

Geoquímica y petrografía de los basaltos de la Formación Serra Geral de las provincias de Corrientes y Entre Ríos

Lenis MADSEN¹, Silvina Marfil¹ y Pedro MAIZA¹

¹Centro de Geología Aplicada, Agua y Medio Ambiente, Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur - Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, Bahía Blanca.

Email: lenismad@gmail.com

Editor: Mónica López de Luchi

RESUMEN

En el presente trabajo se presentan los resultados de los estudios petrográficos y químicos de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas, realizados en basaltos de la Formación Serra Geral provenientes de cinco canteras ubicadas en las provincias de Corrientes y Entre Ríos. Estas rocas son de textura intergranular a intersertal de grano fino, raras veces porfírica. La mineralogía consiste en una red de tablillas de plagioclasa (andesina - labradorita), piroxenos, minerales accesorios (apatito) y secundarios (montmorillonita, illita, epidoto y cloritas). Es frecuente la presencia de minerales opacos (óxidos de hierro y titanio) y vidrio volcánico. La información química considerada en diversos diagramas de clasificación y discriminadores tectónicos, indica que son basaltos toleíticos de intraplaca ricos en hierro. Los litotipos definidos para los basaltos estudiados, presentan un marcado enriquecimiento en elementos de alto radio iónico por sobre los de alta carga iónica y en tierras raras livianas diferenciándose los basaltos de las canteras 1, 2 y 4, por valores de alto titanio respecto de las muestras de las canteras 3 y 5, de bajo titanio.

Palabras clave: *Basalto toleítico, Mesopotamia Argentina*

ABSTRACT

Geochemistry and petrography of Serra Geral Formation basalts from the provinces of Corrientes and Entre Ríos .

Petrographic and chemical studies of major, minor and trace elements were carried out in five Serra Geral basalt from quarries located in the provinces of Corrientes and Entre Ríos. Rocks are scarcely porphyric with fine grained intergranular to intersertal groundmass. The mineralogy consists of a network of plagioclase (andesina - labradorite), pyroxenes, accessory (apatite) and secondary minerals (montmorillonite, illite, epidote and chlorites). Opaque minerals (iron and titanium oxides) and volcanic glass are frequent. Chemical analyzes, considered in various classification diagrams and tectonic discriminators, indicate that these rocks are intraplate iron-rich tholeiitic basalt. The lithotypes defined for the basalts show a marked enrichment in high ionic radius elements over those of high ionic charge and in light rare earths. Basalts from quarries 1, 2 and 4 belong to the high titanium type whereas samples from quarries 3 and 5 belong to the low titanium type.

Keywords: *Tholeiitic basalt, Mesopotamia Argentina*

INTRODUCCIÓN

El vulcanismo de la región, de naturaleza toleítica, forma parte de una gran provincia ígnea que se extiende en toda la región mesopotámica argentina, gran parte de Brasil, Paraguay y Uruguay (Fig. 1). Por ello ha sido denominada Provincia

Magmática Paraná (Bellieni *et al.* 1984a) y posteriormente Gran Provincia Ígnea Paraná-Etendeka-Angola (Marzoli *et al.* 1999) considerando su contraparte africana.

Los derrames lávicos de la Gran Provincia Ígnea de Paraná llegaron a cubrir el subsuelo de la cuenca Chacoparanense

argentina (sudeste de la cuenca de Paraná, Fig. 1). El conjunto de rocas sedimentarias y volcánicas que rellenan esta cuenca está integrado por varios ciclos sedimentarios que abarcan desde el Paleozoico hasta el reciente con un espesor total variable. La parte más profunda se encuentra en el sur, donde alcanza más

de 4.500 m (Mira *et al.* 2015). Una característica importante de la cuenca Charoparanense es la sucesión basáltica denominada Formación Serra Geral que está integrada por potentes derrames basálticos. El vulcanismo tuvo lugar a fines del Jurásico y principalmente en el Cretácico Inferior, asociado a la apertura del océano Atlántico. Este acontecimiento eruptivo basáltico predominantemente toleítico y de magnitud regional, llegó a cubrir una superficie aproximada de 1.000.000 km² ocupando parte del territorio argentino y los países limítrofes de Brasil, Uruguay y Paraguay (White 1908).

Si bien son numerosos los trabajos publicados sobre la cuenca Paraná, son muy escasos los datos geoquímicos en el sector de Argentina (cuenca Chacoparanense) y en especial en las provincias de Entre Ríos y Corrientes objeto de este estudio.

El estudio regional de estos basaltos en Brasil, permitió demostrar la existencia de variaciones tanto en la distribución, como en la geoquímica de las vulcanitas (Piccirillo *et al.* 1988b). El contenido de TiO₂ ha sido propuesto como discriminador de las rocas de Paraná (Bellieni *et al.* 1984b) luego generalizado para todas las grandes provincias de derrames basálticos continentales mesozoicos de Gondwana.

Por tal motivo la cuenca Paraná fue dividida en 3 sectores: Paraná Norte (CPN), Paraná Central (CPC) y Paraná Sur (CPS) delimitadas por el lineamiento del río Piquiri y el lineamiento del río Uruguay, respectivamente (Piccirillo *et al.* 1988a, b) (Fig. 1). Estos autores definieron, a partir del análisis de nueve perforaciones en la región central de la cuenca Paraná (Brasil), seis tipos de magmas que denominaron: Urubici, Pitanga, Paranapanema, Ribeira, Esmeralda y Gramado (clasificación propuesta por Peate *et al.* 1992, Peate 1997). En base a estos criterios los tres primeros litotipos son considerados de alto titanio (TiO₂ > 2%) y los restantes de bajo titanio (TiO₂ < 2%), pero es importante señalar que las variedades de bajo Ti pueden presentar valores tan altos como 2,3% de TiO₂ mientras que las de alto Ti pueden incluir rocas con valores bajos como 1,7% de TiO₂. Debido a este solapamiento es que se definieron los términos transicionales o intermedios con valores

de entre 2-3% TiO₂, distinguido por Piccirillo *et al.* (1988a) en la parte central de la cuenca Paraná y denominado por Peate *et al.* (1988a) como magma tipo Paranapanema.

Bellieni *et al.* (1984a) y Mantovani *et al.* (1985) sectorizaron geográficamente a los basaltos de acuerdo a su contenido de TiO₂ siendo los de "bajo Ti" predominantes en el sector sur de la provincia ígnea (norte de Argentina (provincia de Misiones), sur de Paraguay, Uruguay y Brasil) y de "alto Ti" dominantes en la región norte, limitada aproximadamente a los 27°S. Otros autores asignaron gran importancia a la relación Ti/Y, como así también a los cocientes Ti/Zr, Zr/Y y al contenido de Sr (Peate *et al.*, 1992, Peate 1997).

En el presente trabajo se clasifican los basaltos de cinco canteras productoras de agregados, ubicadas en las provincias de Entre Ríos y Corrientes (sector sur de la cuenca Chacoparanense) en base a los criterios establecidos por Peate *et al.* (1992) (según el contenido de titanio y relaciones elementales) y analizando los datos geoquímicos en diagramas de clasificación y discriminadores tectónicos (Mesehede 1986, Peate y Can 1973, entre otros).

Además, se presenta el análisis de los datos químicos y petrográficos, con el propósito de establecer las características texturales, y químicas, identificar los minerales de alteración por difracción de rayos X y comparar los resultados con los obtenidos

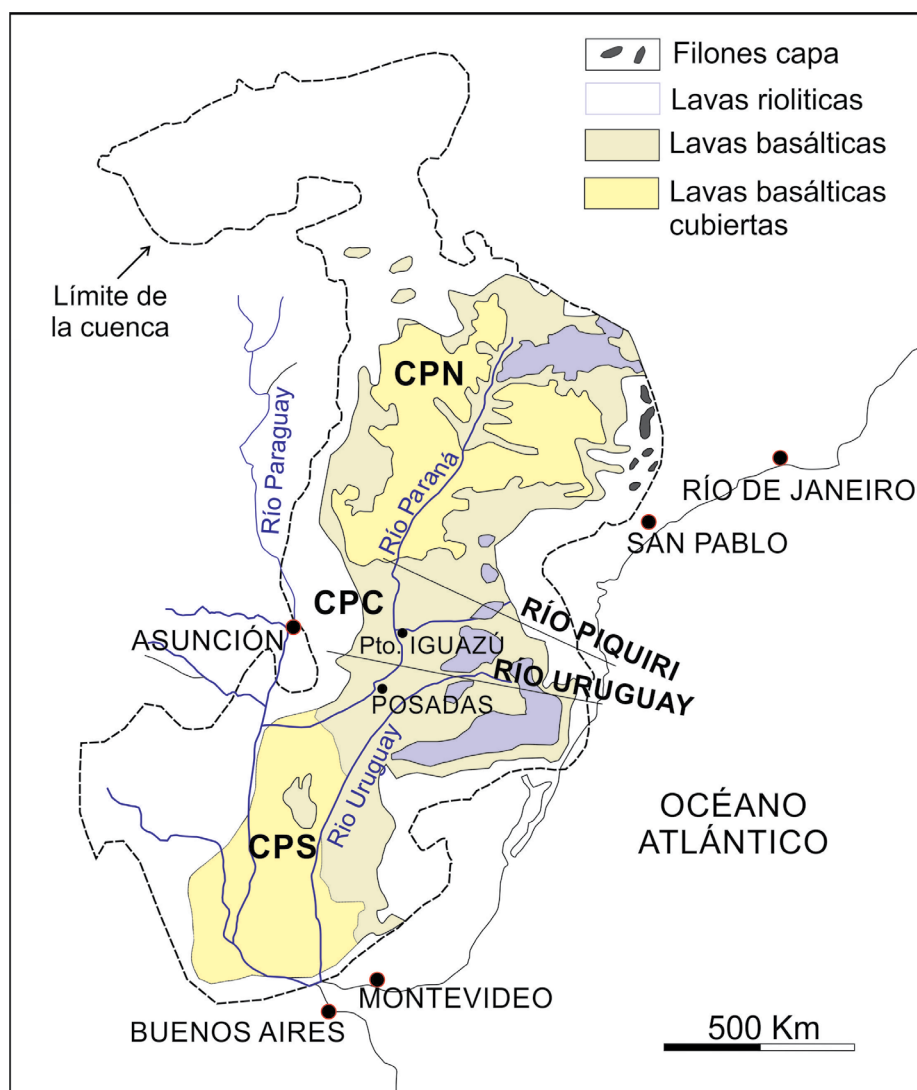


Figura 1. Reconstrucción de la extensión del magmatismo en América del Sur, tomado de Peate (1997). Se indican los sectores establecidos por Piccirillo *et al.* (1988a). CPS: cuenca del Paraná Sur, CPC: cuenca del Paraná Central y CPN: cuenca del Paraná Norte)

por otros autores para el sector septentrional de la cuenca Chacoparanense.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

Los primeros registros sedimentarios de las cuencas de Paraná y Chacoparanense comenzaron durante el Cámbrico-Ordovícico y el Silúrico. En Argentina, las rocas del Paleozoico inferior se han registrado en el lado noreste de la cuenca, con más de 2.000 m espesor (Mira *et al.* 2015) asignado a las formaciones Árbol Blanco, Pirané y Zapla (Grupo Río Ivaí, en Brasil) (Chebli *et al.* 1999). El Devónico se presenta en ambas cuencas, como un ciclo regresivo y transgresivo con una distribución más amplia que los sedimentos silúricos. En Brasil con las Formaciones Furnas y Ponta Grossa con espesores de 850 m; en Uruguay los espesores no superan los 300 m promedio (Bossi 1966). Del lado argentino esos depósitos se extienden por más de 400 km con geometría en forma de cuña al sureste; al noreste los límites no son claros (Russo *et al.* 1979, Chebli *et al.* 1999).

La sedimentación temprana durante el Carbonífero-Pérmico tiene amplios registros sedimentarios con influencia glacial con clara representación en ambas cuencas, seguidas por un evento transgresivo marino y una continentalización progresiva (Mira *et al.* 2015). La discordancia Devónico-Carbonífero está bien representada en ambas cuencas, aunque el hiato podría ser diferente (López-Gamundí y Rosselló 1993, Milani 1997)

En la cuenca Chacoparanense, la glaciación gondwánica tiene su expresión en la formación Sachayoj (provincias de Santiago del Estero y Chaco) (Chebli *et al.* 1999). Durante el Pérmico medio, depósitos marinos epicontinentales cubrieron las cuencas Paraná y Chacoparanense y otras partes occidentales de las cuencas de Gondwana. El levantamiento general de las áreas cratónicas, en respuesta a la tectónica de compresión en el margen occidental, en el Pérmico tardío dio lugar a la continentalización de estas áreas (Cobbold *et al.* 1986, Zalán *et al.* 1990, López-Gamundí y otros 1994, Milani y Ramos 1998).

Durante el Mesozoico, la evolución geológica de las cuencas fue caracterizada por una sedimentación continental asociada a un clima más cálido y desiertos, con importantes áreas de acumulación de sedimentos fluviales, eólicos y fluvio-lacustres (Mira *et al.* 2015).

El magmatismo, consecuencia de la desintegración de Gondwana y la posterior la apertura del Océano Atlántico, está ampliamente representado en las cuencas Paraná y Chacoparanense. Los grandes depósitos de rocas ígneas son una de las características principales en ambas cuencas, asignadas al Grupo Serra Geral (Wildner *et al.* 2007), compuestos por diferentes litologías: brecha basáltica, basalto vesicular y basalto porfídico (Mira *et al.* 2015). Aflora junto al río Uruguay en el E de Misiones y Corrientes y NE de Entre Ríos. El espesor varía entre 800 y 1.000 m alcanzando los 1930 m en Brasil (Fili *et al.* 1998). La edad fue definida entre los 137 Ma y 127 Ma, con una mayor probabilidad en 130,5 Ma (Renne *et al.* 1992, 1996, Ernesto *et al.* 1999; Milani *et al.* 2007, Janasi *et al.* 2011). Los primeros flujos volcánicos permitieron la preservación de areniscas eólicas intercaladas, que se conocen como Miembro Solari (Herbst y Santa Cruz 1995, Scherer 2002) con afloramientos discontinuos en la provincia de Corrientes.

El registro Cenozoico, Oligoceno inferior (Tófolo y Pazos 2010), consiste en arenas y fangolitas con cementación calcárea y sílicea. Su espesor es de 55 m en la provincia de Entre Ríos, disminuyendo hacia el norte, con afloramientos dispersos al suroeste de Corrientes. Durante el Mioceno, se produce una gran ingesión marina. Estos sedimentos asignados a la Formación Paraná son típicos de ambiente marino poco profundo y secuencias sedimentarias litorales, y están ampliamente representados en el lado oeste de la provincia de Corrientes según Orfeo (2005). En el Mioceno-Plioceno, una regresión permitió la erosión de parte de esos sedimentos. Algunos de ellos cubiertos por sedimentos plio-pleistocenos de origen fluvial, definidos como la Formación Ituzaingó, con un espesor promedio de 300 m disminuyendo hacia el sur (Torra 2001). En algunos sectores yace en discordancia sobre los basaltos de Serra Geral (Orfeo

et al. 2011). El Pleistoceno superior, está representado por las Formaciones Torpie-Yupoí y Yupoí, ambas son areniscas y mudstones, que en algunos sectores se intercalan con las areniscas de la Formación Ituzaingó (Iriondo *et al.* 1998). Durante el Holoceno superior, una capa de menos de 25 cm de limo eólico, definida como formación San Guillermo, cubrió la región (Mira *et al.* 2015).

MATERIALES Y MÉTODOS

Se estudiaron los basaltos de cinco canteras, cuatro localizadas en la provincia de Corrientes, dos al oeste de la localidad de Mercedes (canteras 3 y 5) y dos en cercanías de Curuzú Cuatíá (canteras 1 y 4). La restante se encuentra en la provincia de Entre Ríos, al sur de Concordia, en proximidades a Puerto Yerúá (cantera 2) (Fig. 2a).

Se realizó un muestreo vertical sobre cada uno de los tres frentes de explotación que presentan las cinco canteras relevadas. Se recolectó una muestra de la parte media de los niveles, inferior, medio y superior (Fig. 2b). En total se tomaron quince muestras las que fueron estudiadas macroscópicamente y en sección delgada. Para ello se utilizó un estereomicroscopio Olympus trinocular SZ-PT y un microscopio Olympus, trinocular BH-2. Se realizaron análisis químicos de roca total de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas, por ICP-MS (*inductively coupled plasma mass spectrometry*) en Bureau Veritas, Canadá. Los diagramas y cálculos fueron realizados utilizando el software GCDkit de Janoušek *et al.* (2006). Los minerales de alteración se determinaron por difracción de rayos X (DRX) utilizando un difractor Rigaku D-Max III-C (a 35 kV y 15 mA con radiación de $\text{Cu K}_{\alpha 1,2}$, $\lambda = 1,541840 \text{ \AA}$, filtrada con monocromador de grafito en el haz difractado) del Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur.

RESULTADOS

Análisis petrográfico

Las rocas analizadas son basaltos compactos, homogéneos, afaníticos y de color

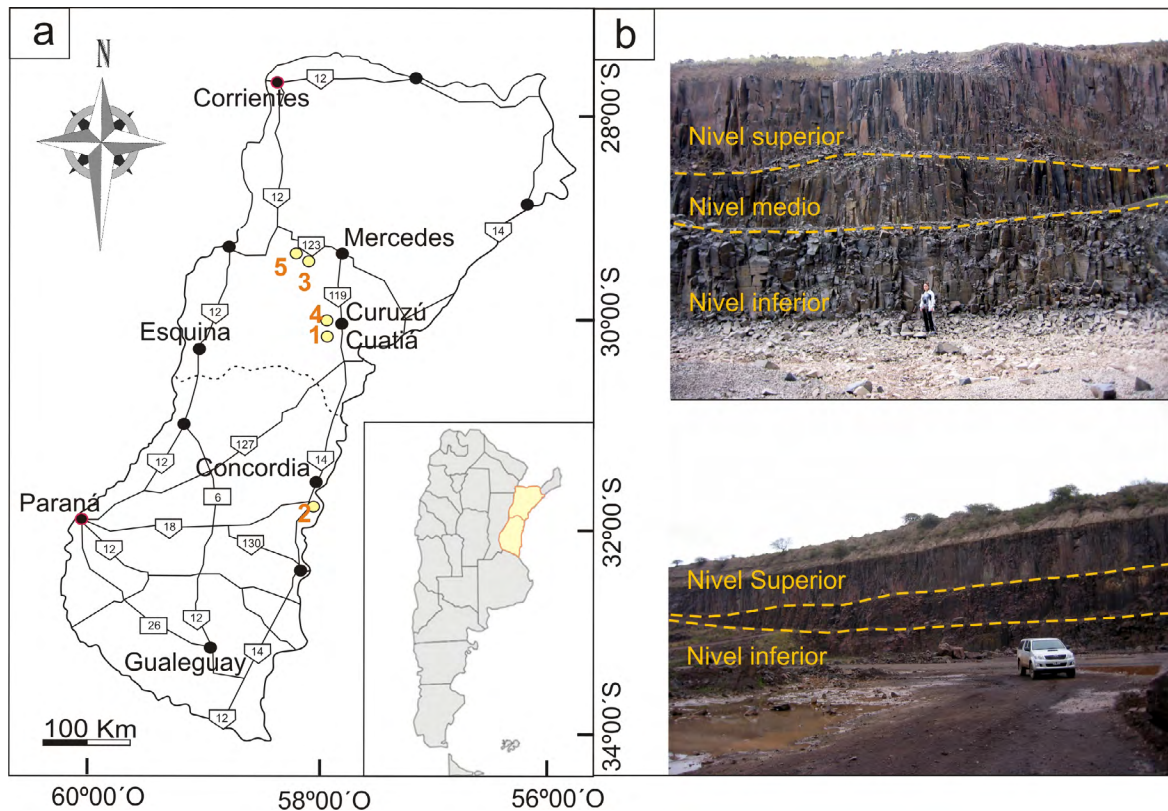


Figura 2. a) Distribución geográfica de las canteras estudiadas; b) Vista de las canteras donde se muestran los 3 niveles (inferior, medio y superior).

gris oscuro a negro. Mediante microscopía óptica se observa una asociación mineralógica con textura intersertal en las muestras de las canteras 1, 2, 4 y 5 e intergranular (en las rocas de la cantera 3 y en algunos niveles de las restantes) (Cuadro 1). Están constituidas por fenocristales (Ab_{30-45}) y microfenocristales (Ab_{22-25}) tabulares de plagioclasa maclados, fracturados y con sus bordes corroídos (Fig. 3a y 3b). Es frecuente que los fenocristales estén parcialmente albitizados. El mineral máfico es augita/augita titanífera, parcialmente alterada, asociada a óxidos e hidróxidos de hierro. Se presenta como fenocristales y microfenocristales en los espacios dejados por los feldespatos. Algunas muestras presentan vidrio volcánico relictivo y minerales arcillosos de baja birrefringencia, asociados con minerales opacos (hematita /goetita) y apatito (Fig. 3c), estos últimos dispuestos en finas agujas. Se identificaron cloritas, zeolitas, esmectitas, illita, epidoto y calcita, formados a partir de la alteración de los minerales ferromagnesianos y plagioclasas y como consecuencia del proceso de desvitrificación (Fig. 3d)

En las rocas de las canteras 2, 3 y 5, y en

el nivel superior de las canteras se reconoce sanidina fresca en ocasiones asociada con cuarzo ocupando los espacios intersticiales, dando lugar a la formación de texturas poiquilíticas y micrográficas. Estos minerales se formaron posteriormente a cristalización del basalto (Fig. 3e). Las rocas de las canteras 1, 4 y 5 (en los tres niveles estudiados) presentan xenolitos de grano grueso y similar mineralogía. Están compuestos por individuos de plagioclasa (labradorita/andesina) y piroxenos (augita/augita titanífera) (Fig. 3f). En ocasiones se presentan como monominerales. En el Cuadro 1 se resumen las características mineralógicas de cada nivel de cantera.

Geoquímica

Elementos mayoritarios y minoritarios:

En el cuadro 2 se muestran los resultados de los análisis químicos de elementos mayoritarios y minoritarios (expresados en % en peso). Teniendo en cuenta la alteración que presentan las rocas de la cantera 5, evidenciado por el valor elevado de pérdida por ignición (entre ~3 y 6%), los resultados de los análisis químicos para estas muestras deben ser utilizados con precau-

ción. El estudio con microscopio óptico evidenció procesos que generaron alteración de los minerales primarios y del vidrio volcánico. Los productos de neoformación rellenaron microfisuras y cavidades. La presencia de cloritas, zeolitas, esmectitas, minerales opacos, illita, epidoto y carbonatos, se relaciona con las variaciones observadas en los contenidos de CaO , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO y MnO . Por otra parte, las muestras que tienen mayor contenido de sílice corresponden a aquellas en las que se identificó cuarzo al microscopio óptico. En el diagrama de clasificación álcalis totales vs. sílice de Le Bas *et al.* (1986) las rocas ploteadas caen dentro del campo de los basaltos, las muestras de las canteras 3 y 5 se ubican en el campo de andesitas basálticas, las rocas corresponden a basaltos según sus características petrográficas y el mayor contenido de sílice se debe a la presencia de cuarzo, de cristalización tardía, identificado por microscopía óptica (Fig. 4a). El diagrama AFM propuesto por Irvine y Baragar (1971), muestra el carácter toleítico de las rocas (Fig. 4b). Se registran valores elevados de óxidos de hierro (>12%) adjudicado a la abundancia de minerales opacos y oxi-hidróxidos de

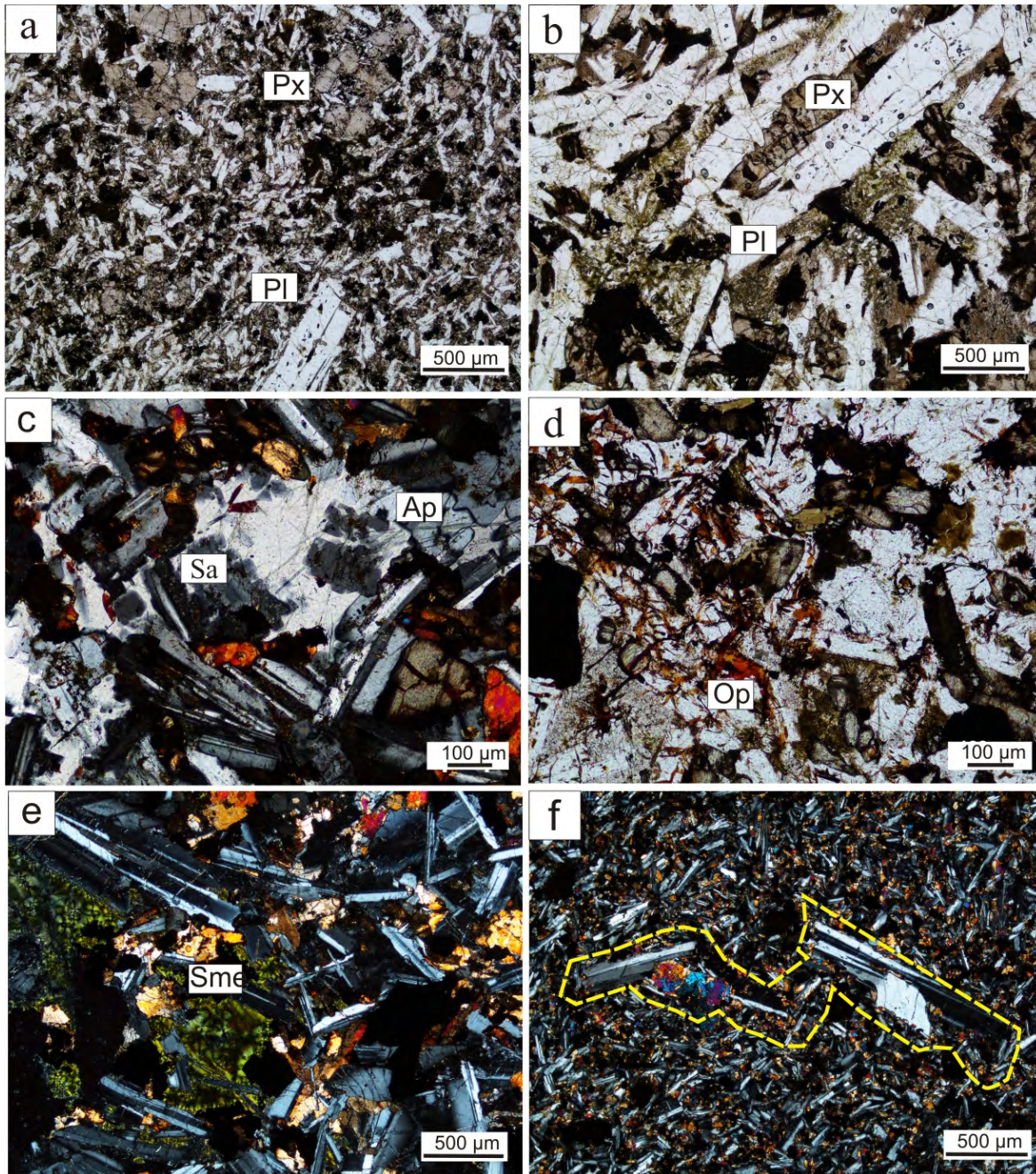


Figura 3. a) Cantera 21. Textura de la roca (//); b) Cantera 31. Fenocristales aislados de labradorita y augita (//); c) Cantera 5M. Óxidos e hidróxidos de hierro que tiñen a la roca de color pardo rojizo (//). (X); d) Cantera 41. Montmorillonita y cloritas en los espacios intercristalinos (X); e) Cantera 3M. Sanidina anhidral, entre tabillitas de plagioclasa; f) Cantera 11. Xenolito (marcado con línea de puntos) constituido por tabillitas de plagioclasas y piroxenos (X). Pl: Plagioclasa, Px: Piroxeno, Sa: Sanidina, Ap: Apatito, Op: Minerales opacos, Sme: Esmeclitas.

Fe-Ti, que tiñen a las rocas localmente de color pardo-rojizo.

Considerando la relación $Al - Fe_T + Ti - Mg$ propuesta por Jensen (1976) las rocas se definen como basaltos toleíticos ricos en Fe (Fig. 5a). Según Pearce *et al.* (1977) en función de la relación $MgO - FeO_T - Al_2O_3$ las rocas pertenecen a basaltos de tipo continental (Fig. 5b).

Elementos traza:

En el cuadro 3 se muestran los resultados de los análisis químicos de elementos tra-

zas (expresados ppm). Estos elementos son mejores indicadores, especialmente si hay alteración, para discriminar tipos de basalto, ya que existe una gran similitud en la química de los elementos mayoritarios entre los basaltos de dorsal centro oceánica, basaltos toleíticos de tras-arco y basaltos del arco volcánico (Perfit *et al.* 1980). En la figura 6 se muestran los diagramas de elementos de las tierras raras normalizados a condritas, según Boynton (1984), mostrando un comportamiento relativamente homogéneo, con marcado paralelismo

entre las muestras, un enriquecimiento relativo en tierras raras livianas respecto de las pesadas y anomalías negativas de Eu, característico de basaltos de intraplaca (Rollinson 1993).

Utilizando los diagramas de Wood (1980), los basaltos estudiados se ubican en su mayoría dentro del campo de basaltos alcalinos de intraplaca (WPT). Sólo las muestras de las canteras 3 y 5 se ubican en el campo de basaltos calco-alcalinos (CAB) con valores promedio de Th de 6,8 ppm y 4,9 ppm respectivamente (Fig. 7).

CUADRO 1. Resumen de las características petrográficas de las rocas estudiadas.

	TEXTURA		PLAGIOCLASAS		MINERALES MÁFICOS		MINERALES ACCESORIOS Y DE ALTERACIÓN	VIDRIO	
	ROCA	XENOLITOS	FENOCRISTALES	XENOLITOS	FENOCRISTALES	XENOLITOS			
CANTERA 1	Nivel Inferior (1I)	Porfírica y pasta intersertal	Granular hipidiomórfica, fenocristales ≤ 2mm	Andesina	Labradorita con zonación y anillos de crecimiento	Augita/augita titanífera poco alteradas	Augita	Apatito, óxidos de hierro, montmorillonita, sílice criptocristalina	8% -10%
	Nivel medio (1M)	Porfírica con pasta intersertal y sectores intergranulares	Poiquilitica, fenocristales ≤ 1,5mm	Andesina	Labradorita con zonación, escasa con bordes de asimilación	Augita	Augita titanífera	Apatito, hematita/magnetita, montmorillonita, illita, calcita, zeolitas	< 2%
	Nivel superior (1S)	Porfírica con pasta intersertal	Granular hipidiomórfica, fenocristales ≤ 3mm	Andesina cálcica (0,2mm-0,4mm)	Labradorita con zonación y evidencias de asimilación	Augita	Augita titanífera	Apatito, óxidos de hierro, montmorillonita, illita	4% - 6%
CANTERA 2	Nivel Inferior (2I)	Intersertal en sectores intergranular, fenocristales ≤ 1,8mm	-	Labradorita sódica/ andesina cálcica	-	Augita/augita titanífera	-	Apatito, sanidina, cloritas, cuarzo anhedral con textura sacaroide, hematita, ilmenita, montmorillonita	-
	Nivel medio (2M)	Porfírica con pasta intersertal, fenocristales ≤ 1,8mm	-	Andesina	-	Augita	-	Apatito, sanidina, cuarzo, cloritas, goetita, montmorillonita	-
	Nivel superior (2S)	Intersertal	-	Andesina, maclada y poco alterada	-	Augita	-	Apatito, sanidina, cloritas, cuarzo, hematita, magnetita, ilmenita, montmorillonita	< 1%
	Nivel Inferior (3I)	Intergranular	-	Andesina, levemente alterada (110µm-300µm)	-	Augita (60µm-80µm)	-	Apatito, cuarzo anhedral, "Parches" y venillas de calcita, sanidina, clorita, hematita, albita	-
CANTERA 3	Nivel medio (3M)	Intergranular	-	Andesina, subhedral (100µm-180µm)	-	Augita subhedral (70µm-100µm)	-	Apatito, sanidina, cuarzo microgranular, hematita, albita, clorita	-
	Nivel superior (3S)	Intergranular en sectores intersertal	-	Andesina, anhedral ~ 150µm	-	Augita	-	Apatito, sanidina, cuarzo, zeolitas, hematita, clorita, albita, montmorillonita, illita	-

CUADRO 1 Cont. Resumen de las características petrográficas de las rocas estudiadas.

	TEXTURA		PLAGIOCLASAS		MINERALES MÁFICOS		MINERALES ACCESORIOS Y DE ALTERACIÓN	VIDRIO	
	ROCA	XENOLITOS	FENOCRISTALES	XENOLITOS	FENOCRISTALES	XENOLITOS			
CANTERA 4	Nivel Inferior (4I)	Intersertal	Granular hipidiomórfica, fenocristales $\leq 1,1\text{mm}$	Andesina cálcica (100 μm -140 μm)	Labradorita	Augita/augita titanífera (40 μm -60 μm)	Augita	Apatito, hematita, montmorillonita, clorita	<3%
	Nivel medio (4M)	Intersertal	Granular hipidiomórfica, fenocristales $\leq 1\text{cm}$	Andesina cálcica (200 μm -400 μm)	Labradorita con bordes corroídos	Augita/augita titanífera (120 μm -200 μm)	Augita titanífera	Apatito, hematita, goetita	1%
	Nivel superior (4S)	Intersertal	Granular hipidiomórfica, fenocristales $\leq 1,4\text{mm}$	Andesina (200 μm -400 μm)	Labradorita	Augita $\leq 200\mu\text{m}$ anhedral con individuos subhedrales	Augita titanífera	Apatito, sanidina anhedral (desarrolla texturas poiquiliticas), hematita, montmorillonita	1%
CANTERA 2	Nivel Inferior (5I)	Intersertal, en sectores intergranular	Granular, fenocristales $\leq 1,5\text{mm}$	Labradorita (100 μm -170 μm)	Andesina	Augita granular	Augita titanífera	Apatito, cuarzo anhedral, montmorillonita, magnetita, hematita, albita	<1%
	Nivel Inferior (5M)	Porfírica, con pasta intergranular a Intersertal	Granular hipidiomórfica, fenocristales $\leq 1,1\text{mm}$	Andesina, sin orientación (80 μm -130 μm)	Labradorita, con asimilación periférica	Augita/augita titanífera	Augita titanífera	Apatito, hematita, cuarzo anhedral, montmorillonita, albita	<1%
	Nivel Inferior (5S)	Porfírica, con pasta intergranular a Intersertal	Granular hipidiomórfica, $\leq 700\mu\text{m}$	Labradorita (80 μm -100 μm)	Andesina	Augita/augita titanífera	Augita	Apatito, hematita, sanidina, clorita, illita, albita	<2%

Existe cierta incertidumbre sobre la movilidad del Th en basaltos alterados, e idealmente este diagrama debería ser utilizado cuando las muestras no contienen una gran proporción de vidrio alterado, ya que puede hacer que los puntos se ubiquen en campos incorrectos, lo que explicaría el desplazamiento de las muestras (Rollinson 1993).

El Ti y V son miembros de la primera serie de transición en la tabla periódica y se comportan de manera diferente en los silicatos. Esta es la base del diagrama de discriminación de Shervais (1982), que se utiliza para distinguir entre basaltos toleíticos de arco volcánico, MORB y basaltos alcalinos, ya que el Ti y V son elementos inmóviles en condiciones de alteración hidrotermal y en grados intermedios a altos de metamorfismo (Fig.8).

Cann (1970) analizó la relación Zr vs. K, para determinar el grado de alteración que presentan las rocas (Fig. 9a). Según este autor, aquellas que se ajustan a la recta

CUADRO 2. Resultados de los análisis químicos de elementos mayoritarios y minoritarios (% en peso de los óxidos).

Muestra	Mayoritarios						Minoritarios				LOI
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	
1S	50,12	12,46	15,52	4,38	8,35	2,68	1,45	0,22	3,53	0,39	0,5
1M	49,75	12,26	16,23	4,38	8,20	2,66	1,43	0,20	3,50	0,38	0,7
1I	49,74	12,24	16,13	4,48	8,26	2,64	1,42	0,22	3,52	0,38	0,6
2I	49,66	11,89	16,22	4,77	8,76	2,30	1,27	0,20	3,14	0,39	1,0
2M	49,48	11,61	16,28	4,77	8,55	2,31	1,24	0,21	3,18	0,37	1,6
2S	49,63	11,79	16,60	4,42	8,66	2,32	1,24	0,20	3,24	0,36	1,2
3I	54,42	12,56	14,53	3,44	7,03	2,91	1,84	0,20	1,81	0,24	0,7
3M	54,94	12,74	14,00	3,39	6,92	2,97	1,81	0,24	1,82	0,24	0,6
3S	55,06	12,32	14,56	2,74	6,14	3,09	2,09	0,19	1,94	0,29	1,3
4I	50,03	12,24	16,13	4,29	8,26	2,64	1,44	0,21	3,50	0,39	0,5
4M	49,75	12,16	16,27	4,38	8,34	2,61	1,41	0,22	3,48	0,37	0,6
4S	49,78	12,32	15,91	4,35	8,32	2,62	1,42	0,21	3,49	0,38	0,8
5I	52,57	13,67	12,29	5,22	8,82	2,62	1,30	0,17	1,35	0,16	1,5
5M	51,45	14,14	11,91	4,85	8,69	2,63	1,42	0,15	1,40	0,17	2,9
5S	49,333	13,66	12,37	5,36	8,19	2,31	1,05	0,15	1,28	0,16	5,7

teórica pueden ser consideradas frescas (círculo) o con muy bajo grado de alteración respecto a las que se separan de la tendencia, reflejando alteración. De manera coherente con los diagramas analizados anteriormente las canteras 3 y 5 se separan del resto, alejándose de la recta teórica. Por último, los datos geoquímicos fueron graficados en el diagrama triangular de discriminación tectónica Zr/4, 2xNb e Y (Meschede 1986) donde las rocas se proyectan en el campo de basaltos toleíticos de intraplaca (Fig.9b).

CLASIFICACIÓN SEGÚN EL TIPO DE MAGMA

La mayor parte de las coladas de las cuencas Paraná- Chacoparanense pueden ser vistas como una secuencia homogénea de basaltos, pero como ya se ha mencionado, diversos autores han demostrado que existen variaciones significativas de composición (Comin-Chiaramonti *et al.* 1999, Bellieni *et al.* 1984b, Peate *et al.* 1990, entre otros).

De acuerdo a la clasificación propuesta por dichos autores, los basaltos de las canteras 1, 2 y 4, estudiados en el presente trabajo, fueron clasificados como de alto Ti ($TiO_2 > 2\%$) y los de las canteras 3 y 5 como de bajo ($TiO_2 < 2\%$).

Aplicando el criterio de Hergt *et al.* (1991) (en Peate 1997) para distinguir a los magmas Gramado y Esmeralda ($Ti/Y < 310$) de Paranapanema y Ribeira (> 310), las muestras analizadas corresponderían a magmas de alto Ti, a excepción de la muestra 3S que se encuentra levemente por debajo de este límite. De igual manera, según la relación Ti/Y vs. Ti/Zr todos los basaltos serían de alto titanio (Fig. 10). Sin embargo, utilizando los criterios Peate *et al.* (1992) y Peate (1997), las rocas de las canteras 3 y 5 corresponderían a magmas de bajo titanio.

En la figura 11 se grafican las muestras analizadas, discriminadas según los conceptos establecidos por Peate *et al.* (1992) en base a la relación TiO_2 (%) vs. Sr (ppm).

La discriminación de los magmas con concentraciones intermedias de TiO_2 (entre 2-3 %) es compleja. Aunque las muestras de Paranapanema se pueden distinguir en

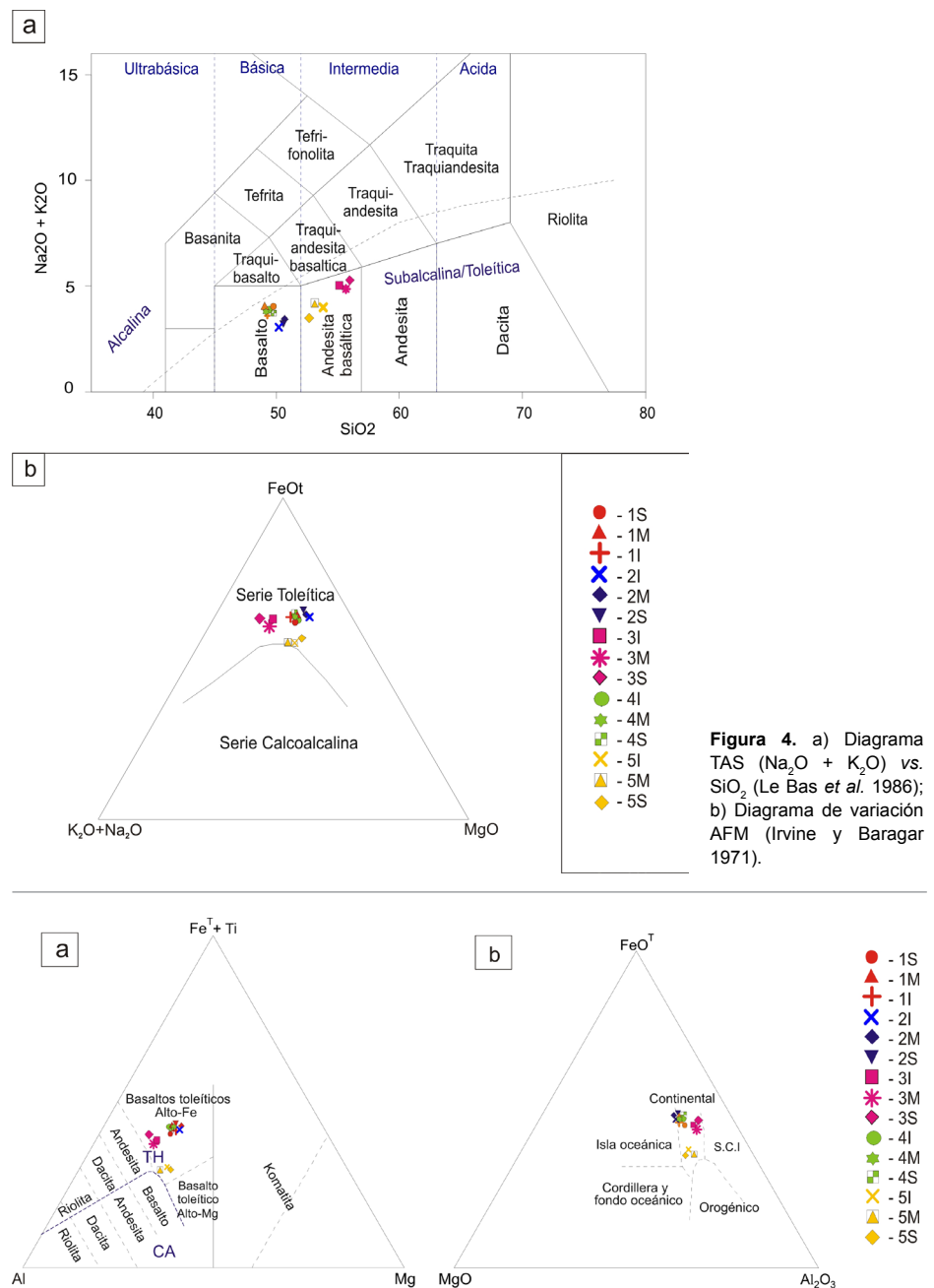


Figura 4. a) Diagrama TAS ($Na_2O + K_2O$) vs. SiO_2 (Le Bas *et al.* 1986); b) Diagrama de variación AFM (Irvine y Baragar 1971).

Figura 5. a) Diagrama de relación Al - $Fe+Ti$ - Mg propuesta por Jensen (1976); b) Diagrama de relación $MgO - FeO_1 - Al_2O_3$ de Pearce *et al.* (1977).

gran parte de Pitanga por su menor contenido de TiO_2 , existe un problema de superposición entre los dos tipos de magmas. La separación es más clara en el diagrama de Fe_2O_3 vs. TiO_2 (Fig. 12a), lo que demuestra que el Paranapanema comparte el alto Fe_2O_3 al igual que Pitanga, respecto a Urubici. La diferencia se refleja en la baja relación Zr/Y y bajo contenido de Sr de los magmas tipo Paranapanema (Fig. 12b) (Peate *et al.* 1992). En ambas figuras se graficaron las muestras con valores

de $TiO_2 \geq 3\%$. Los basaltos de las canteras 1 y 4 corresponden al litotipo Pitanga, mientras que las muestras de la cantera 3 corresponden al litotipo Paranapanema. Para los magmas de bajo titanio, el tipo Esmeralda tiene relaciones Zr/Y generalmente más bajas, respecto a Gramado. Sin embargo, el discriminante más claro entre los dos grupos es la relación Ti/Zr . Esmeralda presenta valores de $Ti/Zr > 60$, mientras Gramado tiene $Ti/Zr < 70$ (Peate *et al.* 1992) (Fig. 13a). Las muestras de

Ribera comparten muchas características geoquímicas con Esmeralda, haciendo más compleja su diferenciación. Existen diferencias importantes tales como valores de $Sr > 250$, $Ti/Y > 300$ y $Zr/Y > 5$, que permiten clasificarlos (Peate *et al.* 1992) (Fig. 13b). En ambos gráficos se graficaron las muestras de las canteras 3 y 5, consideradas de bajo titanio. Ambas corresponden a magmas de tipo Gramado. En diagramas multielementales normalizados a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), los magmas del tipo alto Ti permiten ver, en términos generales, mayor contenido de elementos traza respecto a los de bajo titanio y en ambos casos se ponen de manifiesto las anomalías negativas en Nb-Ta, Sr, P y Ti. Los litotipos definidos para los basaltos relevados, coinciden con las tendencias de distribución de titanio según Lagorio y Vizán (2011) (Fig. 14a) con un marcado enriquecimiento en elementos de alto radio iónico por sobre los de alta carga iónica y tierras raras livianas diferenciándose las canteras 1, 2 y 4, con valores generales más elevados (Alto Ti) respecto a las muestras de 3 y 5 (Bajo Ti) (Fig. 14b).

CUADRO 3. Análisis químicos de elementos traza (ppm).

Muestra	Rb	Ba	Sr	V	Ni	Zr	Sc	Nb	Y	Ga	Co	Pr	Hf
1S	29	454	432	507	29	257	33	22	36	23	39	9	7
1M	29	437	439	504	34	255	32	22	35	23	40	9	7
1I	27	431	430	523	30	247	33	22	34	22	39	9	7
2I	28	350	227	511	46	258	42	19	44	19	43	8	7
2M	27	355	223	498	45	262	41	20	44	19	44	8	7
2S	28	377	242	519	40	266	41	21	47	19	42	8	7
3I	63	378	215	479	21	172	34	12	34	20	40	6	5
3M	65	382	229	474	21	187	34	14	33	21	40	7	5
3S	78	447	216	385	<20	259	32	17	51	20	38	8	7
4I	29	434	422	505	31	251	32	21	35	21	38	9	6
4M	28	459	445	521	32	253	33	21	36	22	40	9	7
4S	28	444	438	517	30	247	32	20	35	21	39	9	7
5I	42	299	237	361	45	135	36	9	26	18	41	5	4
5M	46	314	237	367	45	141	36	10	25	20	41	5	4
5S	27	401	286	364	46	140	36	10	26	19	39	5	4

CONCLUSIONES

Las cinco canteras de basaltos relevadas en las provincias de Corrientes y Entre Ríos presentan rocas con similar mineralogía y textura, aunque una marcada diferencia en su impronta geoquímica. La heterogeneidad que se observó al analizar las muestras petrográficamente, se evidencia en los diagramas de clasificación y discriminadores tectónicos, reflejando las variaciones composicionales de las rocas así como el grado de alteración que presentan. Los principales minerales de alteración identificados son cloritas, zeolitas, esmectitas, illita, epidoto y calcita, formados a partir de la alteración de los minerales ferromagnesianos y plagioclasas y como consecuencia del proceso de desvitrificación. Los productos de neoformación rellenaron microfisuras y cavidades, y su presencia se refleja en las variaciones observadas en los contenidos de CaO , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO y MnO .

En el diagrama de clasificación álcalis totales vs. sílice los valores de SiO_2 de las

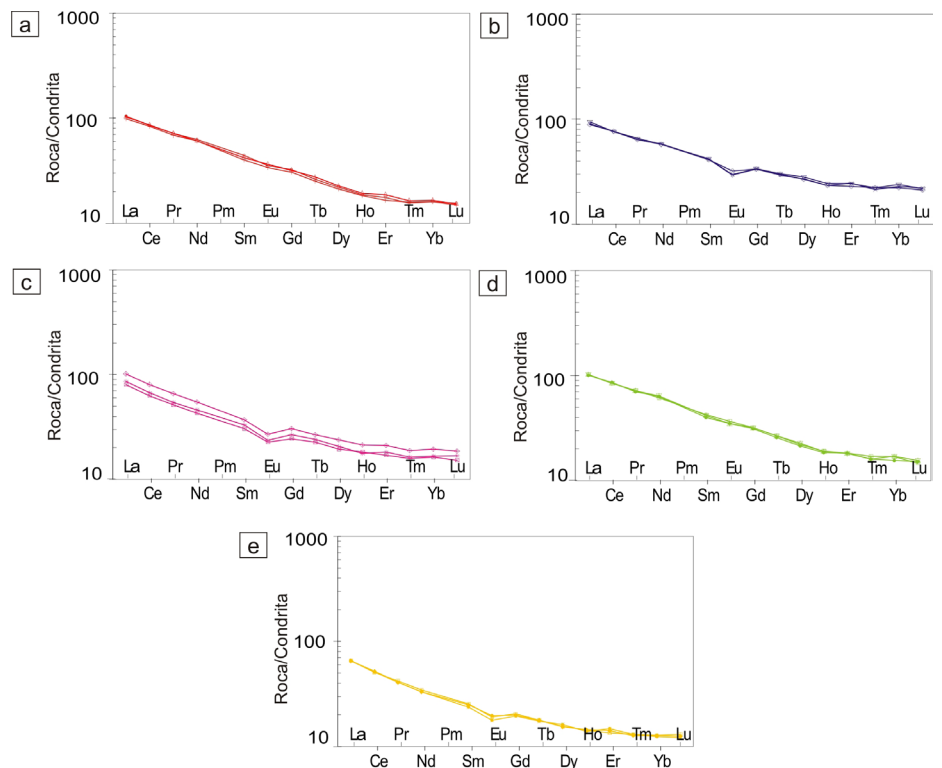


Figura 6. Diagramas de tierras raras (REE) normalizadas a condritas (Boynnton 1984): a) Cantera 1; b) Cantera 2; c) Cantera 3; d) Cantera 4; e) Cantera 5.

muestras de las canteras 3 y 5 se desplazan hacia el límite intermedio adjudicado a la cristalización de cuarzo anhedral y sílice criptocristalina observados en el microscopio óptico. En el diagrama Zr vs. K, ambos grupos de muestras se separan de la recta teórica indicando que presentan un grado de alteración mayor. A su vez esto se ve reflejado en la mayor pérdida por ignición que presentan los basaltos de la cantera 5.

Las rocas analizadas se clasifican como basaltos toleíticos de intraplaca, ricos en hierro. Presentan un comportamiento homogéneo con marcado paralelismo entre las muestras, en los diagramas de tierras raras normalizados a condritas, con un enriquecimiento relativo en tierras raras livianas respecto de las pesadas y anomalías negativas de Eu, característico de basaltos de intraplaca.

El volcanismo de la región (Provincias de Corrientes y Entre Ríos) presenta litotipos de alto y bajo Ti. Los litotipos más abundantes en las muestras analizadas son los de alto titanio: Pitanga (canteras 1 y 4, Corrientes) y Paranapanema (cantera 2, Entre Ríos). El litotipo Gramado representa los afloramientos de las variedades de bajo titanio (cantera 3 y 5, Corrientes). Se observó un enriquecimiento en elementos de alto radio iónico por sobre los de alta carga iónica y tierras raras livianas diferenciándose las canteras 1, 2 y 4, con valores generales más enriquecidos (alto Ti) respecto a las muestras de las canteras 3 y 5 (bajo Ti).

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a la UNS y al CGAMA-CIC por el apoyo brindado. A canteras LOSI, PROMIN S.A. y POLAN S.A. por permitir el acceso a las canteras y por su excelente disposición y colaboración.

Los editores desean agradecer el valioso trabajo de revisión de Clara Eugenia Cisterna y Beatriz Maisonnave.

REFERENCIAS

Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Marques, L.S., Melfi, A.J., Piccirillo, E.M., Nardy, A.J.R. y Roisenberg, A. 1984a. High and low Ti flood basalts from the Paraná plateau

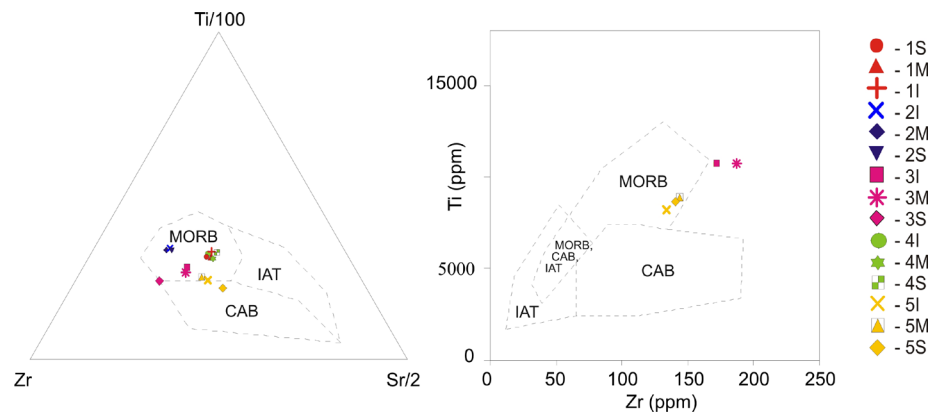


Figura 7. Diagramas de discriminación tectónica según Wood (1980) IAT: toleitas de Meo-Isla; CAB: Basaltos calco-alcalinos; WPA: basaltos alcalinos de intraplaca; WPT: toleitas de intraplaca; E-MORB: MORB empobrecido; N-MORB: MORB normales.

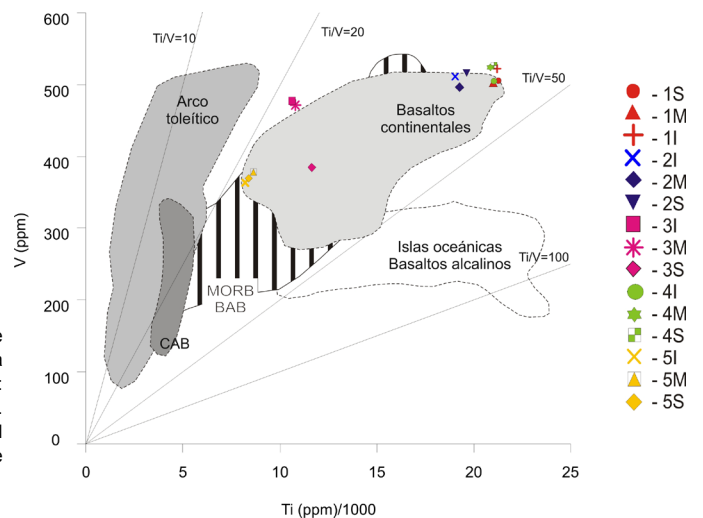


Figura 8. Diagrama de discriminación tectónica de Shervais (1982). CAB: Basaltos calcoalcalinos. MORB: basalto de dorsal oceánica. BAB: basaltos de cuencas de trasarco.

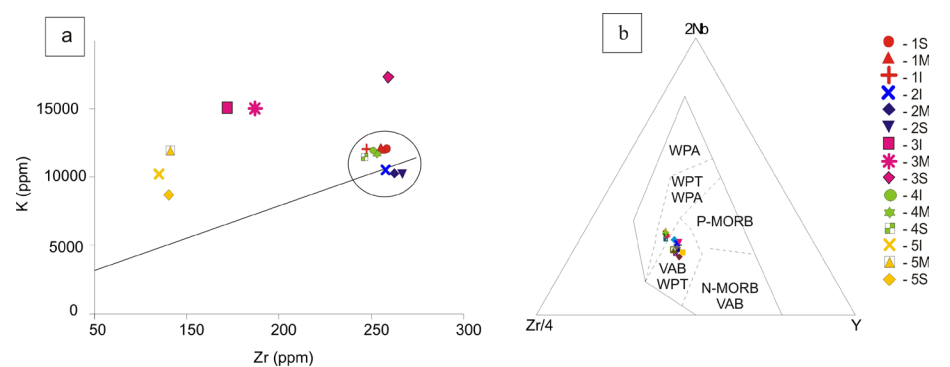


Figura 9. a) Diagrama de correlación Zr vs. K (Cann 1970); b) Proyección de las rocas en los diagramas de discriminación del ambiente tectónico de aparición de rocas basálticas 2Nb-Zr/4-Y (Mesehede 1986). WPB: basaltos de intraplaca; MORB: basaltos centrooceánicos; WPA: basaltos alcalinos de intraplaca; WPT: toleitas de intraplaca; VAB: basaltos de arcos volcánicos; P-MORB: MORB de pluma; N-MORB: MORB normales.

(Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen 150: 273-306.

Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Marques, L.S., Melfi, A.J., Piccirillo, E.M. y Stolfa, D.

1984b. Low pressure evolution of basalt sills from boreholes in the Paraná basin. Tschermarks Mineralogische und Petrographische 33: 25-47.

Bossi, J. 1966. Geología del Uruguay. Colección Ciencias N° 2. Departamento de Publi-

caciones de la Universidad de la República. Montevideo. Uruguay.

Boynton, W.V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. En: Henderson P. (ed.), Rare Earth Geochemistry, 63-114, Amsterdam.

Cann, J.R. 1970. Rb, Sr, Y, Zr, Nb in some ocean floor basaltic rocks. Earth and Planetary Science Letters 10: 7-11.

Chebli, G., Mozetic, M., Rossello, E., y Bühler, M. 1999. Cuencas sedimentarias de la llanura chacopampeana. En: Caminos, R. (ed.), Geología Argentina. Subsecretaría de Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires, Anales 29: 627-644, Buenos Aires.

Cobbold, P., Massabie, A. y Rossello, E. 1986. Hercynian Wrenching and Thusting in the Sierras Australes Foldbelt, Argentina. Hercynica 2: 135-148.

Comin-Chiaromonti, P., Cundari, A., DeGraff, J.M., Gomes, C. B. y Piccirillo, E.M. 1999. Early Cretaceous-Tertiary magmatism in Eastern Paraguay (western Paraná basin): geological, geophysical and geochemical relationships. Journal of Geodynamics 28: 375-391.

Ernesto, M., Raposo, M.I.B., Marques, L.S., Renne, P.R., Diogo, L.A. y De Min, A. 1999. Paleomagnetism, geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Northeastern Paraná magmatic province: tectonic implications. Journal of Geodynamics 28: 321-340.

Fili, M., Da Rosa Filho, E., Auge, M., Montañó Xavier, J. y Tujchneider, O. 1998. El acuífero Guaraní. Un recurso compartido por Argentina, Brasil, Paraguay y Uruguay (América del Sur). Instituto Tecnológico Geominero de España. Boletín Geológico y Minero 109: 389-394.

Herbst, R., Santa Cruz, J. 1995. Mapa geológico de la Provincia de Corrientes. Secretaría de Minería. Dirección Nacional del Servicio Geológico de Argentina. E: 1:500.000.

Hergt, J.M., Peate, D.W. y Hawkesworth, C.J. 1991. The petrogenesis of Mesozoic Gondwana low-Ti flood basalts. Earth and Planetary Science Letters 105: 134-148.

Iriondo, M.H., Krohling, D. y Orfeo, O., 1998. Tropical Realm (provinces of Corrientes and Misiones). En: Iriondo, M. (ed.), Loess in Argentina: Temperate and tropical. Excursion Guide N° 4, 27 p., Paraná.

Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common

Figura 10. Diagrama Ti/Y vs. Ti/Zr según Peate (1997). La línea punteada indica la división entre los magmas tipo de bajo Ti/Y (Gramado, Esmeralda y Ribeira) y los magmas tipo de alto Ti/Y (Urubici, Pitanga y Paranapanema).

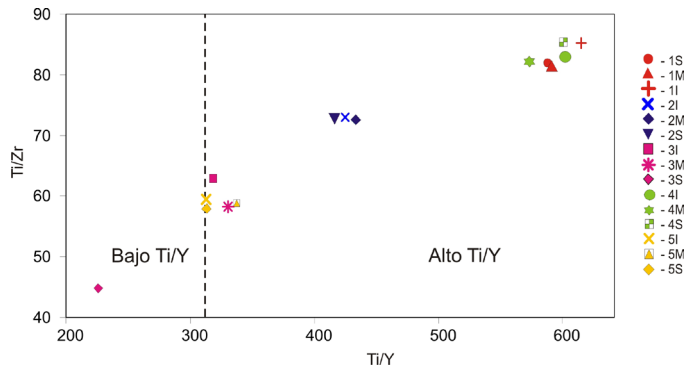


Figura 11. Diagrama TiO_2 vs. Sr de discriminación de magmas según Peate et al. (1992). El tipo Urubici no está incluido en la figura, debido a que este litotipo no fue registrado en las muestras analizadas.

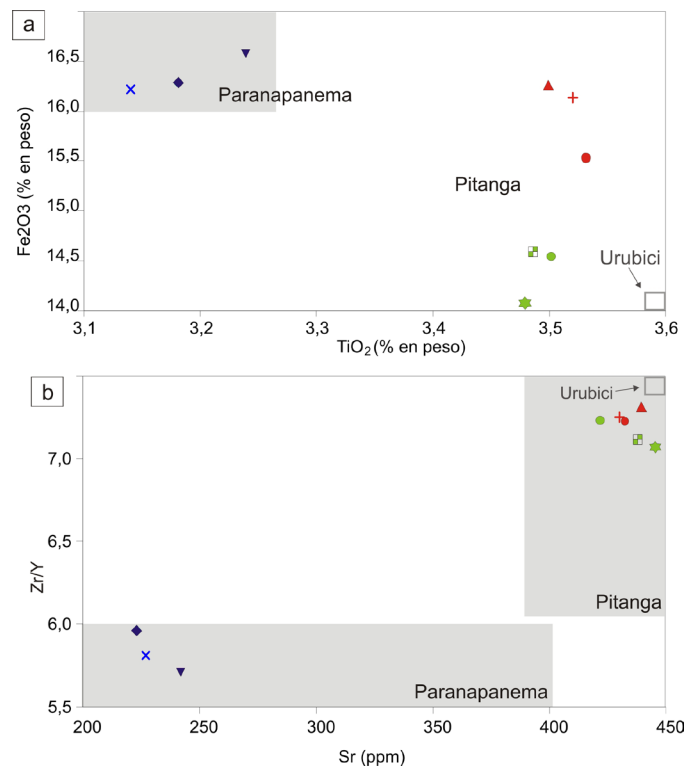
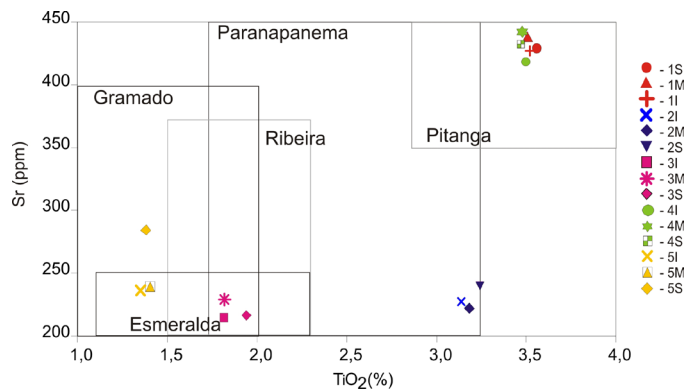


Figura 12. Diagramas de variación para magmas tipo HTi. a) Fe_2O_3 vs. TiO_2 ; b) Sr vs. Zr/Y.

volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences 8: 523-548.
Janasi, V., Freitas, V., y Heaman, L. 2011. The onset of flood basalt volcanism, Northern 429 Paraná Basin, Brazil: A precise U-Pb

baddeleyite/zircon age for a Chapecó-type dacite. Earth and Planetary Science Letters 302: 147-153.
Janoušek, V., Farrow, C.M. y Erban, V. 2006. Interpretation of whole-rock geochemical

data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology* 47: 1255-1259.

Jensen, L.S. 1976. A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks. *Ontario Geological Survey, Miscellaneous* 66, 21 p., Ontario.

Lagorio, S.L. y Vizán, H. 2011. El volcanismo de Serra Geral en la Provincia de Misiones: aspectos geoquímicos e interpretación de su génesis en el contexto de la Gran Provincia Ígnea Paraná – Etendeka – Angola. Su relación con el volcanismo alcalino de Córdoba (Argentina). *Geoacta* 36: 27-53.

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. y Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. *Journal of Petrology* 27: 745-750.

López-Gamundí, O., y Rossello, E. 1993. Devonian-Carboniferous unconformity in Argentina and its relation to Eo-hercynian orogeny in southern South America. *Geologische Rundschau* 82: 136-147.

López-Gamundí, O., Espejo, I., Conaghan, P., y Powell, C. 1994. Southern southamerica. En: Veevers, J.J., y Powell, C.McA. (eds.), *Permian-triassic Pangean Basins and Foldbelts along the Panthalassan Margin of Gondwanaland*. Geological Society of America 184: 281-329, Washington DC.

Mantovani, M.S.M., Marques, I.S., De Sousa, M.A., Civetta, L., Atalla, L. e Innocenti, F. 1985. Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Paraná continental flood basalts of Santa Catarina state (southern Brazil). *Journal of Petrology* 26: 187-209.

Marzoli, A, Renne, P.R., Piccirillo, E.M., Ernesto, M., Bellieni, G. y De Min. A. 1999. Extensive 200-million-year-Old continental flood basalts of the central atlantic magmatic province. *Science* 284: 61-68.

Meschede, M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology* 56: 207-218.

Milani, E. 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. Ph. D. Thesis. Federal, University of Rio Grande do Sul, 255 p., Porto Alegre.

Milani, E. y Ramos, V. 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidencia da Bacia do Pa-

Figura 13. Diagramas de variación para magmas tipo LTi. a) Ti/Zr vs. Zr/Y; b) Ti/Y vs. Sr. Se graficaron las canteras 3 y 5 clasificadas como magmas de bajo Ti.

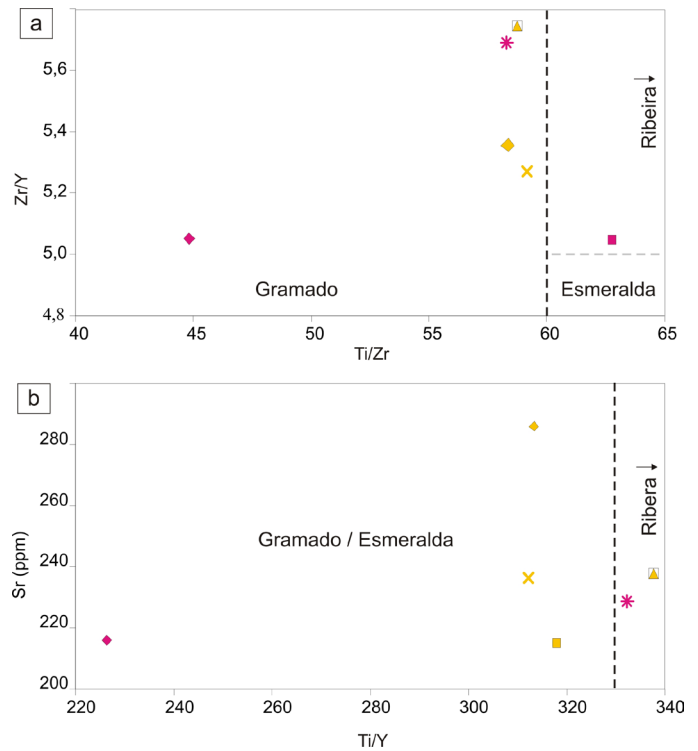
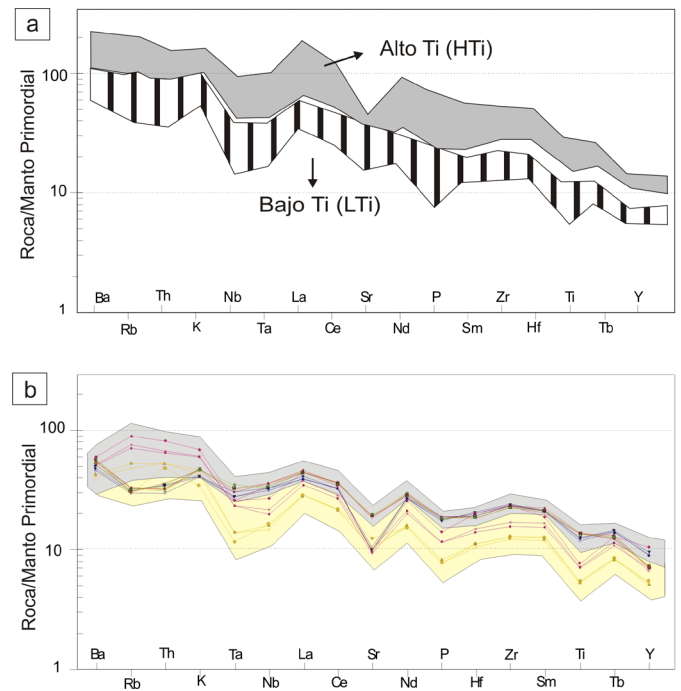


Figura 14. Diagramas multielementales normalizados a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). a) patrones de distribución según el titanio (Tomado de Lagorio y Vizán 2011); b) Canteras relevadas de las Prov. de Corrientes y Entre Ríos.



raná. *Revista Brasileira de Geociências* 28: 473-484.

Milani, E., Gonçalves de Melo, J., Alves de Souza, P., Fernandes, L. y França, A. 2007. Paraná basin (Bacia do paraná). *Boletim de Geociencias da Petrobras* 15: 265-287.

Mira, A., Veroslavsky, G., Rossello, E., Vives, L. y Rodríguez, L. 2015. Subsurface geological modeling of Corrientes province (NE Argen-

tina) and its relationships with the Guaraní Aquifer system function. *Journal of South American Earth Sciences* 62: 148-163.

Orfeo, O. 2005. Historia Geológica del Iberá, provincia de Corrientes, como escenario de biodiversidad. En: Aceñolaza, F.G (ed.), *Temas de la Biodiversidad del Litoral fluvial argentino II*. Miscelánea 14: 71-78, San Miguel de Tucumán.

- Orfeo, O., Georgieff, S., Anis, K. y Rizo, G. 2011. Depósitos sedimentarios modernos y antiguos del Río Paraná (Corrientes, Argentina): Un Análisis Comparativo. 23° Congreso Nacional del Agua, Actas 101-109, Resistencia.
- Pearce, T.H., Gorman, B.E. y Birkett, T.C. 1977. The relationship between major element geochemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 36: 121-132.
- Peate, D.W., Hawkesworth, C.J., Montovani, M.S.M. y Shukowsky, W. 1990. Mantle plumes and flood basalt stratigraphy in the Paraná, South America. *Geology* 18:1223-1226.
- Peate, D.W., Hawkesworth, C.J. y Mantovani, M.S.M. 1992. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology* 55: 119-139.
- Peate, D.W. 1997. The Paraná–Etendeka Province. En: Mahoney, J.J. y Coffin, M.F. (eds.) *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*. American Geophysical Union 100: 217-245, Washington DC.
- Perfit, M.R., Gust, D.A., Bence, A.E., Arculus, R.J. y Taylor, S.R. 1980. Chemical characteristics of island-arc basalts - Implications for mantle sources. *Chemical Geology* 30: 227-256.
- Piccirillo, E.M., Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Ernesto M., Melfi, A.J., Pacca, I.G. y Usami, N. 1988a. Significance of the Paraná flood volcanism in the disruption of western Gondwana land. En: Piccirillo, E.M. y Melfi, A.J. (eds.), *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects*. Instituto Astronômico e Geofísico: 285-295, São Pablo.
- Piccirillo, E.M., Comin-Chiaramonti, P., Melfi, A.J., Stolfa, D., Bellieni, G., Marques, L.S., Giaretta, A., Nardy, A.P., Pinese, J.P., Raposo, M.I. y Roisenberg, A. 1988b. Petrochemistry of continental flood basalt-rhyolite suites and related intrusives from the Paraná basin (Brazil). En: Piccirillo, E.M. y Melfi, A.J. (eds.), *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects*. Instituto Astronômico e Geofísico: 107-156, São Pablo.
- Renne, P.R., Deckart, K., Ernesto, M., Feraud, G., y Piccirillo, E.M. 1996. Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paranaá flood volcanism. *Earth and Planetary Science Letters* 144: 199-211.
- Renne, P.R., Ernesto, M., Pacca, I.G., Coe, R.S., Glen, J.M., Prévot, M. y Perrin, M. 1992. The age of paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic cretaceous boundary. *Science* 258: 975-979.
- Rollinson, H.R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, presentation, interpretation*. Longman Group UK, 352 p.
- Russo, A., Ferello, R., y Chebli, G. 1979. Llanura chaco Pampeana. 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Actas 1: 139-183, Córdoba.
- Scherer, C.M.S. 2002. Preservation of aeolian genetic units by lava flows in the Lower Cretaceous of the Paraná Basin, southern Brazil. *Sedimentology* 49: 97-116.
- Shervais, J.W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 59: 101-118.
- Smith, R.E y Smith, S.E. 1976. Comments on the use of Ti, Zr, Y, Sr K, P and Nb in classification of basaltic magmas. *Earth and Planetary Science Letters* 32: 114-120.
- Sun, S.S. y McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A.D. y Norry, M.J. (eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Special Publication of Geological Society of London 42, 313-345, London.
- Tófaló, O. y Pazos, P. 2010. Paleoclimatic implications (Late Cretaceous Paleogene) from micromorphology of calcretes, palustrine limestones and silcretes, southern Paraná Basin, Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences* 29: 665-675.
- Torra, R. 2001. Sedimentología de las arenas de la Formación Ituzaingó entre Itatí y Empedrado, Provincia de Corrientes con algunas observaciones adicionales en áreas adyacentes. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, 421 p., Tucumán.
- White, I.C. 1908. Relatório sobre as "Coalmeasures" e rochas associadas do Sul do Brasil. Relatório final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil, 300p., Rio de Janeiro.
- Wildner, W., Hartmann, L. y Lopes, R. 2007. Serra Geral magmatism in the Paraná Basin, a new stratigraphic proposal, chemical stratigraphy and geological structures. 1° Workshop Problems in the Western Gondwana Geology, Proceedings 1: 189-197.
- Wood, D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crust contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters* 50: 11-30.
- Zalán, P.V., Wolff, S., Astolfi, M.M., Vieira, I.S., Conceição, J.C., Appi, V.T., Neto, E.V., Cerqueira, J. y Marques, A. 1990. The Paraná Basin, Brazil. En: Leighton, M.W., Kolata, D.R., Oltz, D.F. y Eidel, J.J. (eds.), *Interior cratonic basins*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 51: 681-708, Tulsa.

Recibido: 29 de noviembre, 2017

Aceptado: 3 de agosto, 2018