el Mesozoico, vinculado al régimen extensional producto de la apertura del Océano Atlántico, donde a partir de una serie de lineamientos estructurales se formaron diversas cuencas de rift. En ese contexto, vinculado con la depositación del Grupo Salta, que comprende una sucesión sedimentaria de rift, se registraron tres episodios magmáticos. El primero corresponde a la etapa pre-rift que abarca desde el Jurásico Superior hasta el Cretácico Inferior. El segundo se asocia a la etapa sin-rift (135-75 Ma), mientras que el último se vincula con la etapa de post-rift (75-41Ma). Los lineamientos estructurales del rift definen la ubicación de los diferentes cuerpos magmáticos, como en el caso de los plutones jurásicos – cretácicos emplazados en el lineamiento los Cobres y de las volcanitas y diques subvolcánicos asociados a los lineamientos de Isonza, las Conchas, el Brete y Aconquija (e.g. Viramonte et al. 1999, Zappettini 2017).

Por lo tanto, los diques basálticos que intruyen a la Formación Floresta en la sierra de Mojotoro tienen una edad incierta y su firma geoquímica aún es desconocida. En este trabajo se documentan tipo de yacencia, petrografía, asociaciones minerales primarias y de alteración y características geoquímicas de estos diques.

MARCO GEOLÓGICO

La sierra de Mojotoro se ubica en el extremo sudoriental de la Cordillera Oriental argentina (Figuras 1a, c) y su núcleo está constituido por rocas metamórficas e ígneas del Complejo Puncoviscana (Aparicio González et al. 2014, 2020) y rocas sedimentarias del Grupo Mesón y del Grupo Santa Victoria (Turner 1960).

El Grupo Santa Victoria en la sierra de Mojotoro fue estudiado por Harrington (1957), quien define, de base a techo, a las Lutitas San José y Pingüiyal, inicialmente Areniscas Caldera, formaciones Áspero y San Bernardo, Lutitas Mojotoro y Formación Santa Gertrudis. Posteriormente, los límites entre unidades estratigráficas fueron modificados en parte por Moya (1998). En la sierra de Mojotoro el Grupo Santa Victoria está compuesto por sucesiones de areniscas y pelitas que han sido vinculadas a episodios de transgresión – regresión por Moya (1998) y Barrientos Ginés et al. (2018). De base a techo se reconocieron las formaciones: La Pedrera (areniscas), San José (pelitas), Caldera (areniscas), Floresta (pelitas), Áspero (areniscas), San Bernardo (pelitas), Mojotoro (areniscas) y Santa Gertrudis (pelitas). Las cinco primeras son de edad tremadociana, en tanto que la Formación San Bernardo registra el pasaje Tremadociano – Floiano, la Formación Mojotoro es de edad floiana–darriwiliana temprana y la Formación Santa Gertrudis se habría acumulado durante el Darriwiliano tardío - Sandbiano (Moya 1998).

La Formación Floresta aflora en diferentes lugares de la sierra de Mojotoro. Se compone de lutitas arcillosas-limosas de color gris verdoso, algunas con intensa bioturbación, que intercalan con vaques macizas laminadas. Se caracteriza por contener niveles de coquinas cuarzo-calcáreas con numerosos braquiópodos y abundantes trilobites, típicos de la Zona de *Kainella meridionalis*, lo que permite asignar a esta unidad al Tremadociano inferior tardío – Tremadociano superior temprano (Moya 1998).

En la quebrada de Tres Cerritos, la Formación Floresta presenta un espesor aproximado de 120 m y está intruida por diques. En este trabajo se observaron diques en dos sitios de la

quebrada de Tres Cerritos, en un corte de ruta y en un camino secundario donde se observa su traza horizontal en planta. Estos diques fueron clasificados como basaltos olivínicos y fueron asociados a otros diques de basanitas nefelínicas que intruyen a la Formación San Bernardo en la sierra de Mojotoro (Cortelezzi y Iasi 1976).

En el tramo austral de la sierra de Mojotoro afloran en ambos flancos los depósitos del Grupo Salta (Cretácico – Paleógeno), en relación de discordancia con distintas unidades del Grupo Santa Victoria (Turner 1960).

Por otro lado, las unidades que integran el Grupo Orán que son las formaciones Río Seco (areniscas), Anta (areniscas y fangolitas), Guanaco (areniscas y conglomerados) y Piquete (conglomerados) (Eoceno – Mioceno medio) están en contacto tectónico con rocas del basamento o del Paleozoico, en el flanco oriental de la sierra (Fig. 1).

La estratigrafía cuaternaria de la sierra de Mojotoro está representada por depósitos fluviales, aluviales y fluvio-lacustres poco consolidados a inconsolidados con espesores altamente variables (Gallardo et al. 1996, Gallardo y Georgieff 1999).

METODOLOGÍA

En el campo se realizó el reconocimiento y la descripción de los rasgos estructurales y texturales de los diques basálticos, así como también, su relación con la roca encajante (tipo de contactos, evidencias de metamorfismo de contacto, etc.). Se determinaron espesores aproximados, rumbo y buzamiento de los diques y de las rocas de caja y se tomaron diez muestras georeferenciadas. En el laboratorio se describieron las muestras y se realizaron secciones delgadas de muestras representativas, que posteriormente fueron estudiadas en un microscopio petrográfico Ortholux II Pol - BK del Instituto de Geología Isotópica y Geocronología (INGEIS). Se analizó la mineralogía de la roca total de una de las muestras (BM1) de los diques basálticos por difracción de rayos X (DRX) y para cuatro muestras (BM1, BM2, BM3, A1) se separó la fracción arcilla siguiendo los lineamientos de Moore y

Reynolds (1997), para identificar los minerales que constituyen las alteraciones de grano fino. Estos análisis se realizaron en el INGEIS con un Difractómetro Bruker D2 Phaser empleando radiación de Cu, filtro de Ni, a 30kV, 10mA, divergencia slit de 0.6mm, cuchilla (Blazer) de 1mm, pasos de $0.05^{\circ}2\theta$, tiempo de conteo por paso de 1 seg y rotación del portamuestra a 15 vueltas/minuto. Dado que los análisis de rutina de la fracción arcilla (secado al aire, solvatado con etilén glicol y calcinado) indicaron una mineralogía compleja, las muestras fueron re analizadas por DRX luego de someterlas a dos tratamientos adicionales: 1) homoionización de la arcilla con Mg^{2+} y posterior solvatación con glicerina y, 2) hervor de la arcilla con HCl 2M durante 1 hora. El primer tratamiento permite diferenciar vermiculita de esmectita. En efecto, Moore y Reynolds (1997) indican que la definición de vermiculita es operacional, se requiere que la vermiculita-Mg retenga el espaciado (001) de 14.5 Å luego de solvatarla con glicerina. En cambio, la esmectita con este tratamiento produce una reflexión basal a 17.7 Å. En cuanto al segundo tratamiento, permite diferenciar caolinita de clorita, ya que la mayoría de las cloritas se solubilizan luego del tratamiento con HCl, mientras que la caolinita no resulta afectada.

Además, se estudiaron dos muestras (BM1 y BM1A) de los diques basálticos en cortes delgados pulidos con microscopio electrónico de barrido (MEB) en el Laboratorio de Microscopía electrónica y Análisis por rayos X (LAMARX) de la Universidad Nacional de Córdoba con el fin de estudiar las relaciones texturales entre los minerales primarios y los secundarios y para obtener microanálisis de las distintas fases presentes en las rocas. Se obtuvieron imágenes de electrones retrodispersados así como microanálisis semi cuantitativos con un detector dispersivo de energía (EDS).

Se seleccionaron dos muestras (BM1 y BM2) para realizar análisis geoquímicos de roca total en los laboratorios comerciales de ALS Minerals S.A. Las concentraciones de elementos mayoritarios y trazas fueron determinados mediante espectrometría de emisión atómica con plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS). La precisión analítica fue de 0.01 % en peso para Al_2O_3 , CaO, Fe_2O_3 , MgO y SiO_2 y de 0.001% en peso para Cr_2O_3 , K_2O ,

MnO, Na₂O y P₂O₅. Para los elementos tierras raras y demás elementos traza la precisión de los análisis fue de 5 ppm (V), 2 ppm (Zr), 1 ppm (W, Sn), 0.8 ppm (Ba), 0.2 ppm (Rb); 0.1 ppm (Ce, Ga, Hf, La, Nb, Nd, Sr, Ta); 0.05 ppm (Dy, Gd, Th, U), 0.03 ppm (Er, Sm, Yb); 0.03 (Pr, Eu) y 0.01 ppm (Cs, Ho, Lu, Tb, Tm). Los datos fueron procesados con el programa *GCDKit 3.0L*

Las abreviaturas usadas para los minerales corresponden a las sugeridas por la International Mineralogical Association (IMA) (Warr 2021).

YACENCIA Y PETROGRAFÍA DE LOS DIQUES

En la quebrada de Tres Cerritos se identificó dos cuerpos de diques basálticos ubicados a los 24° 76' 64" LS y 065° 38' 09" LO que intruyen a la Formación Floresta. Los diques se orientan hacia el este con valores de dirección de buzamiento de 85°/39°. En afloramiento presentan coloraciones marrones verdosas, son de textura fanerítica y poseen escasas amígdalas rellenas de calcita de coloración blanquecina. Además, tienen pátinas rojizas de óxidos de hierro y están afectados por diaclasamiento que define bochas que en promedio tienen tamaños de 10 a 15 cm de radio. Uno de los diques tiene un ancho de 3.6 metros (Fig. 2a) y el otro, de aproximadamente 2 metros (Fig. 2b). Se observan variaciones en el tamaño de grano; los sectores de los bordes de los diques son de menor tamaño, sin aureolas de contacto y hacia el centro tiene mayor granulometría.

Al microscopio petrográfico, las rocas presentan textura microporfírica con un arreglo intergranular, con microfenocristales de plagioclasas de mayor desarrollo y escasos microfenocristales de olivina y que constituyen menos del 10% del volumen total. La asociación mineral presente en la roca es plagioclasa, augita titanífera, olivina, apatita, minerales opacos y analcima (Fig. 3a).

La fase más abundante es plagioclasa, que forma tablillas subhedrales con maclado polisintético, que varían entre 0.6 a 1 mm de longitud. Se observa fresca o con leve

alteración a filosilicatos. Los cristales de mayor desarrollo incluyen parcialmente a individuos de augita titanífera, en un arreglo de tipo subofítico. Algunos microfenocristales de plagioclasa exhiben zonación.

Los microfenocristales de augita titanífera color rosa, son subhedrales a euhedrales, de hábito prismático, algunos fracturados y con tamaños entre 0.5 a 0.8 mm (Fig. 3a). Es frecuente que muestren macla múltiple y zonalidad.

Los individuos de olivina tienen contornos subhedrales y hábito prismático corto con tamaño máximo de 4 mm. Muestran un fuerte reemplazo, en ocasiones pseudomórfico de talco en agregados fibrosos y laminares (Fig. 3b, c). Además, algunos individuos de olivina desarrollan coronas de reacción con clinopiroxeno (Fig. 3b, c).

Se observa biotita primaria con hábito laminar, pleocroísmo de color marrón oscuro a rojizo y tamaños de hasta 0.4 mm. Los minerales opacos son euhedrales a subhedrales en algunos casos asociados a biotitas de origen secundario. Estas últimas son abundantes y se presentan como cristales alrededor de los minerales opacos (Fig. 3d, e).

Como mineral accesorio menor se identificó apatita en cristales prismáticos elongados con hábito acicular y prismático, que alcanzan hasta 0.5 mm de longitud.

La roca tiene alteración de tipo selectiva, donde los cristales de olivina están reemplazados pseudomórficamente por talco y carbonatos, mientras que los de plagioclasa están levemente alterados por agregados finos de filosilicatos. Por otro lado, los cristales de augita titanífera en general se encuentran frescos.

En intersticios del entramado cristalino se identifica escasa analcima primaria, la cual se observa incolora e isótropa y minerales secundarios como carbonatos, agregados de clorita y otros filosilicatos de grano fino. Estos últimos, también rellenan cavidades de formas subredondeadas (Fig. 3f).

El estudio con microscopio electrónico de barrido permitió determinar plagioclasa con extremos albiticos. Se pudo comprobar que los cristales de olivina se encuentran reemplazados por calcita y talco. Los cristales de clinopiroxeno son relativamente ricos en Mg, con una relación Mg/Fe cercana a 2. Los cristales de minerales opacos muestran hábito prismático y de acuerdo a los microanálisis corresponden a ilmenita. Las amígdalas se encuentran rellenas de cuarzo, calcita rodeada de clorita rica en Mg (clinocloro) y algunos cristales de apatita. En la pasta se reconoció analcima, en coincidencia con lo observado en el microscopio petrográfico (Fig. 4).

DIFRACCIÓN DE RAYOS X

El análisis de uno de los diques basálticos a escala roca total muestra la presencia de plagioclasa, clinopiroxeno, calcita y varias reflexiones parcialmente solapadas entre sí e intensas que corresponden a minerales del grupo de las arcillas. Los análisis por difracción de rayos X de la fracción arcilla revelaron complejas asociaciones de filosilicatos en las tres muestras de basalto con evidencias de alteración hidrotermal moderada (BM1, BM2, BM3). Los minerales identificados son: biotita + clorita + talco + interestratificado biotita/vermiculita Bt/Vrm \pm , interestratificado biotita/clorita Bt/Chl, \pm interestratificado clorita/esmectita Chl/Sm \pm vermiculita, junto a plagioclasa (Fig. 5a y Cuadro 1). En tanto, en la muestra A1 correspondiente al basalto fuertemente alterado del borde de uno de los diques se identificaron: vermiculita, interestratificados biotita/esmectita Bt/Sm y biotita/vermiculita Bt/Vrm, talco, biotita y plagioclasa. (Fig. 5b y Cuadro 1).

GEOQUÍMICA

Los resultados de los análisis químicos en roca total en elementos mayoritarios y trazas de dos muestras representativas de los diques basálticos afectados por alteración de la quebrada de Tres Cerritos (BM1 y BM2) se presentan en el cuadro 2.

Las rocas analizadas tienen tenores de SiO_2 entre 43.7 y 44.6 % en peso (% e.p.), de Al_2O_3 entre 10.7 – 10.8 % e.p., Na_2O entre 2.67 – 2.65% e.p. y K_2O 0.88 a 0.94 % e.p. Los valores de MgO , CaO y Ti_2O varían entre 10.15 -10.35% e.p.; 9.16 – 9.2% e.p., 3.09 – 3.01% e.p., respectivamente. Dado que ambas rocas presentan valores de pérdida de volátiles por ignición (LOI) cercanos al 5 % (4.9 y 5.6 % e.p.), se empleó el diagrama Zr/TiO_2 vs Nb/Y de Winchester y Floyd (1977), basado en elementos traza relativamente inmóviles. De acuerdo a este diagrama las muestras analizadas se clasifican químicamente como basaltos alcalinos (Fig. 6a) y presentan una relación $\text{Nb/Y} > 1$, indicando que corresponden a la serie alcalina, siendo este resultado consistente con la asociación mineral primaria identificada en las rocas, integrada por olivina, augita titanífera, apatita, ilmenita y analcima.

En el diagrama Ba/Ta vs La/Ta (Fig. 6b), se observa que los basaltos estudiados presentan relaciones Ba/La relativamente bajas (20-21), consistentes con el campo de basaltos de islas oceánicas (OIB).

En el diagrama multielemental normalizado a condrita de Thompson (1982) (Fig. 6c), se observan mayores concentraciones para los elementos HFSE (Th, Nb, Ta) respecto de los de radio iónico grande (LILE) como Rb, K y Sr. Entre el P y el Tb la pendiente negativa es casi recta, mientras que para Y, Tm e Yb el descenso es marcado, con valores normalizados menores a 10 para estos dos últimos elementos (Fig. 6c).

El diagrama de distribución de las abundancias relativas de los elementos de tierras raras normalizado a condrita de Sun y McDonough (1989) (Fig. 6d) muestra un diseño ligeramente cóncavo y de pendiente general negativa con enriquecimiento relativo de tierras raras livianas respecto de las pesadas, como indican los valores obtenidos para la relación La/Yb (24.4 – 26.8). Por otro lado, la abundancia relativa de tierras raras pesadas es de más de 10 veces el condrito.

Para inferir el posible arreglo mineral en la fuente de los fundidos, se graficaron las relaciones de las concentraciones de los elementos de las tierras raras livianas respecto de

las pesadas (La/Sm vs Sm/Yb, Fig. 6e), de acuerdo con Kay et al. (1991). Como se observa en la figura (Fig. 6e), los diques basálticos estudiados poseen relaciones La/Sm relativamente bajas, mientras que los valores de Sm/Yb son altos, lo que sugiere fuentes en equilibrio con fases residuales que retienen ETRL y ETRP, como anfíbol o granate (Rollinson 1993).

Por último, en el diagrama de discriminación tectónica de Pearce (2008), que emplea las relaciones Nb/Yb vs Th/Yb, las muestras se ubican en el campo de un ambiente tectónico de intraplaca (Fig. 6f).

DISCUSIÓN

Petrográficamente en los diques basálticos de Tres Cerritos se observa predominancia de olivina y clinopiroxeno, siendo este último augita titanífera. Además, tanto en el microscopio petrográfico como en el microscopio electrónico de barrido se identificaron biotita, apatita, ilmenita, otros óxidos de Fe y Ti, y analcima. Esta asociación mineralógica es característica de los basaltos de la serie alcalina; coincidente con la clasificación geoquímica obtenida. La zonación observada en algunos cristales de augita titanífera sugiere condiciones fluctuantes en la composición del magma durante el proceso de cristalización (MacKenzie et al. 1982).

Por otro lado, las rocas se encuentran alteradas de forma selectiva, se observa el reemplazo pseudomórfico de olivina por talco y calcita, en tanto que los cristales de plagioclasa están levemente alterados a filosilicatos de grano fino. Además, se observan biotitas secundarias asociadas a los óxidos de Fe y Ti. La ocurrencia de carbonatos en este tipo de rocas indica la presencia de CO₂ en los fluidos, lo cual es característico de una etapa postmagmática o tardío magmática (Page et al. 1997). También, la cristalización de biotita tardío magmática alrededor de los minerales opacos indica que su formación es por una importante interacción con fluidos deutéricos (Preston et al. 2000). La alteración de olivina a talco fue descrita en rocas afectadas por interacción con fluidos hidrotermales (Delvigne 1979,

Kuebler 2013) que aportan agua y dióxido de carbono a temperaturas entre 250 a 300 °C (Pirajno 1992). Por otro lado, vermiculita puede formarse tanto por alteración hidrotermal de biotita de origen ígneo como a bajas temperaturas en perfiles de meteorización; aunque también se puede formar a partir de clorita (Velde 1995; Righi y Meunier 1995). Por lo tanto, los tipos de alteraciones observadas en los diques basálticos estudiados, se interpreta como el resultado de procesos tardío magmáticos (deutéricos) e hidrotermales.

Los tipos de alteración hidrotermal se pueden clasificar en función de las razones de actividad de cationes en solución con respecto a la actividad de H^+ (aCa^{+2}/aH^+ , aK^+/aH^+ y aNa^+/aH^+) en tipo ácido, alcalino e intermedio. Además, para las alteraciones de tipo ácido e intermedio se conocen cuatro series, de acuerdo a cuál es el catión predominante en la solución: K, Na, Ca y Ca-Mg (Utada 1980, Inoue 1995). Siguiendo estos criterios, los minerales secundarios identificados en los diques basálticos corresponden a una alteración de tipo intermedio y a la serie de Ca-Mg (Utada 1980), además la presencia de clorita y de interestratificados tales como clorita/esmectita permiten inferir una temperatura de 100 y 250°C (Inoue 1995).

En relación a las características geoquímicas de los basaltos se observa en los análisis de elementos trazas que las relaciones $Ba/Nb > 10$, indican contaminación por asimilación cortical de los magmas básicos. Sin embargo, las relaciones Rb/Nb son cercanas a 0.5 es decir, relativamente bajas. Los valores de Nb/Ta obtenidos (22.1 – 22.7) son algo más altos que el valor de 17.3 propuesto para manto primitivo (Sun y McDonough 1989), y son comparables con los que presentan otras *suites* de rocas alcalinas (Menegatti et al. 2018). Para la tierras raras se observa la ausencia de anomalías negativas de Eu en coexistencia con altas relaciones La/Yb y bajas relaciones La/Sr , lo que permite inferir que el fraccionamiento de plagioclasa no fue importante o que se fraccionó de forma tardía (Kay et al. 1991). Asimismo, el enriquecimiento en elementos incompatibles y la ausencia de anomalías negativas en Nb-Ta son rasgos característicos de las rocas de ambientes de intraplaca (Kay et al., 1991).

La edad de estas rocas no se encuentra suficientemente probada y es tema de discusión. Cortelezzi y Iasi (1976) obtuvieron una edad K-Ar pérmica (254 ± 10 Ma) y asociaron a los diques basálticos de Tres Cerritos con el magmatismo de la quebrada de las Conchas de edad cretácica. Sin embargo, los basaltos estudiados se ubican cercanos a los lineamientos estructurales descritos por Zappettini (2017) para el magmatismo de los Basaltos de Isonza, los cuales se interdigitan en la Formación La Yesera, y para los cuales se obtuvieron edades K-Ar de 114 ± 5 Ma (Valencio et al. 1976). Existen otros basaltos olivínicos asociados al rift del Grupo Salta, entre los que se pueden mencionar los siguientes: 1) Puerta de San José, Belén Catamarca, 131 ± 4 Ma de edad obtenida por el método K-Ar (Rosello et al. 1999), 2) el Basalto Periquillo, correspondiente a coladas basálticas olivínicas datadas en 115 ± 5 Ma (Porto 1981); 3) los diques de basalto alcalino de edad cretácica que afloran en el río Matancillas, para los cuales se obtuvo una edad Ar-Ar en flogopita de 112 Ma (Seggiaro y Becchio 2011) y edades K-Ar en biotita de 109 ± 3 y 108 ± 2 (Lucassen et al. 2007).

La edad pérmica indicada por una datación K-Ar sobre roca total para los diques basálticos de Tres Cerritos es dudosa por varias razones. En primer lugar, es altamente probable que el sistema K-Ar se haya comportado de modo abierto como consecuencia de la interacción agua-roca tardía o post magmática. En estas circunstancias, la lixiviación de parte del K de la roca daría lugar a edades K-Ar aparentes mayores a la edad de enfriamiento, que es la que se obtendría aplicando este método de datación a una roca no disturbada. De hecho, el estudio petrográfico indica que parte de la biotita es tardío magmática. Por otro lado, al presente no se conocen otras rocas ígneas de edad pérmica en la Cordillera Oriental. Al este de los diques estudiados, en la Formación Guachos (Moya 1998) se identificó magnetita de origen hidrotermal considerada de edad pérmica (Franceschinis et al. 2021).

Dado que los escasos datos geocronológicos no son confiables se comparó la signatura geoquímica de las rocas estudiadas con los diques lamprófiros de edad Jurásica media a superior que afloran hacia el norte, en la quebrada de Humahuaca, en el valle de Río Grande en Jujuy (Hauser et al. 2010; edad K-Ar: 163 ± 9 Ma), los basaltos ordovícicos

aflorantes en el área de Cochinoca – Escaya, Puna (Coira et al. 1999, 2009) y las basanita cretácicas analizadas por Lucassen et al. (2007) del área de Las Conchas, Belén (Catamarca), Cadillal y Finca Rodeo.

Los diques lamprófiros jurásicos se clasifican como monchiquita analcímica, estas rocas carecen de feldespatos y como minerales accesorios contienen clinopiroxenos (diópsido) enriquecidos en Ti, biotita/flogopita, forsterita y analcima. Presentan abundantes ocelos rellenos con carbonato y analcima, y se habrían formado a partir de un magma alcalino derivado de la fusión parcial de un manto litosférico enriquecido metasomatizado (Hauser et al. 2010). Estas rocas presentan concentraciones de ETRL (La, Ce, Pr) y de algunos elementos trazas incompatibles (Th, Nb, Ta) y La/Sm más elevadas que los basaltos de Tres Cerritos (Fig. 6c, d y e). Sin embargo, se observa similitud en las características petrográficas y geoquímicas de los basaltos estudiados con dos de las muestras (BYA 123 y BHU131) estudiadas por Hauser et al. (2010) provenientes, respectivamente, de las quebradas de Yacoraite y Huichaira (Fig. 6 c y d). En efecto, tanto los basaltos de Tres Cerritos como los diques lamprófiros se ubican en el campo de rocas de intraplaca en el diagrama de Pearce (2008) cercanos a un OIB (*Oceanic Island Basalt*) (Fig. 6f).

Por otro lado, al comparar los elementos trazas de los diques basálticos de Tres Cerritos con las rocas ígneas alcalinas ordovícicas que afloran en la Puna, en la Sierra de Cochinoca – Escaya (Coira et al. 1999, 2009), se observa que estas últimas, tienen una concentración variable de elementos trazas, observándose en algunas muestras un fuerte anomalía negativa en K (Fig. 6 c). Además, las muestras ordovícicas tienen valores bajos de Sm/Yb, La/Sm (Fig 6 e) y se ubican en ambientes de intraplaca cercanas a un E-MORB (*Primitive enriched mid-ocean ridge basalt*) (Fig 6 f) a diferencia de las muestras jurásicas y cretácicas del rif del Grupo Salta que se ubican cercanas a un OIB (*Oceanic Island Basalt*) en el diagrama de Pearce (2008) (Fig. 6e).

Por último, las basanitas cretácicas del área de Las Conchas, Belén, Cadillal y Rodeo analizadas por Lucassen et al. (2007) tienen valores más bajos de elementos trazas y tierras raras y de Sm/Yb en comparación con los basaltos de Tres Cerritos (Fig. 6c, d y e).

CONCLUSIONES

Las características de yacencia, asociación mineral primaria y secundaria, y geoquímica indican que los diques basálticos intruyen a las rocas tremadocianas de la Formación Floresta y están vinculadas a un magma alcalino. El mismo sistema habría generado procesos de alteración deutérica e hidrotermal que resultaron en una asociación mineralógica compuesta por talco, carbonatos, biotita y minerales secundarios en la pasta y rellenando cavidades que incluyen: clorita \pm vermiculita \pm interestratificados biotita/esmectita \pm interestratificados biotita/vermiculita \pm interestratificados clorita/esmectita.

Geoquímicamente, los basaltos se caracterizan por su enriquecimiento relativo en tierras raras y su ambiente petrotectónico de intraplaca continental. La única edad geocronológica conocida es controvertida, y corresponde al Pérmico. Un análisis comparativo de los datos geoquímicos de los diques basálticos con rocas alcalinas de edad ordovícica de la Puna, cretácicas y jurásicas de Cordillera Oriental, muestra que existe similitud con estas últimas, es decir con dos muestras de diques lamprófiro jurásicos.

Se espera profundizar el estudio de estos diques basálticos, así como también realizar otro tipo de datación geocronológica que permita ajustar la edad del episodio magmático.

AGRADECIMIENTOS

Las autoras agradecen a la Dra. Florencia Gargiulo y a un revisor anónimo por sus valiosos aportes a la calidad del manuscrito y a la editora asociada, la Dra. Anabel Gómez. Esta investigación fue en parte financiada por el proyecto UBACYT 2020 MODII 20020190200404BA.

BIBLIOGRAFÍA

- Aparicio González, P.A., Pimentel, M., Hauser, N. y Moya, M.C. 2014. U–Pb LA-ICP-MS geochronology of detrital zircon grains from low-grade metasedimentary rocks (Neoproterozoic – Cambrian) of the Mojotoro Range, Northwest Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 49: 39-50.
- Aparicio González, P.A., Hauser, N., Carvalho, M., Cayo, L.E., De Morisson Valeriano, C., Impiccini, A., Reimold, W., Heilbron, M. y Pimentel M. 2020. The Neoproterozoic-Lower Paleozoic sequence of the Mojotoro Range, Eastern Cordillera: provenance sedimentary (Sr-Nd, U-Pb and clay minerals) and their implication tectonics in the Western Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*: 102818.
- Bahlburg, H. 1990. The Ordovician Puna basin of NW Argentina and N Chile: From back-arc to foreland basin. *Geotektonische Forschungen* 75: 1-107.
- Bahlburg, H., Berndt, J. y Gerdes, H. 2016. The Ages and tectonic setting of the Faja Eruptiva de la Puna Oriental, Ordovician, NW Argentina. *Lithos*: 41-54.
- Barrientos Ginés, A.V., Aparicio González, P.A., Bercheñi, V. y Moya, M.C. 2018. Estratigrafía y Sedimentología de las unidades ordovícicas del tramo central de la sierra de Mojotoro, Cordillera Oriental, Noroeste Argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 75: 609-625.
- Bock, B., Bahlburg, H., Wörner, G. y Zimmermann, U. 2000. Tracing crustal evolution in the southern Central Andes from Late Precambrian to Permian with geochemical Nd and Pb isotope data. *Journal of Geology* 108: 515-535.
- Coira, B., Perez, B., Flores, P., Kay, S., Woll, B. y Hanning, M. 1999. Magmatic sources and tectonic setting of Gondwana margin Ordovician magmas, northern Puna of Argentina and Chile. *Geological Society of America* 336: 145-170.
- Coira, B., Koukharsky, M., Ribeiro Guevara, S. y Cisterna, C. 2009. Puna (Argentina) and northern Chile Orodovician basic magmatism: A contribution of the tectonic setting. *Journal of South American Earth Sciences* 27: 24-35.
- Collo, G., Astini, R., Cawood, P., Buchan, C. y Pimentel M. 2009. U-Pb detrital zircon ages and Sm -Nd isotopic features in low-grade metasedimentary rocks of the Famatinia

belt: implications for late Neoproterozoic-early Paleozoic Evolution of the proto-Andean margin of Gondwana. *Journal of the Geological Society* 166: 303-319.

Cortelezzi, C. y Iasi, R. 1976. Rocas Filonianas en el Grupo Mojotoro (Ordovícico) al NE de la ciudad de Salta, Provincia de Salta, República Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología* 7: 21– 28.

Delvigne, J., Bisdom, E.B.A., Sleeman, J. y Stoops, G. 1979. Olivines, their pseudomorphs and secondary products. *Pedologie* 29 (3): 247-309.

Drobe, M., de Luchi, M.G.L., Steenken, A., Frej, R., Naumann, R., Siegesmund, S. y Wemmer, K. 2009. Provenance of the late Proterozoic to early Cambrian metaclastic sediments of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas) and cordillera Oriental, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 28: 239-262.

Franceschinis, P.R., Fazzito, S., Rapalini, A., Escayola, M., Geuna, S. y Rodríguez Picada, C. 2021. Permian remagnetization of the Early Cambrian Guachos Formation, Eastern Cordillera, Argentina. *Journal of South American Earths Sciences* 106: 102887.

Gallardo, E.F., Aguilera, N.G., Davies, D.A., y Alonso, R.N. 1996. Estratigrafía del Cuaternario del Valle de Lerma, provincia de Salta, Argentina. 12° Congreso Geológico de Bolivia, Acta 3: 483-493, Tarija.

Gallardo, E. y Georgieff, S. 1999. Geología y Estratigrafía del Cuaternario del valle de Lerma y zonas aledañas. En G. González Bonorino, R. Omarini y J. Viramonte (Eds.) *Geología del noroeste argentino*. 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 443-450, Salta.

Harrington, H.J. 1957. Ordovician Formations of Argentina. In: Harrington, H.J., Leanza A.F. (Eds.), 1957. *Ordovician Trilobites of Argentina*. Department of Geology, University of Kansas, Special Publication 1: 1-59.

Hauser, N., Matteini, M., Omarini, R. y Pimentel, M. 2010. Constraints on metasomatized mantle under Central South America: evidence from Jurassic alkaline lamprophyre dykes from the Eastern Cordillera, NW Argentina. *Contributions to Mineralogy and Petrology*: 153–184.

Hauser, N., Matteini, M., Omarini, R.H. y Pimentel, M.M. 2011. Combined U-Pb and Lu-Hf isotope data on turbidites of the Paleozoic basement of NW Argentina and petrology of associated igneous rocks: Implications for the tectonic evolution of western Gondwana between 560 and 460 Ma. *Gondwana Research* 19: 100-127.

- Inoue, A. 1995. Formation of Clay Minerals in Hydrothermal Environments. In: Origin and Mineralogy of Clays. En Velde, B. (ed.). Springer-Verlag: 268-329, Berlín Heidelberg.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., Ramos, V. y Munizaga, F. 1991. Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28° to 33°S). En Harmon, R. y Rapela, C.W. (eds.) Andean Magmatism and its Tectonic Setting. Geological Society of America Special Paper: 113-137, Boulder.
- Kuebler, K. 2013. A comparison of the iddingsite alteration products in two terrestrial basalts and the Allan Hills 77005 martian meteorite using Raman spectroscopy and electron microprobe analyses. *Journal of Geophysical Research Planets* 118: 803-830.
- Lork, A. y Bahlburg, H. 1993. Precise U-Pb ages of monzonites from the Faja Eruptiva de la Puna oriental and the Cordillera Oriental, NW Argentina 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 1-6, Mendoza.
- Lucassen, F., Franz, G. Romer, R.L. Schultz, F. Dulski, P y Wemmer, K. 2007. Pre-Cenozoic intra-plate magmatism along the Central Andes (17 – 34° S): Composition of the mantle at an active margin. *Lithos* 99: 312-338.
- MacKenzie W.S, Donaldson, D.H. y Guilford, C. 1982. Atlas of Igneous Rocks and their textures. Longman Scientific and Technical, 148 p., New York.
- Méndez, V., Navarini, A., Plaza, D. y Viera, O. 1973. Faja Eruptiva de la Puna Oriental: 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 147 – 158, Córdoba.
- Menegatti, N., Massafiero, G., Giacosa, R., Vargas, J., Turra, J., Olazabal, S., Jalil Fredes, Y. 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: 359-379.
- Moore, D. M. y Reynolds, R.C. 1997 X-ray Diffraction and the identification and analysis of clay minerals. Oxford University Press, 378 p, Oxford.
- Moya, M.C., Malanca, S., Hongn, F.D., Bahlburg, H. 1993. El Tremadoc temprano en la Puna occidental argentina. 12° Congreso Geológico Argentino 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 20-30, Mendoza.
- Moya, M.C., 1998. El Paleozoico inferior en la sierra de Mojotoro, Salta-Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53: 219-238.

- Ortiz, A., Hauser N., Becchio, R., Suzaño N., Nieves, A., Sola, A., Pimentel, M. y Reimold, W. 2017. Zircon U-Pb ages and Hf isotopes for the Diablillos Intrusive Complex, Southern Puna, Argentina: crustal evolution of the Lower Paleozoic Orogen, Southwestern Gondwana margin. *Journal of South American Earth Sciences* 80: 316-339.
- Ortiz, A., Suzaño, N., Hauser, N., Becchio, R. y Nieves, A. 2019. New hints on the evolution of the Eastern Magmatic Belt, Puna Argentina. SW Gondwana margin: Zircon U-Pb ages and Hf isotopes in the Pachamama Igneous-Metamorphic Complex. *Journal of South American Earth Sciences* 94: 102246.
- Page, S., Limarino, C.O. y Caselli, A. 1997. Basaltos Alcalinos en el Triásico de la Cuenca Ischigualasto - Villa Unión, provincias de la Rioja y San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52: 202-208.
- Palma M.A., Parica y P., Ramos, V. 1986 El granito Archibarca: su edad y significado tectónico, provincia de Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41: 414-419.
- Pearce, J.A. 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 1– 4: 14-48.
- Pirajno, F 1992. *Hidrothermal minerals deposits. Principles and Fundamental concepts for the explorations geologist*, 721 p. Springer.
- Porto, J. 1981. *Geología de las Cumbres de Periquillo, provincia de Tucumán. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Tucumán (inérita)* 135 p., Tucumán.
- Preston, R.J., Hole, M.J., Still, J. 2000. The occurrence of Zr-bearing amphiboles and their relationships with the pyroxenes and biotites in the teschenite and nepheline syenites of a differentiated dolerite boss, Islay, NW Scotland. *Mineralogical Magazine* 64 (3): 459-468.
- Ramos, V.A. 2008. The Basement of the Central Andes: The Arequipa and Related Terranes. *Annual Reviews of Earth and Planetary Science* 36: 289-324.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Fanning, C.M., Baldo, E.G., Gonzáles-Casado, J.M., Galindo, C., Dahlquist, J. 2007. The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth-Science Reviews* 83: 49-82.

- Righi, D. y Meunier, A. 1995. Origin of clays by rocks weathering and soil formation In: Origin and Mineralogy of clays. En: Velde, B (ed.). Springer-Verlag: 431-57. Berlin Heidelberg.
- Rollinson, H.R. 1993 Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, Wiley 352 p., New York.
- Rosello E. A., Mozetic, M. E. y López de Luchi, M. G. 1999. El basalto La Puerta de San José (Belén, Catamarca): Un nuevo testimonio del rifting cretácico en el noroeste argentino. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 194-199, Salta.
- Seggiaro, R. y Becchio, R. 2011. Hoja Geológica Susques, provincia de Jujuy. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino.
- Sun S. S. y McDonough W. F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Geological Society of London, Magmatismo in the ocean basins. Special Publication: 42: 313-345.
- Thompson, R.N. 1982. Magmatism of the British Tertiary volcanic province. Scottish. Journal Geology 18: 49-107.
- Turner, J.C.M., 1960. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias. Boletín Academia Nacional de Ciencias Córdoba 41: 163-196.
- Utada, M. 1980. Hydrothermal alteration related to igneous acidity in Cretaceous and Neogene formations of Japan. Mining Geology Japanese, Special Issue 8: 67-83.
- Velde, B., 1995. Composition and Mineralogy of Clay Minerals. In: Origin and Mineralogy of Clays. En Velde, B. (ed.). Springer-Verlag: 8-42, Berlin Heidelberg.
- Valencio, D., Giudici, A., Mendia, J. y Gascon, J.O. 1976. Paleomagnetismo y edades K-Ar del Subgrupo Pirgua, provincia de Salta, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina: 527-542.
- Viramonte, J.G., Kay, S., Becchio, R., Escayola, M. y Novitski, I. 1999. Cretaceous rift related magmatism in central-western South America. Journal South American Earth Sciences 12: 109-121.
- Warr, L.N. 2011. IMA-CNMNC approved mineral symbols. Mineralogical Magazine 85: 291-320.

Winchester, J. A. y Floyd, P. A. 1977. Gechemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.

Zappettini, E. 2017. El Magmatismo intracontinental Mesozoico en el Noroeste Argentino. 20° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 444 – 467, Tucumán.

Figuras

Figura 1: a). Mapa geológico de la sierra de Mojotoro modificado de Moya (1998) y Aparicio González et al. (2014); b) Mapa esquemático donde se observa el Grupo Santa Victoria y la ubicación de los diques basálticos; c) Columna estratigráfica de la Formación Floresta en la quebrada de Tres Cerritos, tomada de Barrientos Ginés et al. (2018).

Figura 2: Fotografías de frente de afloramiento de los diques basálticos de la quebrada de Tres Cerritos que intruyen a la Formación Floresta; a) Se observa un dique de 3.6 m de espesor aproximadamente; b) Dique de 2 m de espesor aproximadamente.

Figura 3: a) Fotomicrografía con analizador intercalado de basalto de quebrada de Tres Cerritos, se observan algunos microfenocristales de olivina (Ol) alterada pseudomórficamente a talco, cristales de augita titanífera (Aug), plagioclasa (Pl), biotita (Bt) y minerales opacos (Op); b) y c) Fotomicrografía sin analizador y con analizador intercalado, respectivamente, de microfenocristal olivina reemplazada pseudomórficamente a talco y con desarrollo de cristales de piroxeno alrededor del microfenocristal; d) y e) Fotomicrografía con analizador y sin analizador intercalado de: plagioclasa (Pl) levemente alterada a filosilicatos y asociación de biotita secundaria (Bt) y minerales opacos (Op); f) Fotomicrografía de detalle con analizador intercalado correspondiente a una amígdala rellena totalmente con agregados granulares de calcita (Cal) y agregados fibrosos de clorita (Chl).

Figura 4: Imágenes de electrones retrodispersados correspondiente a muestras de basalto de la quebrada de Tres Cerritos de a) analcima; b) ilmenita, plagioclasa, augita, biotita.

Figura 5: a) Difractograma de rayos X de la fracción <2 micrómetros del basalto de la muestra BM2 . Cl/Sm: interestratificado clorita/esmectita, Cl: clorita, Bt/Sm: interestratificado biotita/esmectita, Bt/Vrm interestratificado biotita/vermiculita, Vrm: vermiculita, Tl: talco, Pl plagioclasa, Cb: calcita, Bt: biotita, Ilm: ilmenita; b) Difractograma perteneciente a la muestra A1 correspondiente al borde del basalto intensamente alterado, Vrm: vermiculita, Bt/Sm: interestratificado de biotita/esmectita, Bt/Vrm: interestratificado de biotita/vermiculita, Tl: talco y Bt: biotita

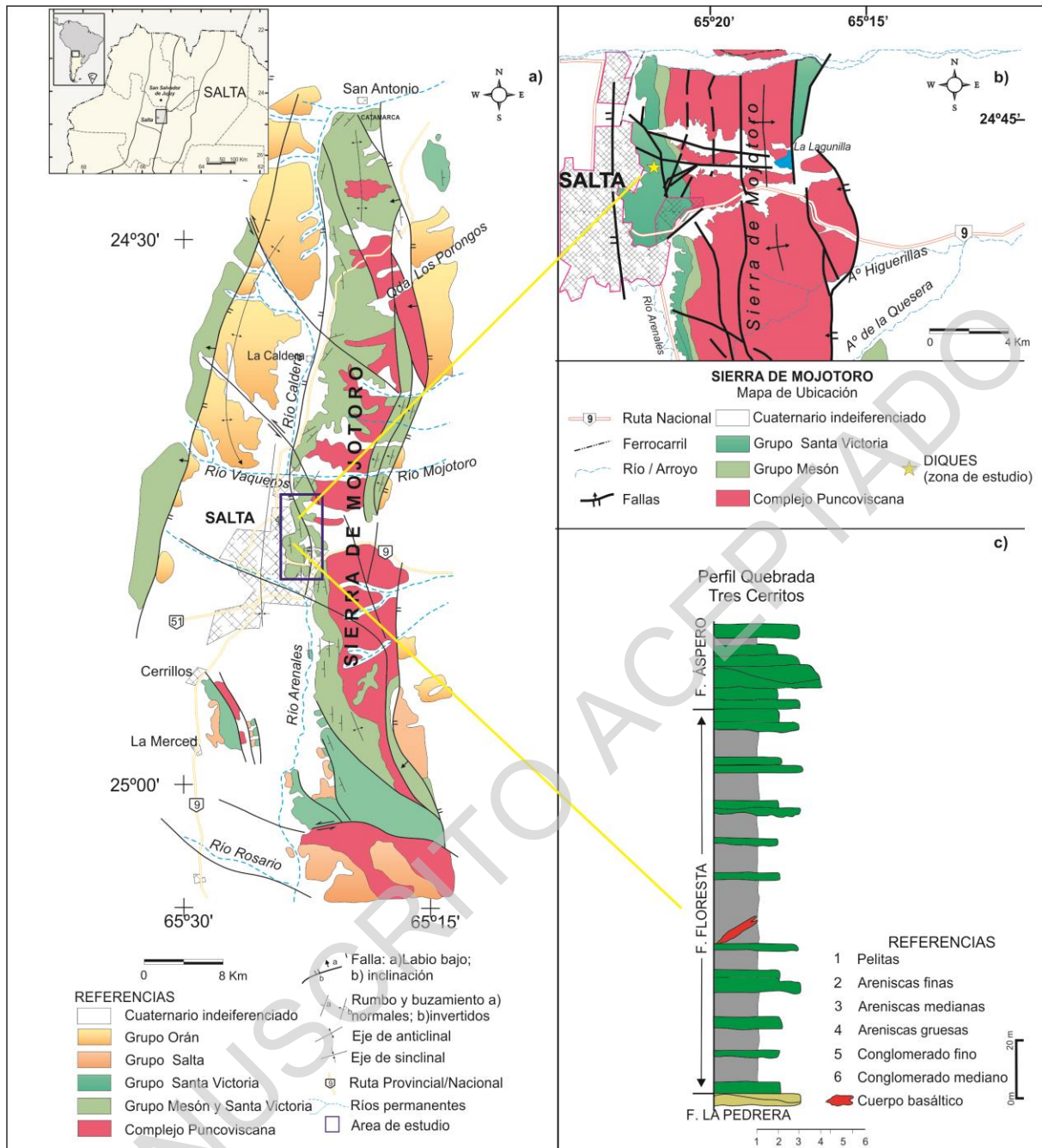
Figura 6: a) Diagrama de Zr/TiO_2 vs Nb/Y Winchester y Floyd (1977) que permite clasificar a las rocas básicas estudiadas; b) Diagrama Ba/Ta vs La/Ta; c) Comparación entre los elementos trazas de los basaltos estudiados en este trabajo, los lamprófiros de Jujuy de Hauser et al. (2010), cuadro 2 (trama celeste), basanitas de Cochinoca-Escaya de Coira et al. (2009) (trama violeta) y basanitas de Las Conchas, Belén, Cadillial y Finca el Rodeo de Lucassen et al. (2007) (trama verde) normalizados a condrita Thompson (1982); d) Diagrama de abundancia relativa de los elementos tierras raras normalizado al condrito de Sun y McDonough (1989), en el que se compara las muestras de basaltos estudiadas en este trabajo (trama roja) respecto a muestras de lamprófiros de Jujuy de Hauser et al. (2010) (trama celeste), basanitas de Cochinoca-Escaya de Coira et al. (2009) (trama violeta) y basanitas de Las Conchas, Belén, Cadillial y Finca el Rodeo de Lucassen et al. (2007) (trama verde); e) Diagrama La/Sm vs Sm/Yb (Kay et al. 1991), en el que se compara las muestras de basaltos estudiadas en este trabajo (círculos rojos) con las muestras de lamprófiros de Jujuy de Hauser et al. (2010) (tramas celestes), basanitas de Cochinoca-Escaya de Coira et al. (2009) (trama violeta) y basanitas de Las Conchas, Belén, Cadillial y Finca el Rodeo de Lucassen et al. (2007) (trama verde); f) diagrama Th/Yb vs Nb/Yb de discriminación de ambiente tectónico de Pearce (2008) en el que se compara las muestras de basaltos estudiadas en este trabajo (círculos rojos) con las muestras de lamprófiros de Jujuy de Hauser et al. (2010) (tramas celestes), basanitas de Cochinoca-Escaya de Coira et

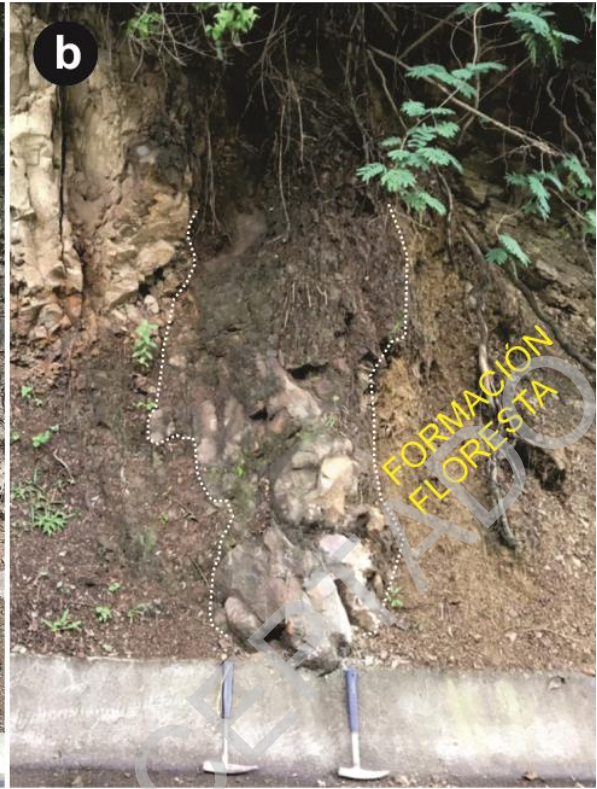
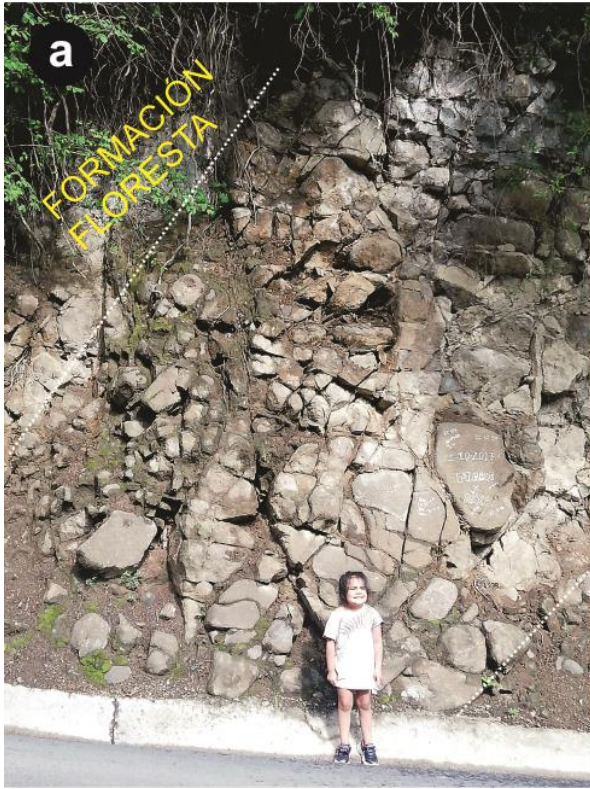
al. (2009) (trama violeta) y basanitas de Las Conchas, Belén, Cadillal y Finca el Rodeo de Lucassen et al. (2007) (trama verde).

Cuadro 1: Resultados de la asociación mineral determinada por difracción de rayos X en tres muestras de basalto (BM1, BM2, BM3) y una muestra de un borde de basalto alterado (A1) correspondiente a la quebrada de Tres Cerritos.

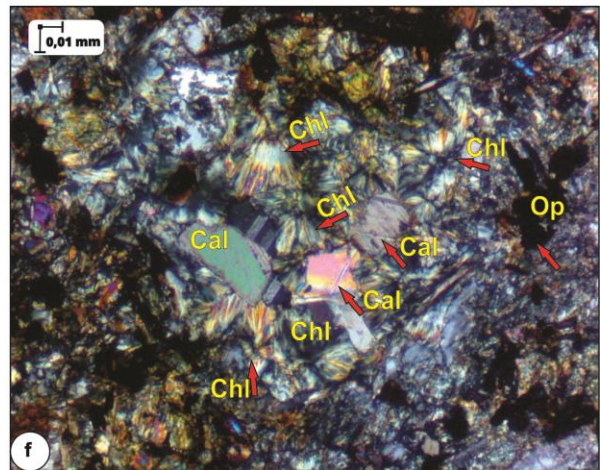
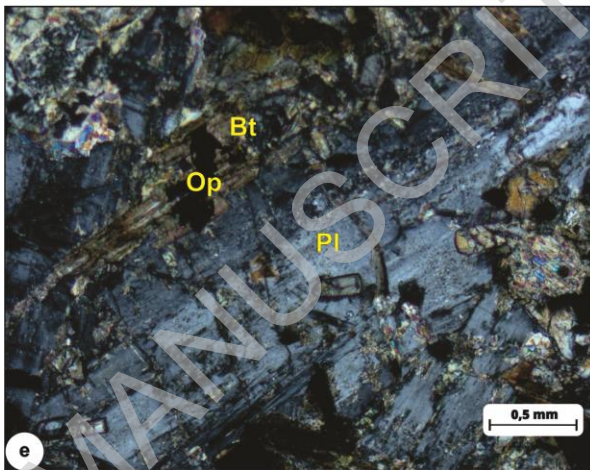
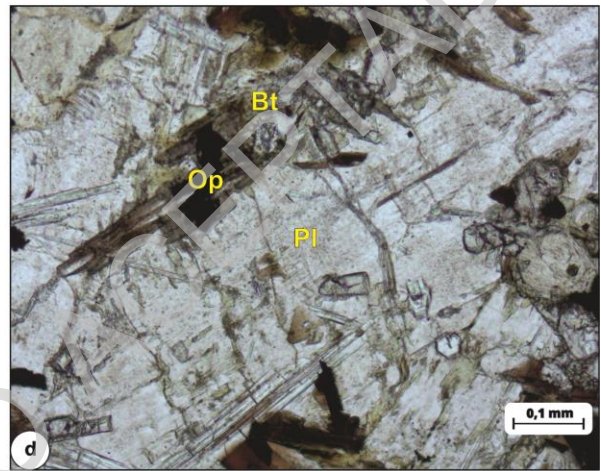
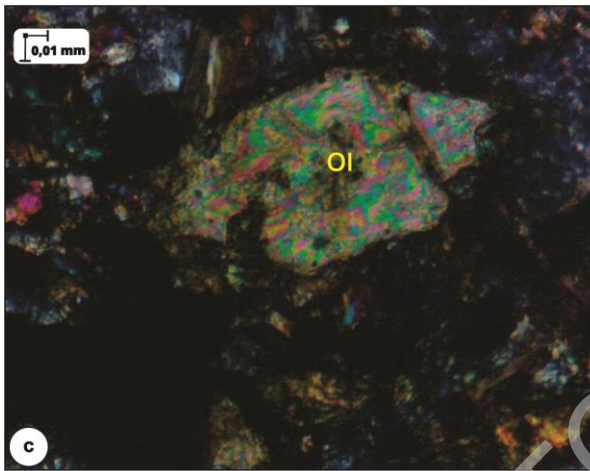
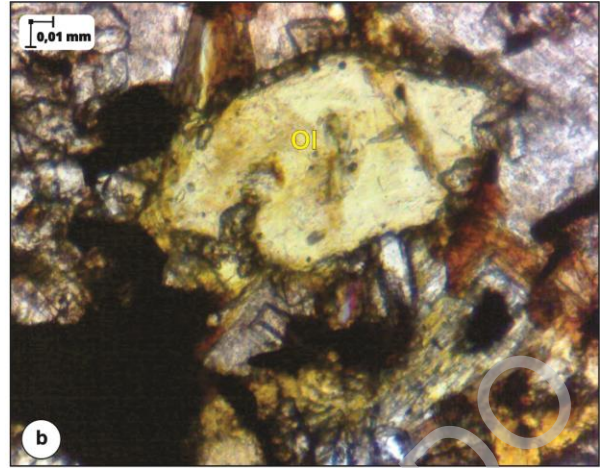
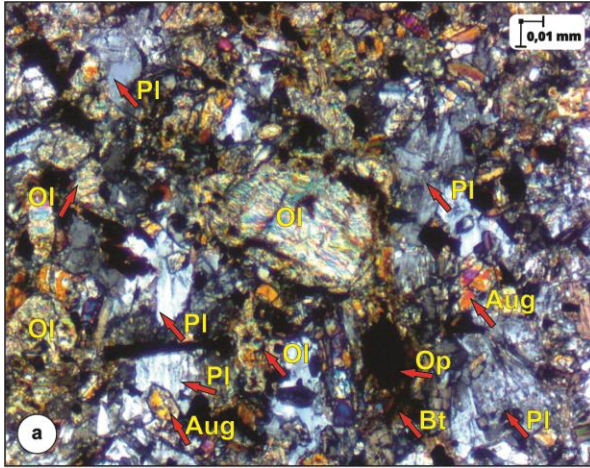
Cuadro 2: Resultados de análisis geoquímicos de roca total de elementos mayoritarios y trazas muestras BM1 y BM2, y datos geoquímicos comparativos de las muestras de lamprófiros de Jujuy de Hauser et al. (2010) BYA123 y BHU 131, de las quebradas de Yacoraite y Huichaira, respectivamente.

MANUSCRITO ACEPTADO

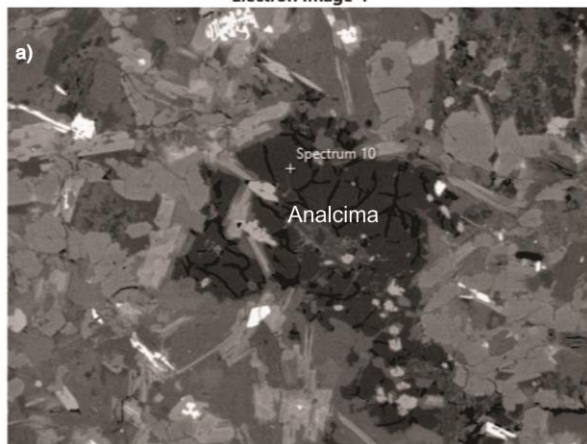




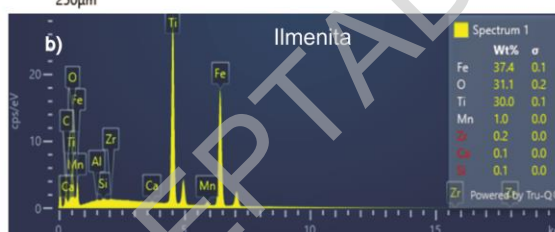
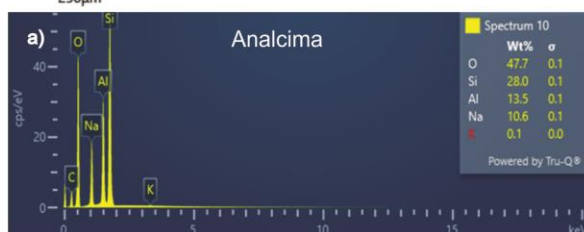
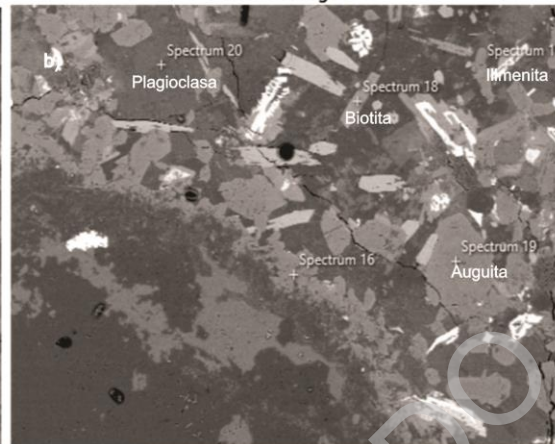
MANUSCRITO ACEPTADO



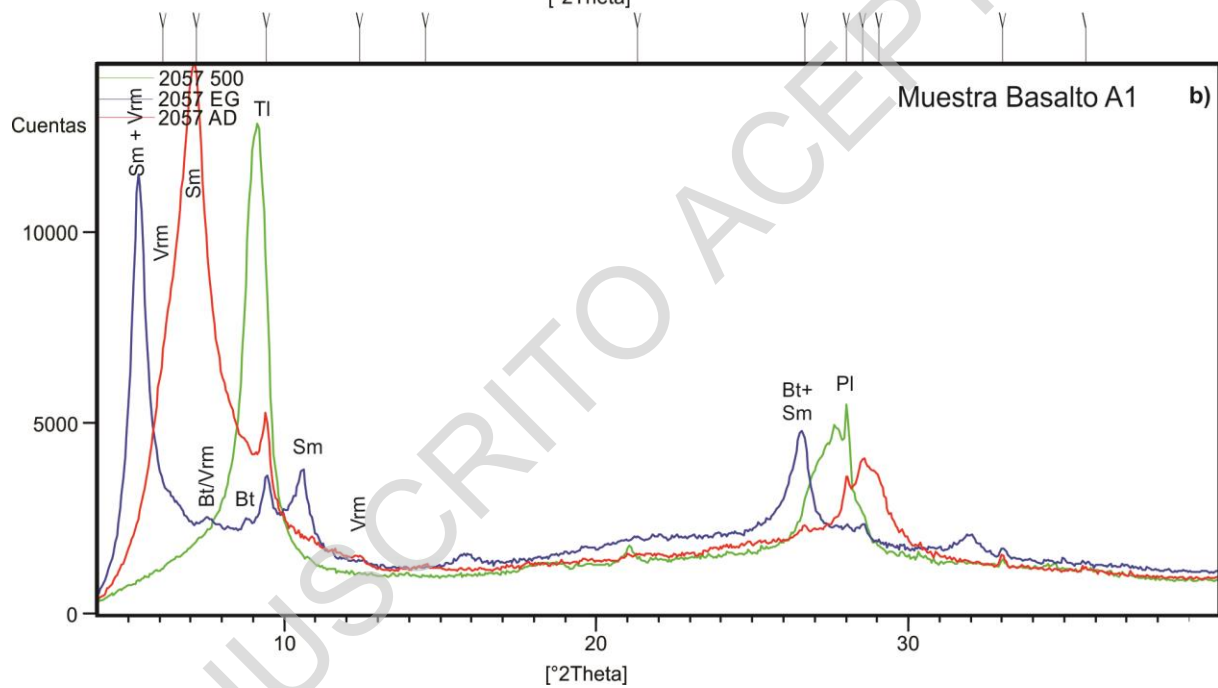
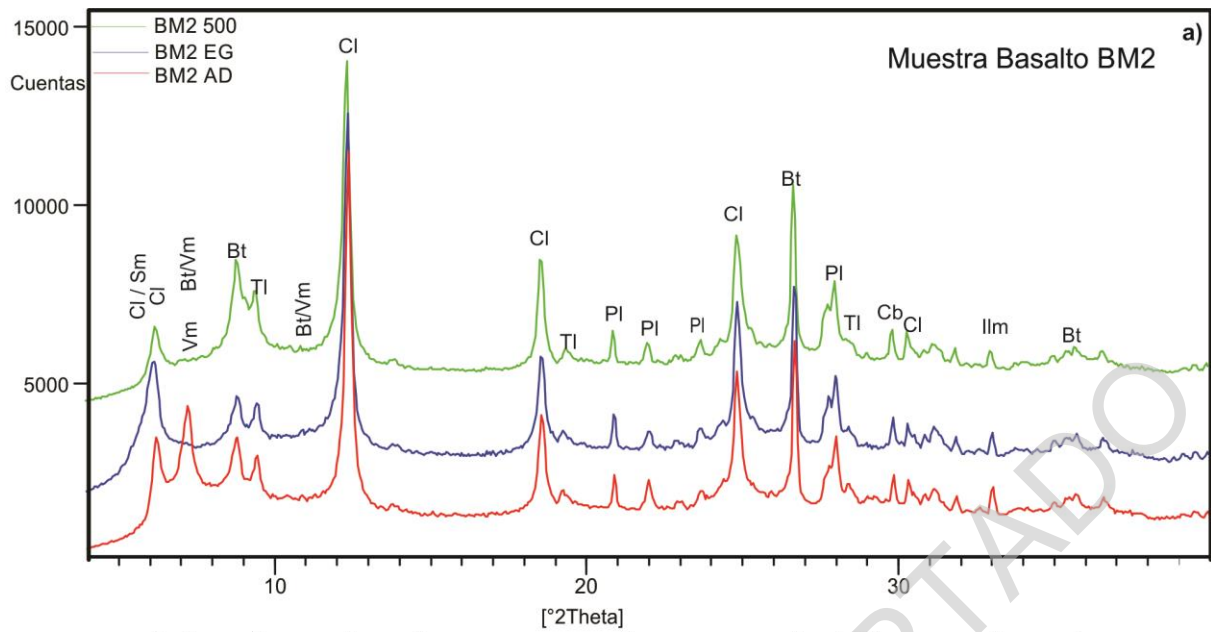
Electron Image 4



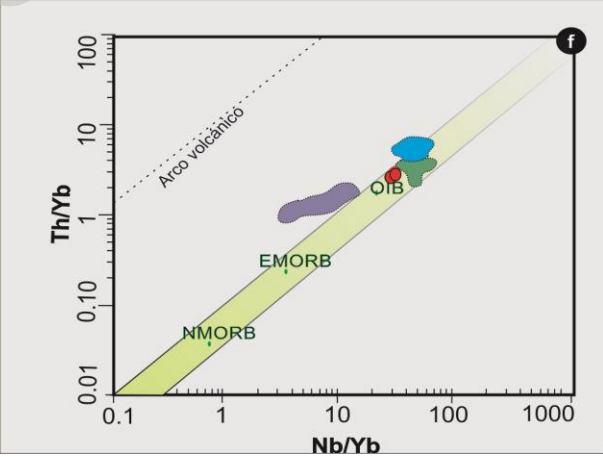
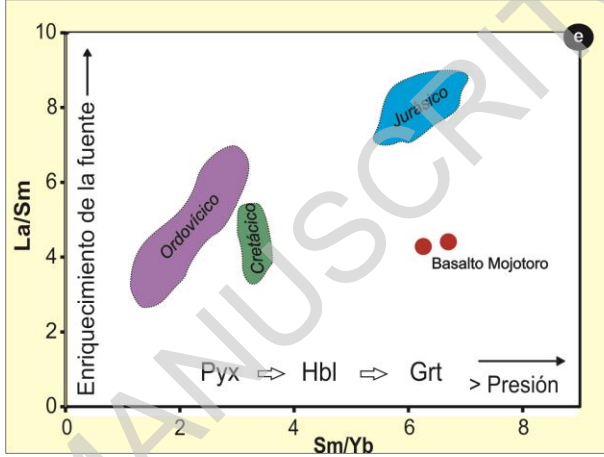
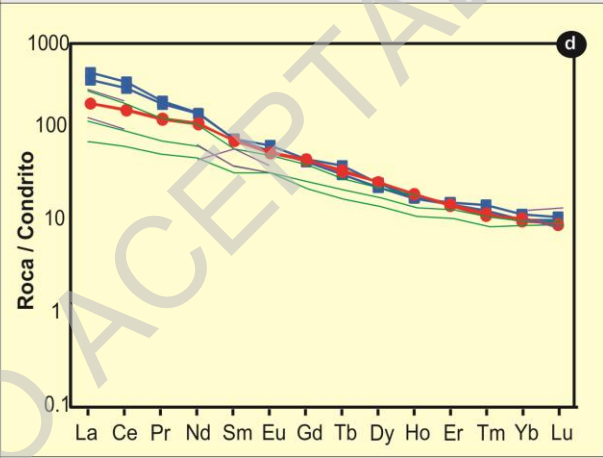
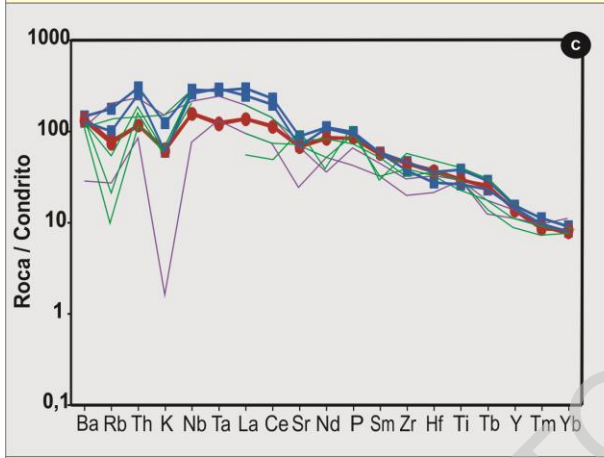
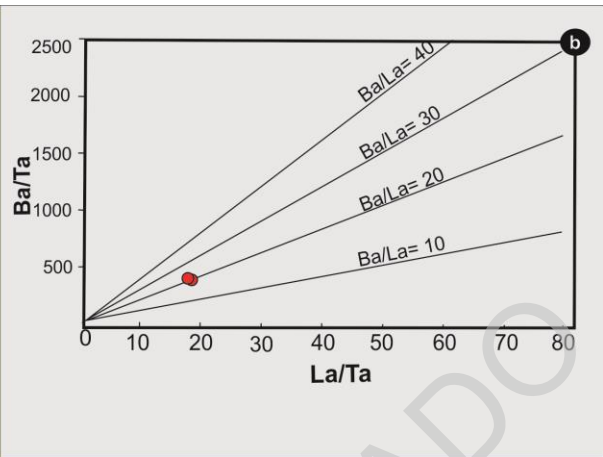
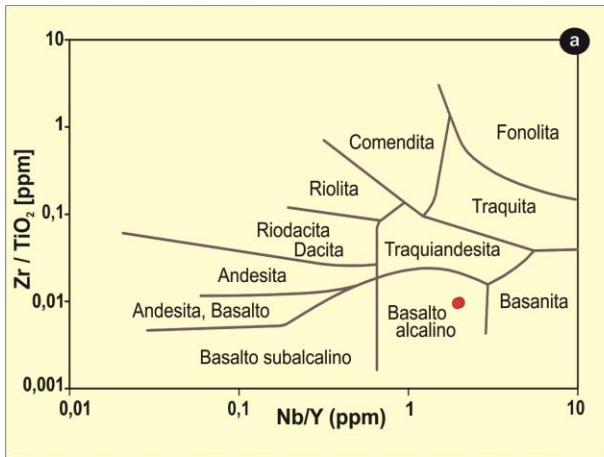
Electron Image 7



MANUSCRITO ACERTADO



MANUSCRITO ACETADO



Muestra	Litología	Minerales DRX
BM1	Basalto	Biotita, clorita, talco, interestratificado clorita/biotita (Chl/Bt), calcita, plagioclasa
BM2	Basalto	Biotita, clorita, talco, vermiculita, interestratificado biotita/vermiculita (Bt/Vrm), interestratificado clorita/esmectita (Chl/Sm), plagioclasa
BM3	Basalto	Biotita, clorita, talco, inteseestratificado biotita/vermiculita (Bt/Vrm), interestratificado clorita/esmectita (Chl/Sm?) plagioclasa
A1	Basalto sector del borde fuertemente alterado	Biotita, talco, vermiculita, inteseestratificado biotita/vermiculita (Bt/Vrm), inteseestratificado biotita/esmectita (Bt/Sm), plagioclasa

MANUSCRITO ACEPTADO

<i>Muestra</i>	Tres Cerritos		Yacoraite	Huichaira
	BM 1	BM 2	BYA 123	BHU 131
<i>(% en peso)</i>				
SiO ₂	43.70	44.60	38.05	37.45
TiO ₂	3.09	3.01	2.71	3.93
Al ₂ O ₃	10.70	10.85	9.71	10.32
Fe ₂ O ₃ T	11.45	11.45	13.15	12.85
MnO	0.14	0.14	0.17	0.16
MgO	10.15	10.35	12.19	9.96
CaO	9.16	9.20	11.60	10.96
Na ₂ O	2.67	2.65	1.50	2.90
K ₂ O	0.94	0.88	1.78	0.87
P ₂ O ₅	0.88	0.90	1.04	0.97
LOI	4.91	5.63	7.60	9.30
Total	97.79	99.66	99.50	99.67
<i>E. traza (ppm)</i>				
V	174	174	219	263
Cr	400	400	164	164
Ga	19	19	17	20
Rb	27	25	62	35
Sr	809	795	1040	812
Y	28.4	27.1	29.0	30.7
Zr	304	302	253	316
Nb	55	54	100	91
Sn	1.00	1.00	2.00	2.00
Cs	3.07	2.37	12.20	87.30
Ba	986	902	1008	881
Hf	7.50	7.20	5.50	7.20
Ta	2.5	2.4	5.6	5.9
W	1.00	1.00	39.90	48.80
Th	4.88	4.87	12.70	10.70
U	1.24	1.31	3.10	2.10
<i>ETR (ppm)</i>				
La	45.1	44.6	96.9	80.8
Ce	99.2	97.0	198.0	169.8
Pr	12.3	11.9	18.9	17.6
Nd	54.0	52.3	69.8	68.4
Sm	11.3	11.5	11.8	11.9
Eu	3.2	3.1	3.3	3.8
Gd	9.6	9.3	9.0	9.6
Tb	1.27	1.34	1.20	1.49
Dy	6.75	6.68	5.89	6.55
Ho	1.10	1.12	0.99	1.01
Er	2.52	2.41	2.51	2.63
Tm	0.31	0.29	0.33	0.38
Yb	1.68	1.83	1.76	2.01
Lu	0.24	0.23	0.26	0.28
La/Yb_n	26.8	24.4	37.1	27.1
La/Sm_n	2.5	2.4	5.2	4.3
Gd/Yb_n	4.6	4.1	4.1	3.9

MANUSCRITO ACEPTADO