

El Granito Potrerillos de la Precordillera de Jagüé, La Rioja: caracterización petrológica, geoquímica y geocronológica

Paula Verónica FRIGERIO²; Carlos A. CINGOLANI^{1, 2} y Farid CHEMALE Jr.³

Resumen: El Granito Potrerillos aflora en un área compleja en la que se relacionan distintas provincias geológicas, en el extremo norte de la Precordillera. Intruye a metasedimentitas ordovícicas cerca del límite tectónico con el basamento metamórfico de las Sierras Pampeanas Occidentales. Por el suroeste es afectado por la 'faja de deformación de Jagüé'. Está compuesto por monzonitas y granodioritas y subordinados granitos, granitos alcalinos, tonalitas, dioritas, sienodioritas y gabros. Es un plutón de emplazamiento somero, tipo I, calcoalcalino con cierta tendencia alcalina, peraluminoso a metaluminoso y rico en potasio. En el diagrama de tierras raras no se registra anomalía de Eu. Los valores levemente positivos de ϵNd indican una derivación a partir de una corteza poco evolucionada. Las características petrológicas y geoquímicas son consistentes con un ambiente tectónico de arco volcánico relacionado a subducción en un margen continental activo. Las edades U-Pb en circones obtenidas en tres muestras sitúan al magmatismo principal en el Carbonífero Temprano. Una de las muestras analizadas presenta cristales con núcleos discordantes más antiguos, que pueden corresponder a cristales tempranos reabsorbidos antes de su incorporación al pulso magmático principal por asimilación y/o *mingling*. Este granito fue considerado dentro del cinturón magmático Gondwánico de la Cordillera Frontal, sin embargo los datos isotópicos y su deformación indican que la actividad magmática principal ha sido previa a las fases tectónicas Río Blanco y San Rafael. Considerando las características de campo, signatura geoquímica y composición, puede también ubicarse entre los granitoides tardío a posttectónicos respecto de la orogenia Famatiniana (fase Chánica).

Abstract: *THE POTRERILLOS GRANITE OF THE PRECORDILLERA OF JAGÜE, LA RIOJA: PETROLOGICAL, GEOCHEMICAL AND GEOCHRONOLOGICAL CHARACTERIZATION.* The Potrerillos Granite crops out in a complex tectonic area related with different geological provinces, in the northern Precordillera. The pluton intrudes Ordovician metasedimentary sequence near the tectonic boundary with the Western Pampean Ranges mesoproterozoic basement. To the southwest, it is affected by the 'Jagüé shear belt'. The pluton is composed by monzonites and granodiorites and subordinated granites, alkaline-granites, tonalites, diorites, sienodiorites and gabbros. It is a shallow I-type granitoid, calc-alkaline with some alkaline tendency, showing peraluminous to metaaluminous and potassium-rich geochemical characteristics. In the REE diagram the samples record absence of a Eu anomaly. The slightly positive values of ϵNd indicate a derivation from a less evolved crust. The petrologic and geochemical signatures are consistent with a subduction-related volcanic arc tectonic setting in an active continental margin. U-Pb zircon ages obtained for three samples place the main magmatism in the Early Carboniferous. One of the analyzed samples has crystals with discordant nuclei with older age, which may correspond to crystals formed early and reabsorbed before joining the main magmatic pulse by assimilation and/or *mingling*. This Granite was considered within the Gondwanic magmatic cycle of the Frontal Cordillera; however the isotopic data and its deformation show that the main magmatic activity was developed before the Río Blanco and San Rafael tectonic phases. Considering the field relationships, geochemical signature and composition, it can also be assigned to the set of late to posttectonic granitoids developed during the Famatinian orogeny (Chanic phase).

Palabras clave: magmatismo carbonífero, fase Chánica, *mingling*.

Key words: carboniferous magmatism, Chanica Phase, *mingling*.

¹ Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Avenida 60 y 122, 1900 - La Plata, Buenos Aires. E-mail: paulaverofrigerio@gmail.com;

² CIG (UNLP-CONICET), calle 1 n. 644, 1900 - La Plata, Buenos Aires. E-mail: ccingola@cig.museo.unlp.edu.ar

³ Instituto de Geociencias, Universidade de Brasília, Brasil. E-mail: farid.chemale@gmail.com

Introducción y Antecedentes

El Granito Potrerillos (Aceñolaza y Bernasconi, 1969) está expuesto a los $68^{\circ} 30' O$ y $28^{\circ} 27' S$, en la denominada Precordillera de Jagüé, en el extremo norte de la Precordillera s.s. (Frigerio *et al.*, 2010; *Figura 1*). Aflora en un bloque limitado por fallas regionales con rumbos meridionales que lo exponen en contacto hacia el este con los asomos más occidentales del basamento metamórfico mesoproterozoico de las Sierras Pampeanas Occidentales (Formación Espinal) y hacia el oeste con el Paleozoico Inferior y Superior del ámbito nor-precordillerano. Al sudoeste está afectado por la ‘faja de deformación de Jagüé’ expuesta a lo largo de la quebrada del río Bonete, mientras que al sudeste se encuentra cubierto por los abanicos cenozoicos que circundan el Bolsón de Jagüé. Entre los estudios previos que aportan información sobre este granitoide en su contexto regional, se pueden mencionar a Aceñolaza y Bernasconi (1969), Aceñolaza *et al.* (1971), Caminos (1972), Maisonave (1979) y más recientemente a Caminos y Fauqué (2004).

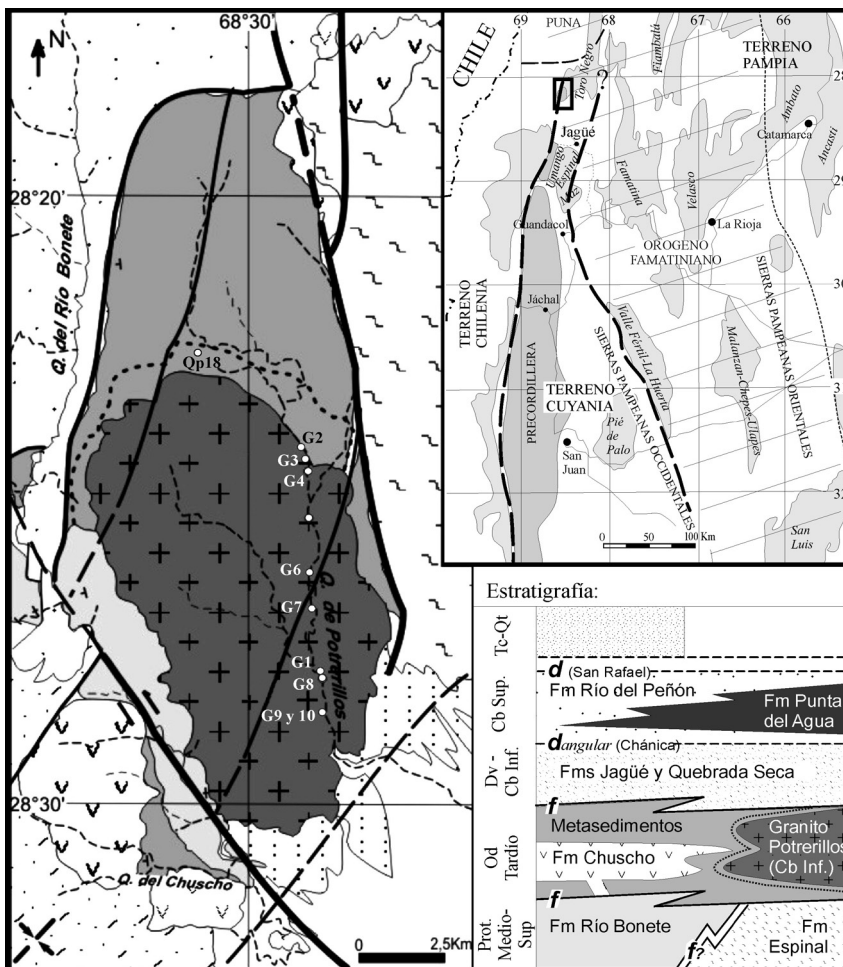


Figura 1. Ubicación regional de la zona de estudio, bosquejo geológico, columna estratigráfica y posicionamiento de las muestras analizadas.

Las rocas de caja del plutón Potrerillos son las metasedimentitas ordovícicas (a silúricas) de la Formación del Salto (Frigerio, 2008a, b; Martina y Astini, 2009), que fueron parcialmente asimiladas por el magma. En las imágenes satelitales es posible observar cómo el granito, las rocas de caja y la aureola de contacto generada, son desplazadas posteriormente por fallas. En su extremo sudoeste el cuerpo granítico también está intruyendo a los esquistos de la ‘faja de deformación de Jagüé’, siendo a su vez afectado por una tectónica posterior de reactivación de la mencionada faja de cizalla. Estas características geológicas y la escasa información estratigráfica de la zona, constituyen el motivo principal por el que se decidió el estudio de este plutón, dentro de un trabajo más amplio de tesis doctoral (UNLP) de la primera autora. El mapeo más detallado del cuerpo intrusivo en el contexto geológico de la zona, la producción de análisis petrográficos, geoquímicos y geocronológicos, resultará importante para constreñir la historia tectónica del extremo norte de la Precordillera.

En general, las rocas plutónicas de la Precordillera de Jagüé se consideraron como pertenecientes al ‘arco magmático gondwánico’ típico de la Cordillera Frontal, incluyendo al Granito Potrerillos (*e.g.* Llambías y Caminos, 1987; Llambías, 1999). Este arco tiene distribución norte-sur, composiciones intermedias dominantes y características típicamente calco-alcalinas (Llambías, 1999). Sin embargo, a raíz de las edades obtenidas recientemente (Frigerio *et al.*, 2010) se discutió la posibilidad que pudieran corresponder a ciclos magmáticos distintos.

Características del plutón y muestreos realizados

Se trata de un plutón de forma elipsoidal en superficie, con aproximadamente 13 km de largo en sentido N-S y 6 km de ancho. Los afloramientos principales se encuentran en su área tipo, sobre la quebrada de Potrerillos y sus afluentes. Esta quebrada atraviesa de norte a sur al plutón por su lado oriental cortando las distintas facies que lo componen. También hay algunos asomos menores ascendiendo por el margen oriental de la quebrada del río Bonete, especialmente en sus tramos inferior y medio (*Figura 1*). En las quebradas de Potrerillos y río Bonete pueden encontrarse diques subverticales cortando a las metasedimentitas de caja y metamorfitas de la faja de cizalla, que son interpretados como apófisis externas del plutón. Estos diques tienen rumbos NE a E y en la quebrada del río Bonete predominan NO. También afloran otras dos variedades de diques subverticales, unos de tipo lamprofírico de tonos verdosos, con cristales de Hbl en pasta alterada que constituyen parte de estas apófisis externas del plutón que han sido más afectadas por la alteración, y otros negros y afaníticos de composición basáltica que cortan tanto a los diques previamente descritos (en la quebrada del Bonete) como al cuerpo principal del plutón y a sus enclaves sedimentarios.

Las muestras para su estudio en laboratorio se tomaron a lo largo de la quebrada de Potrerillos y en el extremo suroeste ascendiendo por la desembocadura de la quebrada del Bonete (*Figura 1, Tabla 1*).

Análisis petrográficos

El cuerpo principal del plutón está compuesto por una variedad de facies entre las que dominan monzonitas y granodioritas, existiendo además granitos, granitos alcalinos, tonalitas, dioritas, sienodioritas y gabros, con texturas porfiroides a granudas (*Figuras 2A-C y 7*).

MUESTRA	LATITUD	LONGITUD	Clasificación modal (QAPF, Le Maitre, 1989)	Índice de Color (M')
<i>Quebrada de Potrerillos:</i>				
G1	28° 27' 32.20" S	68° 28' 47.50" W	Anortosita	leucocrática
G2	28° 23' 51.40" S	68° 29' 13.50" W	(Monzo-)granito	holo-leucocrática
G3	28° 24' 4.00" S	68° 29' 9.20" W	-	-
G4	28° 24' 5.00" S	68° 29' 8.20" W	(Monzo-)granito	holo-leucocrática
G5	28° 25' 1.70" S	68° 29' 5.00" W	Tonalita	
G6	28° 26' 6.20" S	68° 29' 2.50" W	Granodiorita	holo-leucocrática
G7	28° 26' 35.70" S	68° 28' 59.70" W	Tonalita - granodiorita	leucocrática
G8	28° 27' 35.50" S	68° 28' 50.60" W	Gabro hornbléndico	leucocrática(meso-)
G9	28° 28' 22.60" S	68° 28' 44.40" W	(Monzo-)granito	holo-leucocrática
G10	28° 28' 22.60" S	68° 28' 44.40" W	Anortosita	leucocrática
G10 _{endave}	"	"	Anortosita	mesocrática
<i>Quebrada del Bonete:</i>				
G11	28° 28' 57.20" S	68° 31' 26.00" W	-	-
G12	28° 28' 59.80" S	68° 31' 23.50" W	Gabro hornbléndico	mesocrática
BO9-I	28° 27' 32.60" S	68° 32' 51.80" W	Gabro hornbléndico	mesocrática

Tabla 1. Coordenadas de ubicación y clasificación modal de las muestras ploteadas en la Figura 8. En la columna derecha se indica además el índice de color M de cada una.

En general se trata rocas ricas en biotita y plagioclasa. Las asociaciones minerales presentes en las distintas facies son: Pl + Kfs + Qtz + Bt ± Hbl ± Ttn ± Zrn ± Ap + Op en los granitos, granodioritas y monzonitas; Pl + Kfs + Qtz ± (Bt) + (Ms) en las aplitas; y Pl + Hbl ± Bt ± Qtz ± (Cpx) + Ap + Op ± Ttn ± Zrn (abreviaciones minerales según Kretz, 1983) en las dioritas y gabros. El feldespato alcalino es ortosa o antipertita, de colores rosados y grises; más raramente aparece microclino. En algunas muestras se ha observado la formación de mirmequitas localmente abundantes. El circón, la apatita y los minerales opacos se asocian principalmente a la biotita, aunque en las facies más básicas la apatita forma fases separadas y en cristales muy elongados. La titanita es euédral a subhedral y llega a ser abundante en las facies intermedias a básicas. Se han observado crecimientos secundarios en cristales de circón y apatita, lo que se relacionaría a distintas etapas de crecimiento, que pueden estar asociadas al magmatismo y/o al crecimiento luego de la asimilación de la roca de caja. Los circones son rosados, desde euédrales a redondeados, revelando que hay una población magmática y otra heredada de las rocas sedimentarias, lo cual estaría de acuerdo con las observaciones de campo. En una muestra de monzogranito (G2) se observaron cristales euédrales a subhedral de allanita (Figura 3).

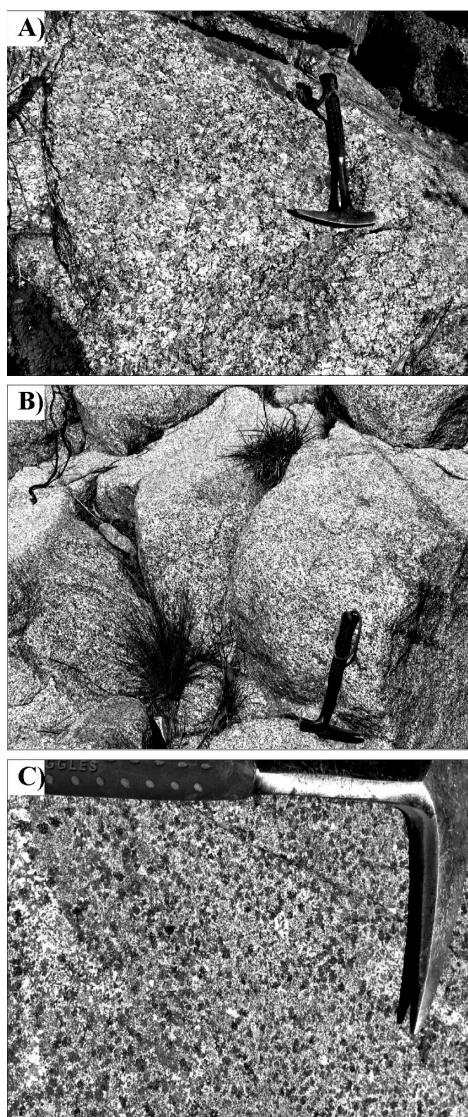


Figura 2. Algunas de las variedades litológicas y texturales que componen el Granito Potrerillos. A) granito rosado porfiroide a granudo; B) granito gris (monzonita); C) dique gabroide anfibolitizado.

La presencia de miarolas rellenas (*Figura 4C*; *Figura 6A*), lentes pegmatíticas marginales (*Figura 4D*) y abundantes enclaves de la roca de caja sedimentaria (*Figura 4C*) sugieren un emplazamiento en profundidades someras (*Figura 4A-C*; *Figura 6A*). Estos enclaves típicamente presentan un borde muy rico en biotita de mayor granulometría y están formados por plagioclasa + biotita eu- a subhedrales, cuyo origen estaría en la asimilación parcial de trozos de la roca de caja. Pueden tener tamaños muy diversos, desde pequeños enclaves de algunos centímetros hasta grandes bloques parcialmente asimilados e inyectados con aspecto gnéisico (*Figura 5*).

Por otro lado, en algunos sectores del plutón, especialmente en las facies monzoníticas, se observaron complejos de venillas félsicas (*Figura 4A*; *Figura 6A*) y es abundante la presencia



Figura 3. cristales euhedrales a subhedrales de allanita castaño-anaranjados en un monzogranito (G2). Fotomicrografía 4x, N//.

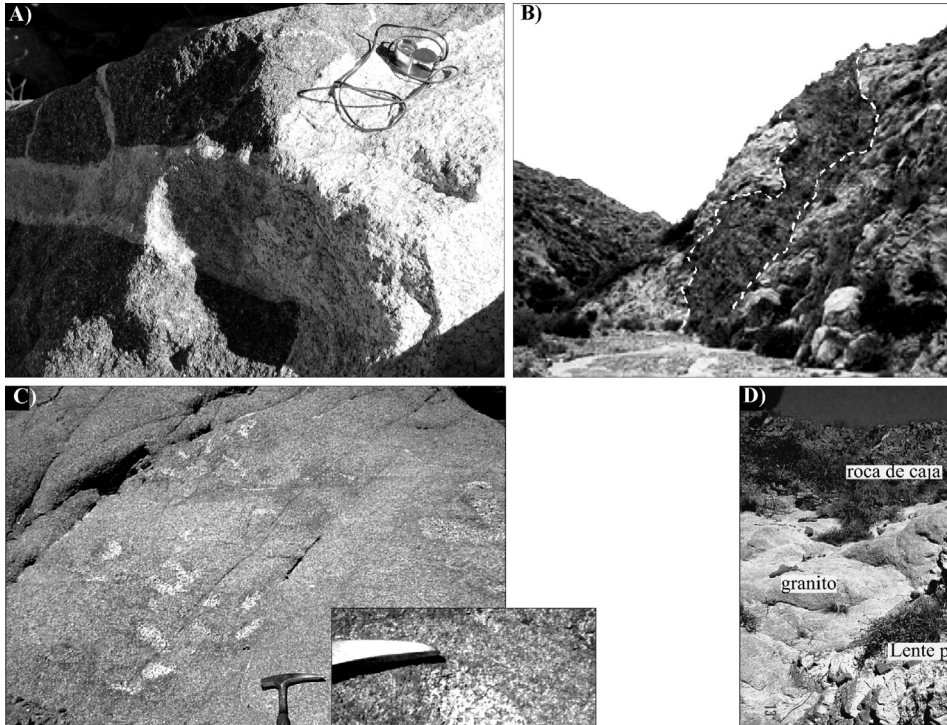


Figura 4. A) Diques y venillas félsicas cortan una facies máfica del granito, B) enclave de la roca de caja dentro del granito en la margen septentrional de los afloramientos, C) miarolas rellenas en un granito rosado, D) lente pegmatítica de unos 2 m de largo en un sector periférico del granito, cerca del contacto con la roca de caja sedimentaria.

de enclaves máficos con los bordes irregulares debido a asimilación parcial (*Figura 6B*) que permiten identificar la ocurrencia de un proceso de mezcla de magmas (*mingling*) de distintas composiciones. Estos enclaves están compuestos por anfíbol y plagioclasa, y generalmente son de menor tamaño que los enclaves de la roca de caja.

En algunos sectores del granito se observaron diferenciados félsicos de pequeñas dimensiones (decímetros) con texturas granudas compuestos por fenocristales de feldespato potásico de hasta 2 cm con hornblenda en su interior, rodeados de una base microgranuda muy rica en biotita, que podrían ser producto de la fusión y asimilación de bloques de la roca de caja sedimentaria (*Figura 5*).

Las facies más ácidas las conforman filones sin-magmáticos aplíticos, tabulares y subhorizontales cuya presencia permite inferir que el cuerpo ha sido emplazado en una corteza rígida, ya enfriada, asimilando bloques de la roca de caja. También se hallaron hacia el margen septentrional del plutón pequeñas lentes pegmatíticas de 4 - 5 m de largo por 1 - 2 m de ancho (*Figura 4D*).

Los diques máficos periféricos, están compuestos por dioritas y gabros. En la quebrada de Potrerillos registran texturas granudas a seriadas y es común que presenten concentraciones de biotita por retrogradación de los mafitos. En los asomos de la quebrada del Bonete los diques pueden presentarse más alterados y/o anfibolitizados y con granulometrías más gruesas, con textura seriada o de tipo lamprofírica (fenocristales de hornblenda en pasta verdosa alterada). Un cuerpo de anfibolita de grano grueso hallado en esta quebrada podría corresponder a estos diques afectados por el metamorfismo, y cortados por diques oscuros afaníticos más jóvenes.

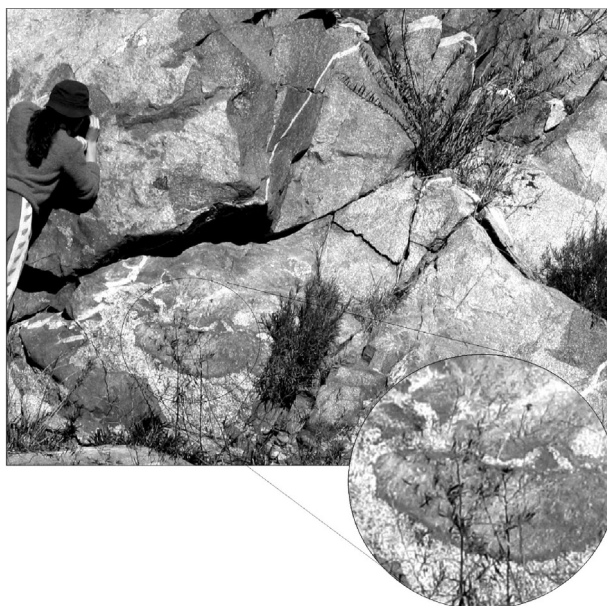


Figura 5. Aspecto heterogéneo de los afloramientos en un sector de mezcla incompleta de fundidos. Se observan diferenciados félsicos y máficos dentro del granito dominante (gris), así como enclaves de la roca de caja sedimentaria. En el detalle se observa el borde de un enclave en contacto con un diferenciado félsico del granito oscurecido por la concentración de biotita. Inyecciones aplíticas félsicas cortan estas estructuras.

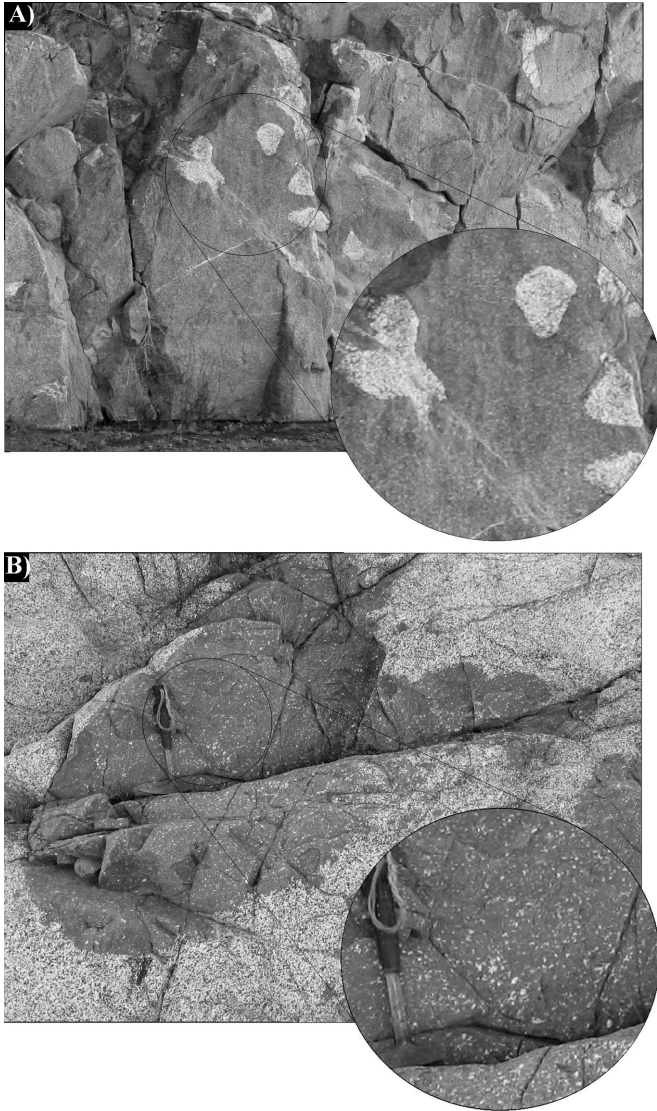


Figura 6. A) Miarolas rellenas y complejos de venillas félsicas en una facies máfica del granito con textura medianamente gruesa (detalle). B) Enclave microgranular máfico con bordes irregulares compuesto por plagioclasa y anfíbol principalmente; detalle de la textura.

Al norte del granito se ha observado la aureola de contacto generada en las sedimentitas de la Formación del Salto, asignada al Ordovícico (hasta Silúrico), que es evidente en las facies de grano más fino (pelitas y limolitas) por un intenso moteado, recrystalización de la matriz cuarzo-feldespática-micácea y tonalidades oscuras de las rocas.

Tanto el plutón como su roca de caja han sido afectados por deformación y metamorfismo regional de grado medio a bajo (facies de esquistos verdes-zonas de clorita y biotita dominantes, hasta un pico metamórfico en facies de anfibolitas epidóticas). En los afloramientos se observan zonas de cizalla, algunas con superficies cloritizadas. Al microscopio se registran

texturas miloníticas, deformación intracrystalina y recristalización de los minerales de menor temperatura del granito. En algunas muestras se observó la presencia de cuarzo generado a bajas temperaturas, el reemplazo del clinopiroxeno por hornblenda verde y de biotita por una asociación de clorita + opacos.

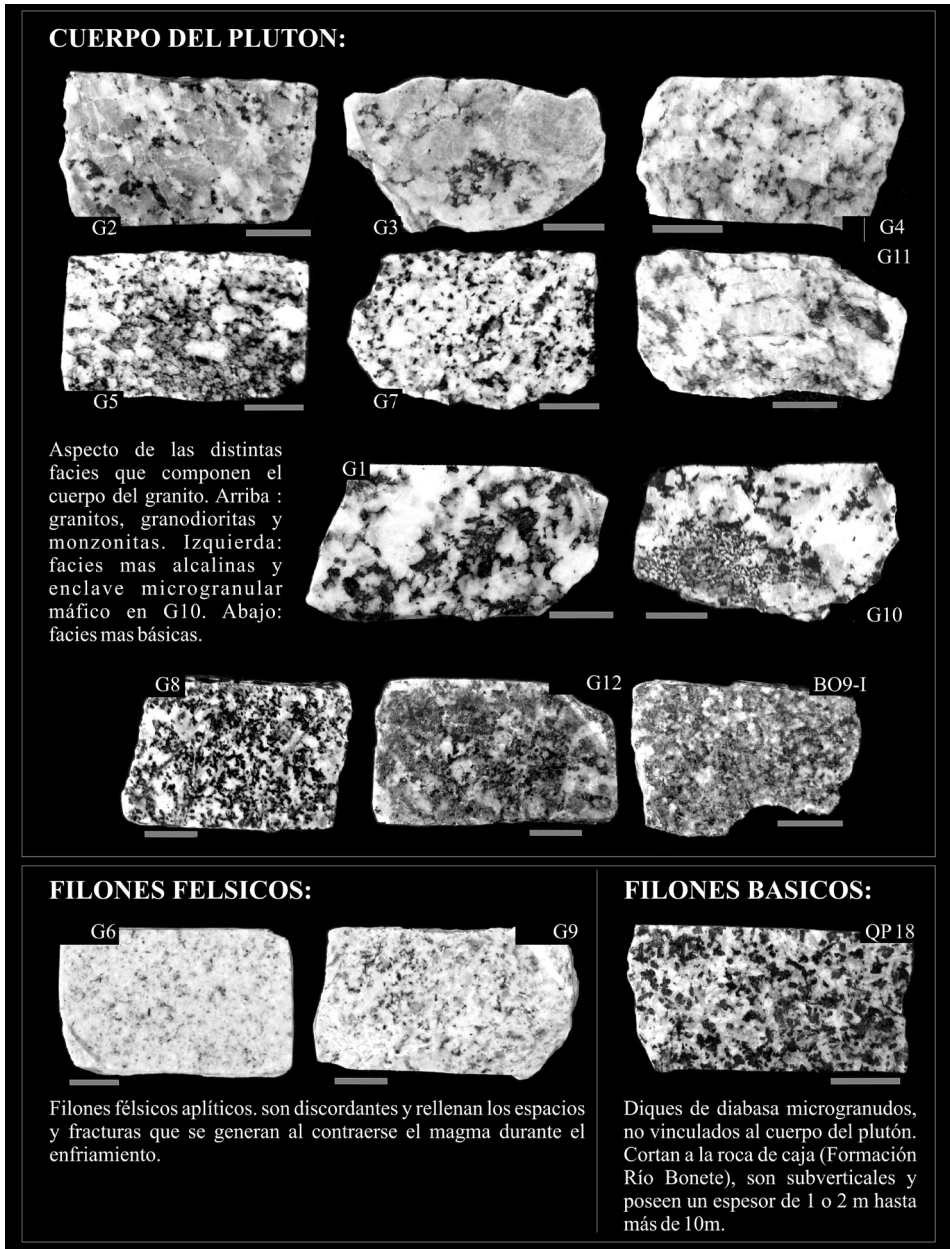


Figura 7. Aspecto de las diversas facies del Granito Potrerillos. Escala gráfica = 1cm.

Algunas muestras de los granitoides (G1, G2, G4 a G10, G12, BO9-I y un enclave microgranular en G10, *Tabla 1*) fueron clasificadas modalmente. Para ello se realizó el conteo de puntos una vez teñidos los feldespatos con cobaltinitrito de sodio. Las rocas son muy ricas en Pl por lo que sólo los términos más potásicos muestran la tinción. La muestra G10 posee enclaves microgranulares máficos muy comunes. En ella se ha realizado un conteo diferenciado para los enclaves más ricos en Bt y de menor granulometría, y la roca que los contiene. Las rocas básicas, que se ubican en los campos de las dioritas, gabros, anortositas y dioritas, gabros, anortositas cuarzosas, han sido ploteadas en el diagrama PI-Px-Hbl de discriminación de rocas gabroides (Le Maitre, 1989), en el que es posible observar claramente la diferencia entre rocas de tendencia anortosítica (G1, G10 y G10 enclave) que forman facies dentro del plutón principal y rocas gábricas con Pl y Hbl que pertenecen a apófisis y filones máficos periféricos asociados al plutón. Los resultados de estos análisis se exponen en la *Figura 8 (A y B)* y en la *Tabla 1*.

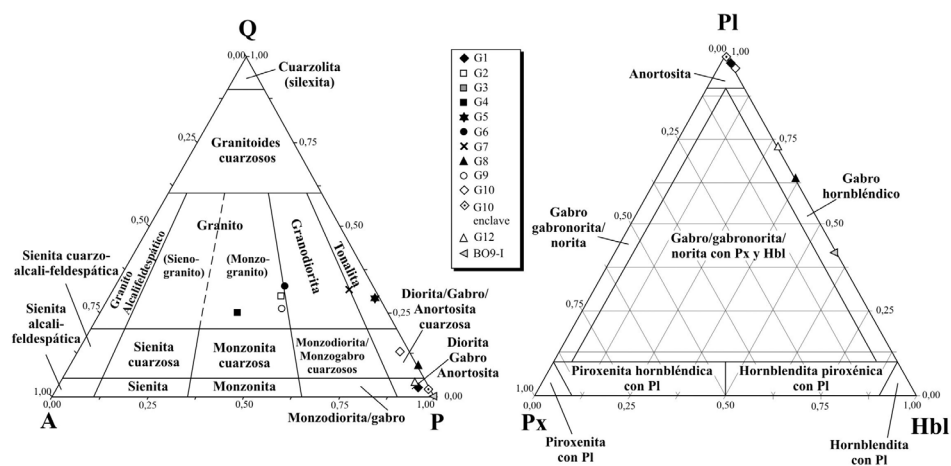


Figura 8. A) Clasificación modal de los tipos litológicos que conforman el Granito Potrerillos según el diagrama QAPF de Le Maitre *et al.*(1989). B) Clasificación de las facies más básicas en el triángulo PI – Px – Hbl para diferenciación de gabroides (Le Maitre, 1989).

Análisis geoquímico

ELEMENTOS MAYORITARIOS. Las composiciones químicas (y normativas) de las muestras pueden observarse en las *Tablas 2 y 3*. La clasificación geoquímica sobre la base de los elementos mayoritarios se observa en la *Figura 9* (Cox *et al.*, 1979). Allí se aprecia el amplio rango de composiciones que abarca el cuerpo del plutón. El contenido de volátiles (LOI) oscila entre 0 y 2,3%, mientras que el índice de alteración química (CIA, Nesbitt y Young, 1982) varía entre 54 y 63, con un promedio de 60,40. Teniendo en cuenta que los valores de CIA promedio para granitos y granodioritas se encuentran entre 45 y 55 % (Nesbitt y Young, 1982), los valores obtenidos estarían indicando que ha habido cierta alteración o movilización de los elementos mayoritarios. Esto puede observarse en la ligera desviación de las muestras ploteadas respecto al eje A-CN en la *Figura 10A*.

De acuerdo con los datos obtenidos se trata de un granitoide tipo I y de afinidad calco-alcalina, y generalmente rico en potasio (*Figura 10B-E*). Las muestras G1 y G10 se ubican dentro del campo alcalino. La abundancia de titanita (o Ti en general) en las muestras

Muestra (n=12)	Litología (QAPP)	Elem. Unid.	CLa	SiO2	Al2O3	Fe2O3t	FeOt	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	MnO	LOI	Sum	Ba	Rb	Sr	Cr
			%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm
G1°	A	SD	60.45	53.53	19.73	5.38	4.84	2.36	5.34	4.43	3.15	1.43	0.44	0.08	2	97.87	976.6	89.1	1114	23.9
G2*	MG	GD	60.37	68.01	15.63	3.12	2.81	0.90	2.30	4.31	3.65	0.49	0.13	0.05	1.2	99.80	1158	45.7	564	5.8
G3°	-	GD-	61.30	64.87	16.34	2.85	2.57	1.11	2.11	4.68	3.52	0.66	0.21	0.05	2.3	98.71	864.7	72.9	506.5	97.2
G4*	MG	G-A	60.89	69.85	15.32	1.83	1.65	0.61	1.31	3.79	4.74	0.29	0.05	0.02	2	99.81	1367	83.3	366.7	2.9
G5°	T	M	63.04	62.25	17.34	3.94	3.54	1.62	3.38	3.91	2.88	0.87	0.27	0.06	1	97.53	885.2	84	655.7	41.9
G6°	Hbl-GB	G	59.93	73.20	13.54	0.83	-	0.36	0.77	4.31	3.97	0.16	0.04	0.02	1	98.21	524.3	105.9	137.7	25.9
G7*	T-GD	GD	62.09	64.76	16.74	4.47	4.02	1.49	3.39	4.43	2.40	0.71	0.23	0.07	1	99.71	527.7	86	699.2	13.0
G8°	Hbl-GB	M	54.82	54.85	15.87	5.88	5.29	4.29	7.71	3.74	1.63	1.13	0.32	0.12	1	96.53	376.7	43.4	755.5	95.1
G9°	MG	M	62.35	61.40	17.34	4.62	-	1.63	3.44	4.13	2.90	0.88	0.28	0.08	0.5	96.69	203.3	119.1	64.9	42.6
G10°	A	M	59.68	54.80	18.73	6.09	5.48	2.37	5.56	4.56	2.54	1.24	0.41	0.09	0	96.41	858.9	62.3	887.5	28.3
G11°	-	G	58.65	69.45	13.76	1.55	-	0.57	1.92	4.04	3.74	0.39	0.11	0.03	1.5	95.56	579.4	96	274.1	23.3
G12°	Hbl-GB	GB	56.61	50.41	16.86	6.85	-	5.04	7.97	3.28	1.68	1.56	0.83	0.09	2	96.57	709.7	37.3	1900	21.1

Tabla 2. Resultados geoquímicos de doce muestras del Granito Potrerillos, sobre la Quebrada de Potrerillos (y Bonete). Los análisis fueron realizados en Acme Analytical Laboratories Ltd. (Canadá^(*)) y en los laboratorios de la Universidad de Johannesburg^(°). Clasificación petrográfica en base a conteos modales (QAPP, Le Maitre *et al.*, 1989) y clasificación geoquímica según diagrama TAS (Cox *et al.*, 1979).

Muestra (n=12)	Elem.		Cs ppm	V ppm	Ni ppm	Co ppm	Cu ppm	Nb ppm	Ta ppm	Y ppm	Zr ppm	Hf ppm	Sc ppm	Th ppm	U ppm	Pb ppm	Ga ppm	Zn ppm	Mo ppm
	Unid.																		
G1°			7	92.2	21.2	24.0	5.9	13.9	1.6	20.9	482.1	14.0	13.0	11.0	2.1	11.7	20.4	75.0	-3
G2*			0.4	30.0	8.1	15.4	5.1	7.4	1.1	11.4	301.8	7.3	4.0	8.9	1.3	3.7	18.2	44.0	0.1
G3°			2	54.2	11.2	9.0	8.0	13.7	1.3	16.2	270.0	8.0	5.4	16.0	2.2	33.5	21.7	69.3	-3
G4*			1.4	13.0	10.9	21.8	2.7	9.6	1.9	7.8	175.5	4.8	4.0	26.4	1.2	17.2	16.9	33.0	0.7
G5°			4	66.2	19.1	22.0	12.3	14.8	-0.5	29.1	312.8	10.0	8.3	7.6	2.9	17.6	19.3	67.7	-3
G6°			-	10.1	12.3	26.7	9.3	13.6	-	9	103.4	5.7	-	12.5	-	12.5	19.8	16.9	-
G7*			2.6	51.0	10.1	16.6	5.0	14.8	1.5	23.6	401.4	10.1	4.0	20.9	2.8	4.2	21.7	69.0	0.9
G8°			2	109.2	30.4	34.0	9.7	13.3	0.9	31.6	142.4	4.0	27.2	2.3	1.4	11.2	16.7	79.4	-3
G9°			-	4.1	9.9	22.6	4.6	12.2	-	11.2	74.5	3.2	-	2.1	-	23.5	23.8	26.3	-
G10°			2	83.8	25.6	33.0	9.7	15.8	2.7	28.3	351.8	12.0	13.3	6.5	2.3	11.7	20.3	81.2	-3
G11°			-	27.8	12.6	22.1	8.6	15.1	-	18.5	175.1	4.6	-	18.2	-	15.6	20.8	27.4	-
G12°			-	136.7	37.7	46	22.7	10.5	-	31.8	241.8	10.3	-	4.6	-	12.2	16.3	79.4	-

Tabla 2. Continuación Tabla 2.

Muestra (n=12)	Elem.		Eu ppm	Gd ppm	Tb ppm	Dy ppm	Ho ppm	Er ppm	Tm ppm	Yb ppm	Lu ppm	Sn ppm	Be ppm	W ppm	As ppm	Cd ppm	Sb ppm	Bi ppm	Ag ppm	Au ppm
	Unid.																			
G1°			2.3	-	0.8	-	-	-	-	2.6	0.41	-	-	-	-	-	-	-	-	-
G2*			1.24	2.81	0.43	2.26	0.41	1.12	0.19	1.04	0.17	1	1	186.9	0.6	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0
G3°			1.5	-	0.6	-	-	-	-	1.6	0.25	-	-	-	-	-	-	-	-	-
G4*			1.14	2.66	0.39	1.51	0.26	0.63	0.09	0.68	0.12	1	<0.1	292.2	1.7	0.1	0.1	<0.1	<0.1	1.
G5°			1.7	-	0.9	-	-	-	-	4.0	0.60	-	-	-	-	-	-	-	-	-
G6°			-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
G7*			1.44	4.04	0.77	3.96	0.71	2.25	0.37	1.89	0.33	2	3	119.7	0.5	<0.1	0.3	<0.1	<0.1	7.
G8°			1.9	-	0.9	-	-	-	-	3.0	0.43	-	-	-	-	-	-	-	-	-
G9°			-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
G10°			2.0	-	1.6	-	-	-	-	2.9	0.46	-	-	-	-	-	-	-	-	-
G11°			-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
G12°			-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tabla 2. Continuación Tabla 2.

	G1	G2	G3	G4	G5	G7	G8	G10
SiO ₂ (%)	53,53	68,01	64,87	69,85	62,25	64,76	54,85	54,80
TiO ₂ (%)	1,43	0,49	0,66	0,29	0,87	0,71	1,13	1,24
Al ₂ O ₃ (%)	19,73	15,63	16,34	15,32	17,34	16,74	15,87	18,73
Fe ₂ O ₃ (%)	3,65	2,59	2,42	1,81	2,66	3,05	3,07	3,91
FeO (%)	5,25	3,25	3,01	2,11	3,95	4,43	5,64	5,88
MnO (%)	0,08	0,05	0,05	0,02	0,06	0,07	0,11	0,09
MgO (%)	2,36	0,90	1,11	0,61	1,62	1,49	4,29	2,37
CaO (%)	5,34	2,30	2,11	1,31	3,38	3,39	7,71	5,56
Na ₂ O (%)	4,43	4,31	4,68	3,79	3,91	4,43	3,74	4,56
K ₂ O (%)	3,15	3,65	3,52	4,74	2,88	2,40	1,63	2,54
P ₂ O ₅ (%)	0,44	0,13	0,21	0,05	0,27	0,23	0,32	0,41
Sr (ppm)	1113,70	564,00	506,50	366,70	655,70	699,20	755,50	887,50
Ba (ppm)	976,60	1157,50	864,70	1366,60	885,20	527,70	376,70	858,90
Ni (ppm)	21,20	8,10	11,20	10,90	19,10	10,10	30,40	25,60
Cr (ppm)	23,90	11,60	97,20	5,80	41,90	26,00	95,10	28,30
Zr (ppm)	482,10	301,80	270,00	175,50	312,80	401,40	142,40	351,80
<i>qz</i>	-	20,94	17,23	24,75	17,67	18,23	5,09	1,72
<i>or</i>	19,07	21,69	21,34	28,50	17,44	14,16	9,96	15,37
<i>ab</i>	37,57	35,88	39,94	32,07	33,25	36,81	32,07	38,42
<i>an</i>	24,02	10,55	9,36	6,28	15,32	15,23	21,94	22,88
<i>ne</i>	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>di</i>	-	-	-	-	-	-	12,14	1,81
<i>hy</i>	8,59	5,29	5,31	3,46	7,79	8,12	11,21	10,67
<i>ol</i>	1,27	-	-	-	-	-	-	-
<i>mt</i>	5,31	3,70	3,54	2,62	3,89	4,35	4,52	5,65
<i>il</i>	2,73	0,91	1,27	0,55	1,67	1,33	2,17	2,36
<i>ap</i>	1,02	0,30	0,49	0,12	0,63	0,53	0,76	0,95
<i>zr</i>	0,10	0,06	0,06	0,03	0,06	0,07	0,03	0,07
<i>crm</i>	-	-	0,01	-	0,01	-	0,01	-
<i>cnd</i>	0,19	0,58	1,37	1,54	2,17	1,10	-	-
<i>Total</i>	99,87	99,89	99,92	99,91	99,90	99,94	99,92	99,90
<i>Saturación en sílice:</i>	SS	S	S	S	S	S	S	S
<i>Saturación en alúmina:</i>	SA	PA	PA	PA	PA	PA	SA	SA
<i>Grado de alcalinidad:</i>	A	SAlc	SAlc	SAlc	SAlc	SAlc	SAlc	SAlc
DI*	37,57	56,82	57,17	56,82	50,93	55,04	37,16	40,14

Abreviaciones de minerales normativos: *qz*: cuarzo; *or*: ortoclasa; *ab*: albita; *an*: anortita; *ne*: nefelina; *di*: diópsido; *hy*: hiperstena; *ol*: olivina; *mt*: magnetita; *il*: ilmenita; *ap*: apatita; *zr*: circón; *crm*: cromita; *cnd*: corindón. **SS= subsaturado en sílice; S= saturado en sílice; PA= peraluminoso; SA= subaluminoso; SAlc= subalcalino.**

* Índice de diferenciación (Thornton y Tuttle, 1960): $DI (\%) = \Sigma (qz_n + ab_n + ne_n + le_n + ks_n)$.

Tabla 3. Composición química y normativa del Granito Potrerillos. Elementos mayoritarios en % de óxido, minoritarios y trazas en ppm.

es una característica común entre los granitoides tipo S, a diferencia de los granitoides tipo I en los que suele predominar la magnetita. Éstos no son rasgos excluyentes y hay variaciones entre ambos (Krauskopf y Bird, 1995). En el caso del Granito Potrerillos, sus

características lo asemejan con los granitoides de tipo I, sin embargo es evidente el aporte de rocas sedimentarias parcialmente asimiladas. En general las muestras se ubican dentro del campo peraluminoso, lo que es coherente con la gran abundancia de biotita observada en la mayoría de ellas, sin embargo pueden registrarse algunas variaciones hacia el campo metaaluminoso, especialmente en las muestras G11, las más básicas (G8, G12) y las más alcalinas (G1, G10) (Figura 10D). Es probable la mezcla de un magma alcalino con uno subalcalino, especialmente teniendo en cuenta principalmente que las muestras G1 y G10 corresponden a los afloramientos en cuyas inmediaciones se han observado enclaves microgranulares máficos y otras evidencias de *mingling* como zonas de mezcla incompleta con sectores de morfologías irregulares, que además muestran variaciones de composición, textura, coloración y aspecto general entre las facies involucradas.

ELEMENTOS MINORITARIOS Y TRAZA. Las muestras del Granito Potrerillos se han volcado en los diagramas multielementales normalizados al condrito C1 (Sun y McDonough, 1989) y al MORB (Pearce, 1983). Las facies más ácidas y las más básicas fueron separadas de las del cuerpo principal del plutón para observar mejor su comportamiento geoquímico. Los patrones que se observan en general son comparables con los típicos de la corteza continental. Los esquemas se asemejan a los obtenidos para magmas calco-alcalinos. En los diagramas normalizados a C1 son característicos los picos negativos de Pb y P y ligeramente en K, así como picos de enriquecimiento en Ba y Th (Figura 11A-C). Entre las facies máficas, los diques representados por la muestra G8 presentan además un ligero enriquecimiento en U (Figura 11C). Si bien para las aptitas se presentan análisis incompletos, se aprecia un mayor grado de diferenciación de la muestra G6 respecto de la G9 (Figura 11B). En los diagramas normalizados al MORB (Figura 12A-C) se observa un enriquecimiento general en elementos incompatibles (hacia la izquierda del diagrama) así como picos negativos de P_2O_5 , TiO_2 , Ta-Nb. En general las muestras G1 y G10 presentan un comportamiento similar y parecido al de G2 y G4, mientras que las muestras G3, G7, G11 y G5 se asemejan más entre sí. La muestra G5 tiene un comportamiento algo diferente, con picos negativos de Zr e Y, alto Yb y Th y mayor contenido de P_2O_5 respecto al resto de las muestras.

A continuación se resumen las características de algunos elementos traza particularmente útiles como indicadores petrogenéticos analizándose sus comportamientos para el caso del Granito Potrerillos. Como es conocido el Ni, el Co y el Cr son elementos altamente incompatibles. El Ni (y el Co) se concentran en las olivinas y el Cr en los espinelos y

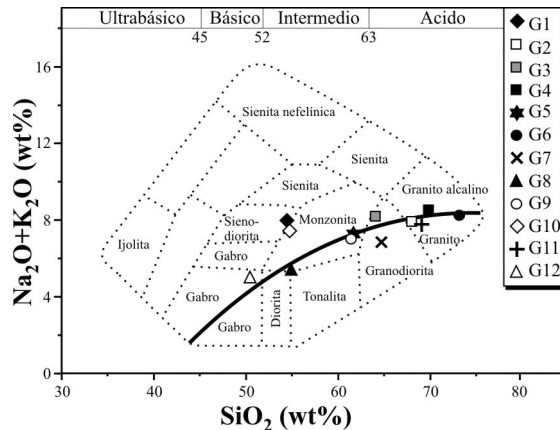


Figura 9. Ubicación de las muestras analizadas del Granito Potrerillos en el gráfico TAS (Cox *et al.*, 1979).

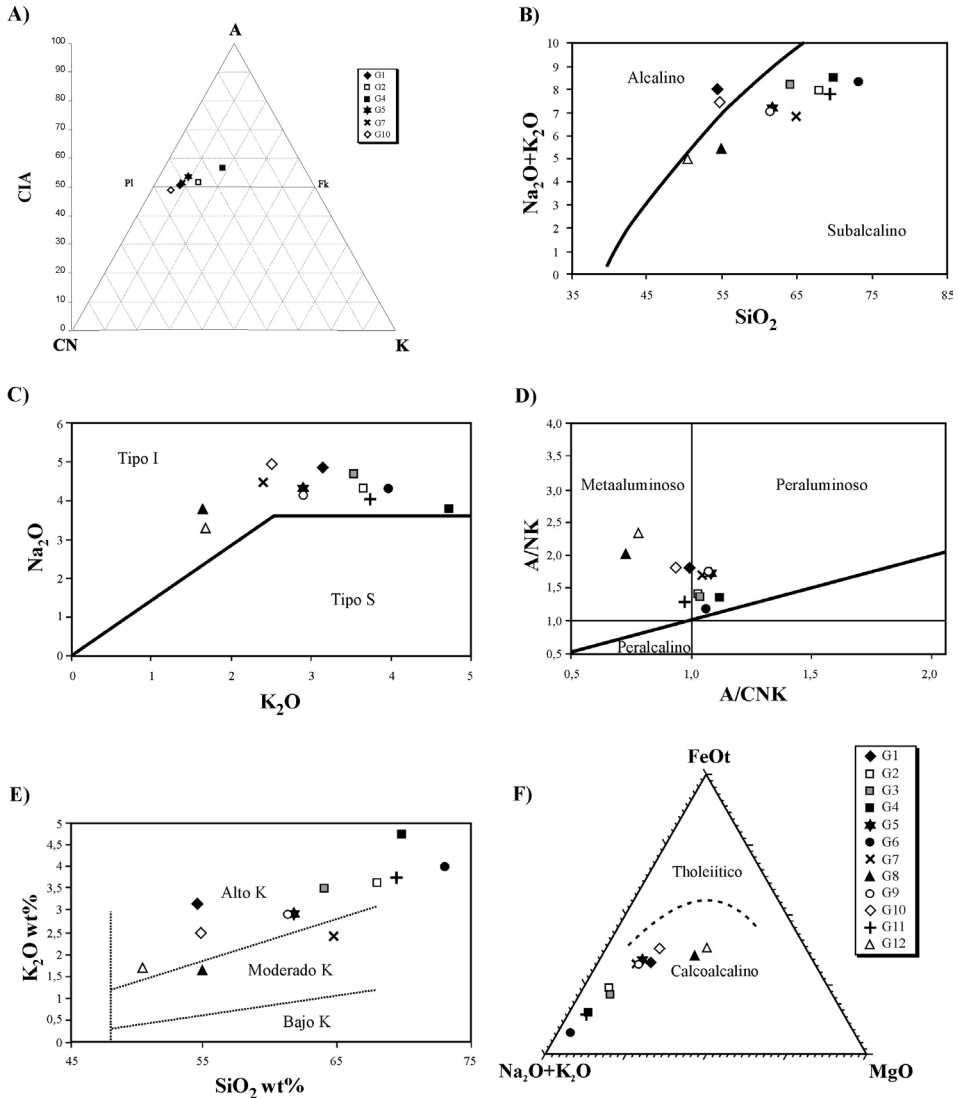


Figura 10. Diagramas de caracterización geoquímica del Granito Potrerillos. A) Diagrama A-CN-K vs. CIA (Fedó *et al.*, 1995) en el que se observa la desviación del *trend* de puntos de las muestras respecto a la evolución teórica esperada para la evolución del magma (paralela al eje A-CN). B) Relación álcalis-sílice (Irvine y Baragar, 1971); C) Diagrama de álcalis de Chappell y White (1984); D) Índice de saturación de aluminio (Shand, 1927); E) relación K_2O vs. SiO_2 (límites según Le Maitre *et al.*, 1989); F) Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971), en el que se observa la dispersión de puntos correspondientes a las muestras de las distintas facies del Granito Potrerillos siguiendo una serie de evolución calcoalcalina.

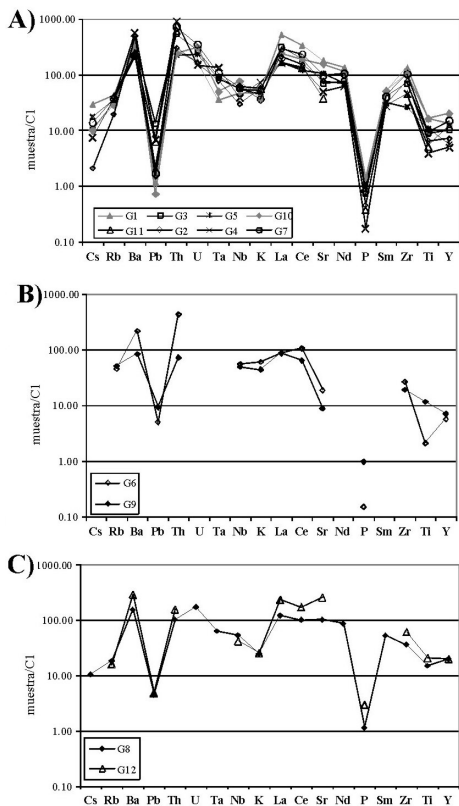


Figura 11. Diagramas multielementales normalizados al condrito C1 (Sun y McDonough, 1989) de doce muestras del Granito Potrerillos. A) facies principales del cuerpo del plutón; B) facies ácidas; C) facies básicas.

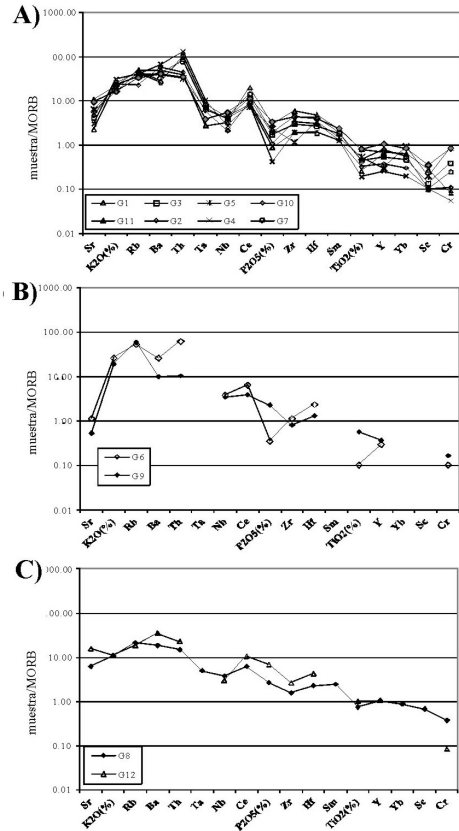


Figura 12. Diagramas multielementales normalizados a MORB (Pearce, 1983) de doce muestras del Granito Potrerillos. A) facies principales del cuerpo del plutón; B) facies ácidas; C) facies básicas. Ordenamiento de los elementos según el aumento del grado de incompatibilidad hacia la izquierda.

clinopiroxenos. Las muestras G8, G10 y G12 son las que presentan mayores valores de Ni y Co (Ni entre 25 y 38 ppm, Co > 30 ppm). La muestra G8 es la única que registra valores algo más elevados de Cr (95,1 ppm).

El V y el Ti son elementos altamente fraccionados en los óxidos de Fe y Ti (ilmenita o titanomagnetita). Si se comportan en forma diferente, probablemente el Ti se encuentre fraccionado en una fase accesoria como titanita o rutilo. La correlación de estos elementos en las muestras analizadas es evidente y se asocia al tipo de roca. Las muestras G2, G4, G6 y G11 presentan los menores valores de V y Ti mientras que las muestras G1, G8, G10 y G12 presentan altos valores de ambos y coincide con la presencia de titanita (especialmente abundante en las muestras G8 y G12).

Por su parte Zr y Hf son elementos muy incompatibles que no se sustituyen en las fases mayoritarias silicatadas (aunque pueden reemplazar al Ti en la titanita o rutilo). En este caso, las muestras G1 y G10 claramente presentan valores altos para ambos elementos, sin embargo la correlación no es tan clara para el resto de las muestras, siendo G4, G6, G9 y G11 quienes presentan valores más bajos. La variabilidad probablemente se relacione a la mayor o menor abundancia de fases minerales que fraccionan Hf y Zr (*e.g.* circón).

El Ba y el Rb son elementos incompatibles que sustituyen al K en el feldespato potásico, micas u hornblenda. El Rb sustituye en proporción menor en la hornblenda que en el feldespato potásico y micas, por ello la relación K/Ba permite distinguir entre estas fases. La mayor parte de las muestras del granito tienen valores relativamente altos de Ba y Rb (G1, G3, G4 y G5). La muestra G8 es la única que registra valores bajos de ambos elementos por lo que es muy probable el control mineralógico. Por ejemplo, en G2 se observa un alto contenido de Ba pero bajas concentraciones de Rb, lo que estaría probablemente relacionado a la presencia de hornblenda. El caso opuesto se observa para las muestras G9 y G6 en la cual las altas concentraciones de Rb en relación al Ba se asociarían a la mayor concentración de feldespato potásico.

El Sr sustituye al Ca en las plagioclasas (pero no en los piroxenos), y en menor cantidad al K del feldespato potásico. A mayores presiones, donde la plagioclasa ya no es estable, se comporta como elemento incompatible. Por las características de campo ya expuestas, se asume un emplazamiento poco profundo del granito, por lo que se descartaría esta última opción. Las muestras G6, G9 y G11 presentan los valores más bajos de Sr, porque son las muestras con menor contenido de plagioclasa y pocos mafitos en general. Las muestras G1 y G12 son especialmente ricas en Sr, sin embargo no es claro que esto se relacione solo a la presencia de plagioclasa ya que las muestras restantes también son ricas en este mineral, quizás podría deberse a la abundancia de minerales máficos cálcicos en dichas muestras (augita, hornblenda).

El Y comúnmente es incompatible y presenta un comportamiento similar al de las tierras raras pesadas (HREE). Es fuertemente particionado en el granate y anfíbol. La titanita y la apatita también concentran Y, por lo tanto la presencia de estas fases minerales como accesorios podría tener un efecto significativo en la abundancia de este elemento. En el caso del granito Potrerillos no se observan particularidades respecto a las concentraciones de este elemento. Las muestras G8 y G12 presentan titanita, mientras que en el resto de las muestras, las únicas fases minerales accesorias importantes son el circón y la apatita. Por lo tanto, se puede expresar que la muestra G5 es una excepción ya que muestra valores bajos tanto de Y como de Zr y valores altos de TiO_2 (o Ti) respecto al resto de las muestras analizadas.

ELEMENTOS DE LAS TIERRAS RARAS (REE). En la *Tabla 4* se resumen los valores normalizados al condrito C1 (Sun y McDonough, 1989) para 6 muestras del cuerpo principal del plutón. En el diagrama de tierras raras correspondiente (*Figura 13*) se observa un enriquecimiento de las tierras raras livianas (LREE) en relación a las pesadas (HREE), incluso afectando en parte a las tierras raras intermedias. Por otro lado, no se observa una anomalía negativa de Eu, o ésta es levemente positiva. Estas características son coherentes con los patrones de tierras raras que suelen formarse en los términos menos diferenciados de los magmas calcoalcalinos. También se advierte un leve enriquecimiento en las tierras raras pesadas (HREE) que podría estar relacionado a un control mineralógico. En este sentido, algunas fases (especialmente el granate) retienen las HREE con preferencia a las LREE, mientras que el ortopiroxeno y la hornblenda lo hacen en menor proporción. La esfena y la plagioclasa (ambas presentes en el Granito Potrerillos) por el contrario retienen con preferencia las LREE.

Las muestras G1 y G5 presentan leve anomalía positiva de Eu mientras que G2, G4, G7 y G10 no registran anomalía de Eu pero presentan un pico positivo en el Tm, excepto G4. Por lo general se asume que una anomalía negativa de Eu en los diagramas de tierras raras se debe a un proceso de fraccionamiento de la plagioclasa en el magma permitiendo que el Eu^{+3} cambie su estado de oxidación a Eu^{+2} , diferenciándose así del comportamiento de las

demás tierras raras. Esto le permite entrar preferentemente en la estructura de la plagioclasa, que al fraccionarse en las primeras etapas de diferenciación del magma deja un líquido empobrecido en Eu. En las rocas generadas a partir de este magma pobre en plagioclasa se genera una anomalía negativa de Eu. La ausencia de anomalía de Eu o leve anomalía positiva observada se atribuye a que no ha habido fraccionamiento de la plagioclasa, que es abundante especialmente en las muestras de composición intermedia a básica.

	Avg.C1	G1	G2	G4	G5	G7	G10
La	0.237	521.1	213.08	164.56	164.6	302.53	244.30
Ce	0.612	334.5	154.08	132.03	121.9	233.82	186.11
Pr	0.095	210.7	98.32	90.11	92.1	153.37	142.21
Nd	0.467	133.8	69.16	62.31	69.2	104.71	113.70
Pm							
Sm	0.153	48.5	28.10	27.45	31.7	40.52	51.50
Eu	0.058	39.8	21.38	19.66	31.0	24.83	42.07
Gd	0.2055	18.4	13.67	12.94	16.8	19.66	29.00
Tb	0.0374	19.3	11.50	10.43	19.8	20.59	28.61
Dy	0.254	15.4	8.90	5.94	16.9	15.59	24.13
Ho	0.0566	13.1	7.24	4.59	15.7	12.54	21.73
Er	0.1655	12.3	6.77	3.81	15.9	13.60	18.13
Tm	0.0255	12.5	7.45	3.53	18.0	14.51	20.78
Yb	0.17	12.6	6.12	4.00	18.4	11.12	17.00
Lu	0.0254	13.4	6.69	4.72	20.9	12.99	18.90
Y	1.57	13.4	7.26	4.97	5.7	15.03	20.25
La_N/Yb_N		41.20	34.83	41.14	8.97	27.21	14.37
La_N/Sm_N		10.74	7.58	5.99	5.19	7.47	4.74
Gd_N/Yb_N		1.45	2.24	3.24	0.92	1.77	1.71
Eu*		29.87	19.60	18.85	23.10	28.23	38.65
Eu/Eu*		1.33	1.09	1.04	1.34	0.88	1.09

Tabla 4. Composición de tierras raras de las muestras del Granito Potrerillos. Valores en ppm. "X_N": valores normalizados al condrito C1 (Sun y McDonough, 1989).

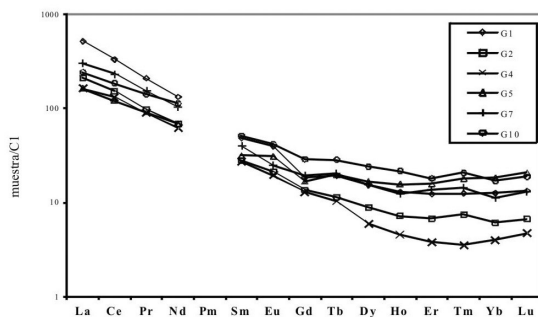


Figura 13. Diagramas de tierras raras normalizados al C1 promedio (Sun y McDonough, 1989) de seis muestras de distintas fases del Granito Potrerillos.

Implicaciones sobre el ambiente tectónico

Los diagramas geoquímicos de discriminación tectónica vinculan al magmatismo a un ambiente de arco relacionado a márgenes continentales activos (Pearce *et al.*, 1984; Harris *et al.*, 1986). La abundancia de minerales hidratados, especialmente biotita, es común en granitoides formados en este tipo de ambiente tectónico. Los granitoides postorogénicos no pueden distinguirse de granitoides de arco volcánico (VAG) y sin-colisionales (Syn-COLG) en los diagramas de Pearce *et al.* (1984; *Figura 14A-D*). Debido a la relación que existe entre la intrusión y la deformación como motas (cordierita?, andalusita?) cortadas por clivaje y rotadas, el Granito Potrerillos sería pre-colisional a levemente sin-colisional. Los diagramas de Harris *et al.* (1986; *Figura 14E*) probablemente estén más influenciados por la movilidad del Rb teniendo en cuenta los valores de CIA obtenidos y las características de los afloramientos, pero se observa un resultado coherente con los obtenidos en los diagramas de Pearce *et al.* (1984).

Con el incremento de la madurez del arco, los granitoides VAG se enriquecen en Rb, Th, U, Ta, Nb, Hf e Y, mientras que se empobrecen en Ba, Sr, P, Zr y Ti. (Rollinson, 1993). Brown *et al.* (1984) proponen los diagramas Rb/Zr *vs.* Nb o Rb/Zr *vs.* Y, en los que con una mayor madurez del arco se observa una correlación positiva entre estos pares de valores. Sin embargo, no se observa una correlación clara entre los valores obtenidos para las muestras del Granito Potrerillos. Las muestras con mayores valores de Rb/Zr corresponden a los diferenciados félsicos más tardíos (*Figura 15A-B*).

Geología isotópica y edad

La edad del magmatismo que originó este cuerpo granítico fue estimada como silúrica con dudas (Aceñolaza y Bernasconi, 1969; Aceñolaza *et al.*, 1971). Algunas dataciones obtenidas posteriormente por el método K-Ar en biotita y anfíbol en cuerpos graníticos de la región permitieron referir tentativamente su edad al Carbonífero Tardío (313 Ma, Caminos 1972; Llambías y Caminos, 1987). Considerando la deformación sobrepuesta en el área, estas edades podrían estar reflejando eventos metamórficos posteriores a la cristalización. La deformación que se ha observado en el granito no es un rasgo común para los granitoides carboníferos (Caminos, 1972; Llambías y Caminos, 1987), por lo que esta información sugiere una edad más antigua para el Granito Potrerillos, aunque por otro lado es evidentemente más

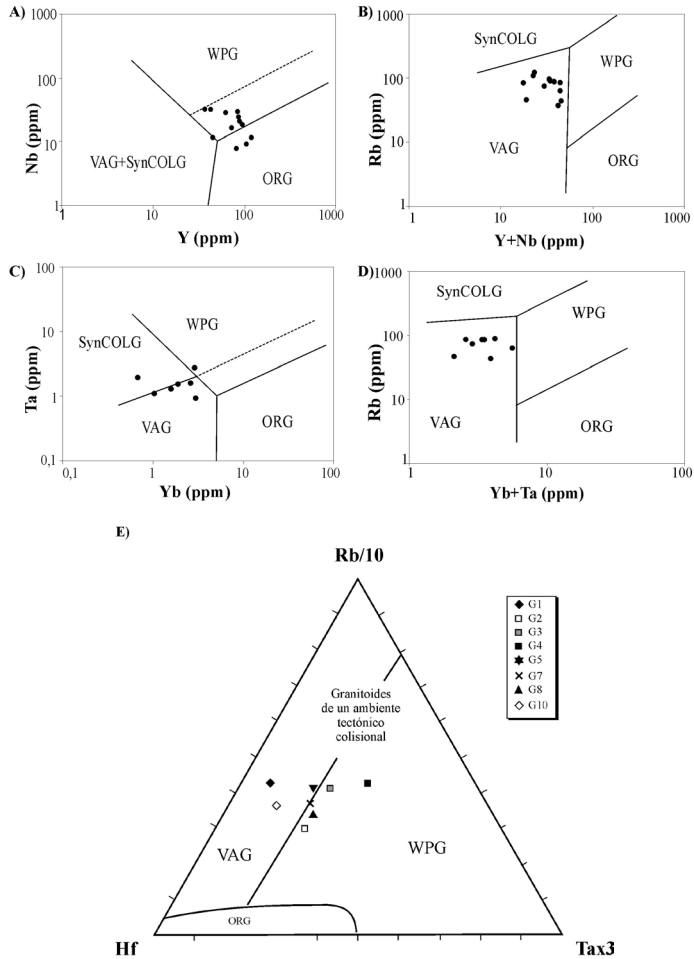


Figura 14. A), B), C) y D): Diagramas de discriminación tectónica del Granito Potrerillos que lo vinculan a un ambiente de arco volcánico. (Pearce *et al.*, 1984). ORG: granitoides de dorsales oceánicas (normales, anormales, dorsales de cuencas de retroarco y antearco); WPG: granitoides de intraplaca (complejos anulares, corteza atenuada e islas oceánicas); VAG: granitoides de arco volcánico (arcos oceánicos tholeiíticos, calcoalcalinos, y arcos de margen continental); COLG: granitoides colisionales (sintectónicos y posttectónicos en colisión continental; sintectónicos en colisión arco-continente). E) Diagrama Rb/10 – Hf – Tax₃ (Harris *et al.*, 1986) para discriminación de granitoides de fondo oceánico, arco volcánico e intraplaca; los granitoides colisionales caen en el límite entre estos dos últimos

joven que la edad de la roca de caja (Ordovícico Tardío a Silúrico Temprano; *ca.* 440 Ma, Frigerio 2008b; Frigerio *et al.*, 2009) y que la faja de deformación de Jagüé (pre-Carbonífero Inferior-Medio con varias reactivaciones). En la *Tabla 5* se resumen los antecedentes de datos geocronológicos.

ISOCRONA Rb/Sr_{RT} Para acotar la edad del Granito Potrerillos se realizó una datación por Rb/Sr en roca total analizando 7 muestras de las distintas facies del granito. Las muestras analizadas G2, G4, G7 y G10 pertenecen al cuerpo principal del granito, G6 y G9 son filones aplíticos póstumos y G8 es un dique diorítico asociado y periférico al granito. El procesamiento de laboratorio fue realizado en el Centro de Investigaciones Geológicas (CIG, La Plata) y la espectrometría de masas en la Universidad de Sao Paulo, Brasil. Para el cálculo

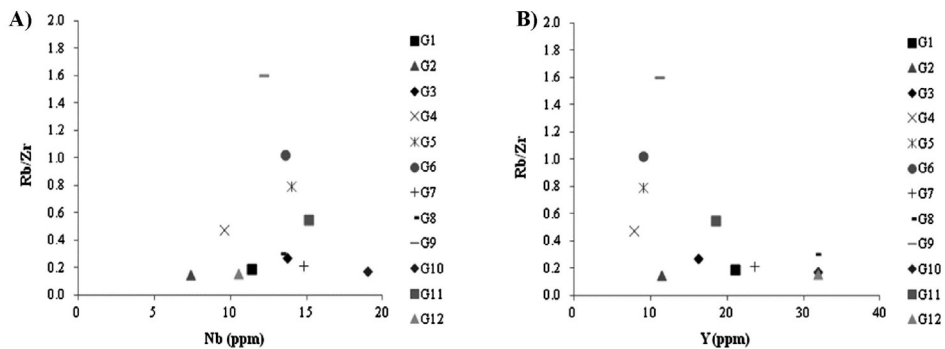


Figura 15. Diagramas de correlación Rb/Zr vs. Nb (A) y Rb/Zr vs. Y (B) propuestos por Brown *et al.* (1984).

Localidad	Edad	Método	Ubicación ^(*)	Fuente
C° Veladero	311 ± 15	Rb/Sr	Cb Sup bajo-medio 29° 10'–69° 45' (Sas. Pampeanas) LRja	Cingolani <i>et al.</i> , 1993.
C° de las Tunas (Granito)	330 ± 10	K/Ar _(B)	Cb Inf medio 28° 20'–68° 45' (Viseano) (Precord.) LRja	Caminos, 1972 (324 ± 5,8), actualizada por Llambías y Caminos, 1987.
Qda. de Potrерillos (Granodiorita)	313 ± 17	K/Ar _(B)	Cb Sup bajo 28° 30'–68° 30' (Precord-SPamp) LRja	Caminos, 1972 (306,5 ± 17), actualizada por Llambías y Caminos, 1987.
Tabaquito	326 - 329	Rb/Sr	Cb Inf alto 29° 05'–69° 10' (CFront) SJ norte	Sato <i>et al.</i> 1990.
C° Pta Blanca	337 ± 15	K/Ar	Cb Inf medio 33° 35'–69° 30' (CFront) Mza	Caminos <i>et al.</i> 1979.
C° Carrizallito	341 ± 17	K/Ar	Cb Inf medio 34° 40'–69° 30' (viseano) (CFront) Mza	Desanti y Caminos, 1967.
C° Come Caballos (granitos y pórfidos graníticos)	224 ± 12 233 ± 12	K/Ar _(B) K/Ar _(B)	Tr Medio-sup Límite con Chile	Caminos, 1972.
Sa. de Punilla (Monzodiorita)	320+/-20 325+/-9	K/Ar _(Arf) K/Ar _(B)	Cb Inf alto	McBride <i>et al.</i> , 1976.

(*): Abreviaturas utilizadas: Precord: Precordillera, CFront: Cordillera Frontal, Spamp: Sierras Pampeanas; LRja: La Rioja, SJ: San Juan, Mza: Mendoza

Tabla 5. Síntesis de los antecedentes de edad para el Granito Potrерillos y otros granitoides carboníferos de la región (modificado de Maisonave, 1979 y Llambías, 1999). Se han resaltado en gris los cuerpos que tradicionalmente se consideraron vinculados.

Nº Muestra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Error	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Error
G2	47,2	581,8	0,235	0,005	0,705706	0,000019
G7	80,3	705,7	0,329	0,007	0,706220	0,000014
G10	70,6	1079,7	0,189	0,004	0,705328	0,000012
G9	100,8	64,3	4,547	0,091	0,726695	0,000011
G8	47,2	875,0	0,156	0,003	0,704827	0,000011
G4	89,9	384,4	0,677	0,014	0,708789	0,000019
G6	94,8	147,3	1,864	0,037	0,712440	0,000023

Tabla 6. Análisis isotópicos Rb-Sr en roca total de siete muestras del Granito Potrerillos.

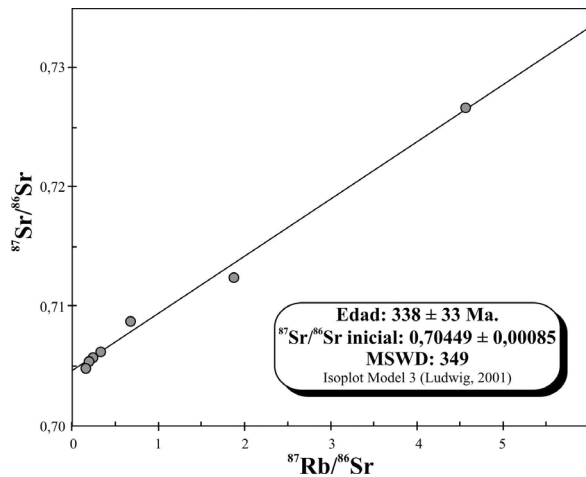


Figura 16. Diagrama de isocrona (errorcrona) Rb/Sr obtenido para el Granito Potrerillos ($n=7$).

de la edad se utilizó el programa Isoplot, ex-modelo 3 de Ludwig (2001, *Tabla 6*). Como se observa en la *Figura 16*, se obtuvo una edad de 338 ± 33 Ma, con relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,70449 \pm 0,00085$ y $\text{MSWD} = 349$. Por el error calculado puede considerarse que constituye una isocrona de referencia o *errorcrona*, por lo que esta datación será discutida más adelante. La baja relación inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ es muy cercana al valor promedio de 0,704 estimado para rocas mantélicas a partir de xenolitos, por lo cual se puede inferir que el magma que originó este cuerpo se formó por diferenciación o fusión parcial de material mantélico (o material cortical recientemente separado del manto).

DATACIÓN U-Pb EN CIRCONES. En virtud que el diagrama isocrónico obtenido por Rb/Sr en roca total presentó un error elevado, se encararon dataciones por U-Pb en circones con el fin de obtener una edad mas precisa del Granito Potrerillos. Las tres muestras seleccionadas para ser datadas forman parte de los afloramientos más homogéneos y con

ausencia de enclaves. Corresponden a un granito alcalino (G4) y un monzogranito (G5) que fueron analizados *in situ* por LA-MC-ICP-MS en el Laboratorio de Geología Isotópica de la Universidade Federal do Rio Grande do Sul (Porto Alegre, Brasil), y a una monzonita (sienodiorita, G1) analizada por ID-TIMS en el Centro de Pesquisas Geocronológicas de la Universidade de Sao Paulo (Brasil). Los resultados se presentan en las *Tablas 7 y 8*.

Tipología de circones: Los circones obtenidos son rosados a violáceos, prismáticos y euhedrales a subhedrales. Tienen longitudes variables y comúnmente presentan crecimientos secundarios. Las imágenes tomadas con microscopio electrónico (MEB-BSE) permitieron identificar una zonación magmática oscilatoria en varios circones y la presencia de núcleos en algunos de ellos. La zonación oscilatoria es generalmente débil y puede incluso no ser visible, pero en otros casos es posible distinguirla bien en la zona central o en la más externa de los cristales, dejando una zona intermedia más homogénea. Pocos núcleos presentan una zonación desdibujada o en parches.

Relación Th/U: Esta relación puede usarse para discriminar entre granos de circones magmáticos y metamórficos en las rocas sedimentarias, como una herramienta para los estudios de procedencia (Hartmann y Santos, 2004). Las relaciones Th/U de los *spots* (LA-ICP-MS; *Tabla 8*) de los cristales analizados se encuentran entre 0,33 y 0,88 para G5, con un promedio de 0,53, y para G4 varía entre 0,34 y 1,55, con un promedio de 0,74. Se observó que la relación Th/U de los núcleos es siempre mayor que la de los bordes externos. Las características texturales observadas en la zonación son típicas de circones ígneos, aún para los núcleos, que también poseen valores de Th/U que los vinculan a un origen magmático (Th/U = 0,2 a 1,5; Hartmann y Santos, 2004). En el circón A-I-07 (*Tabla 8*) de la muestra G4 se ha observado una alta concentración de Th (>1,5).

Edades U-Pb: Los resultados para la muestra QP-G1 (n = 3; *Tabla 7, Figura 17B*) dieron una edad principal $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $350,8 \pm 7,1$ Ma (MSWD = 6,4, con un nivel de confianza de 0,95). Para la muestra G4 (n = 16), dos grupos de edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$: una edad más joven y predominante de $355,8 \pm 3,1$ Ma (MSWD = 0,047, con un nivel de confianza de 0,83; *Figura 17C*), y una edad más antigua de $374,9 \pm 9,3$ Ma (MSWD = 0,0067, con un nivel de confianza de 93%; *Figura 17D*). Esta última generalmente corresponde a los núcleos con altos valores de Th/U observados en algunos granos. La muestra G5 (n = 20; *Figura 17A*) arrojó una edad concordia de $345,8 \pm 2,6$ Ma (MSWD = 0,014, con un nivel de confianza de 0,90). La edad más antigua obtenida para la muestra G4 ($374,9 \pm 9,3$ Ma) indica la edad de cristalización inicial del magma en el Devónico Superior, mientras que las edades más jóvenes que presentan la mayoría de los cristales y bordes externos recrystalizados ($345,8 \pm 2,6$ Ma, $355,8 \pm 3,1$ Ma y $350,8 \pm 7,1$ Ma) están relacionadas al magmatismo principal del Carbonífero Temprano (Tournasiano) o cerca del límite Devónico-Carbonífero.

M	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}\#$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}\#$		COE	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}\#$		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}\#$		Pb	U (Pes	Edad	Edad	Edad
	Er1	Er2	Er1	Er2		Er1	Er2	Er1	Er2	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$				$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$		
G	0,42256	0,78	0,05656	0,73	0,936	17,679	0,73	0,05418	0,27	162,	17,	213,	20,00		355	358	379
	6	9	4	2	1	2	2	2	8	9	9	5	0				
	0,41607	0,69	0,05581	0,53	0,765	17,917	0,53	0,05407	0,44	524,	11,	165,	74,86		350	353	374
	7	7	1	1	1	7	1		9	6	1	7	0				
	0,40652	1,23	0,05555	0,72	0,590	18,000	0,72	0,05307	0,99	322,	7,9	112,	42,96		349	346	332
	8		4	4	4	6	4	3	7	7			0				

Referencias: Fracciones magnéticas: # Pb radiogénico corregido por blanco y Pb inicial; U corregido por blanco. - * No corregido por blanco o Pb no radiogénico. - Concentraciones totales de U y Pb corregidos por blanco analítico. - Edades en Ma utilizando el programa Ludwig Isoplot/Ex (1998), constantes de decaimiento recomendadas por Steiger y Jäger (1977). - Blanco durante el análisis = 7pg.

Tabla 7. Tabla de resultados isotópicos de Sm-Nd para tres muestras del Granito Potrerillos y cálculo de las edades modelo correspondientes según el modelo de De Paolo *et al.* (1981).

Muestra	Punto de medición	Concordia 1			$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Edad (Ma)				$^{232}\text{Th}/^{230}\text{Th}$ (%) Discordant	^{206}Pb	Th (ppm)	U (ppm)	Pb (ppm)	Th U						
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Rho 1		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ error	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ error	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ error	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ error												
G4	Zr-148-A-I-01	0,44473	2,48	0,05972	1,56	0,63	0,05401	1,93	374	6	374	9	371	7	1,01	-1	0,0014	621,7	619,1	41,1	1,0042
	Zr-148-A-I-03	0,41482	3,64	0,05615	1,80	0,49	0,05358	3,16	352	6	352	13	354	11	0,60	0	0,0008	194,1	326,3	18,5	0,5949
	Zr-148-A-I-04a	0,44910	4,88	0,06024	2,27	0,46	0,05407	4,33	377	9	377	18	374	16	0,88	-1	0,0036	240,2	276,3	20,1	0,8692
	Zr-148-A-I-04b	0,42082	3,48	0,05708	1,58	0,45	0,05347	3,10	358	6	357	12	349	11	0,64	-3	0,0008	139,4	219,3	15,0	0,6355
	Zr-148-A-I-05	0,41669	3,46	0,05659	1,66	0,48	0,05340	3,04	355	6	354	12	346	11	0,69	-3	0,0006	166,0	242,1	16,4	0,6856
	Zr-148-A-I-07a	0,45715	7,82	0,05914	3,96	0,51	0,05606	6,75	370	15	382	30	455	31	1,56	19	0,0161	2239,3	1444,9	118,8	1,5499
	Zr-148-A-I-07b	0,42038	2,75	0,05684	1,49	0,54	0,05364	2,31	356	5	356	10	356	8	0,60	0	0,0006	298,8	502,8	30,0	0,5942
	Zr-148-A-I-11	0,41886	4,07	0,05516	1,73	0,43	0,05508	3,68	346	6	355	14	415	15	1,03	17	0,0011	230,7	226,3	14,7	1,0194
	Zr-148-A-I-15a	0,42357	2,72	0,05690	1,32	0,49	0,05399	2,37	357	5	359	10	371	9	0,79	4	0,0014	260,1	333,1	23,3	0,7808
	Zr-148-A-I-15b	0,42152	2,08	0,05717	1,01	0,49	0,05348	1,81	358	4	357	7	349	6	0,45	-3	0,0003	226,5	506,1	30,6	0,4475
	Zr-148-A-I-21a	0,42941	2,72	0,05807	1,17	0,43	0,05363	2,46	364	4	363	10	356	9	1,11	-2	0,0006	373,7	339,0	22,8	1,1025
	Zr-148-A-I-21b	0,41717	4,31	0,05668	1,73	0,40	0,05338	3,94	355	6	354	15	345	14	0,34	-3	0,0007	65,0	192,2	12,1	0,3381
	Zr-148-A-I-24	0,40881	4,11	0,05631	1,29	0,31	0,05266	3,90	353	5	348	14	314	12	0,62	-12	0,0012	127,3	205,4	12,1	0,6196
	Zr-148-A-I-25	0,41013	4,72	0,05626	1,49	0,32	0,05287	4,48	353	5	349	16	323	14	0,56	-9	0,0011	105,2	188,6	12,2	0,5579
	Zr-148-A-I-26	0,42330	4,05	0,05685	1,43	0,35	0,05400	3,79	356	5	358	15	371	14	0,51	4	0,0008	84,0	164,3	10,7	0,5112
	Zr-148-A-I-27	0,40778	3,73	0,05511	1,43	0,38	0,05367	3,45	346	5	347	13	357	12	0,53	3	0,0015	136,6	257,6	18,0	0,5302

Muestra	Punto de medición	Concordia 1			$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Edad (Ma)				$^{232}\text{Th}/^{230}\text{Th}$ (%) Discordant	^{206}Pb	Th (ppm)	U (ppm)	Pb (ppm)	Th U						
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Rho 1		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ error	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ error	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ error	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ error												
G5	Zr-148-C-III-01	0,4097	4,85	0,0551	1,69	0,35	0,0539	4,55	346	6	349	17	366	17	0,40	6	0,0022	73,75	188,04	12,14	0,3922
	Zr-148-C-III-03	0,3958	6,21	0,0541	1,71	0,28	0,0530	5,97	340	6	339	21	330	20	0,35	-3	0,0013	42,94	124,30	7,42	0,3454
	Zr-148-C-III-04a	0,4100	4,93	0,0558	1,57	0,32	0,0533	4,67	350	5	349	17	342	16	0,89	-2	0,0016	184,81	210,19	14,32	0,8793
	Zr-148-C-III-04b	0,4125	2,92	0,0559	1,25	0,43	0,0535	2,65	351	4	351	10	350	9	0,45	0	0,0006	141,00	318,44	20,17	0,4428
	Zr-148-C-III-05	0,4085	4,39	0,0555	1,52	0,35	0,0534	4,12	348	5	348	15	346	14	0,34	-1	0,0012	52,57	156,80	11,48	0,3353
	Zr-148-C-III-06	0,4144	3,77	0,0563	1,32	0,35	0,0534	3,53	353	5	352	13	347	12	0,55	-2	0,0013	129,84	235,70	16,15	0,5058
	Zr-148-C-III-09a	0,5589	4,73	0,0738	1,72	0,36	0,0549	4,41	459	8	451	21	409	18	0,34	-12	0,0025	113,12	331,68	23,28	0,3411
	Zr-148-C-III-09b	0,4160	3,20	0,0567	1,39	0,43	0,0532	2,88	356	5	353	11	337	10	0,65	-5	0,0009	147,18	228,48	15,34	0,6442
	Zr-148-C-III-10	0,3852	3,98	0,0528	1,41	0,35	0,0529	3,73	332	5	331	13	324	12	0,53	-2	0,0011	78,74	150,40	10,47	0,5235
	Zr-148-C-III-11	0,3849	6,13	0,0518	1,66	0,27	0,0539	5,90	325	5	331	20	367	22	0,39	11	0,0007	105,50	271,98	15,22	0,3879
	Zr-148-C-III-17	0,4119	3,58	0,0558	1,51	0,42	0,0536	3,24	350	5	350	13	353	11	0,52	1	0,0015	95,37	185,00	12,27	0,5155
	Zr-148-C-III-25	0,4073	3,70	0,0548	1,46	0,39	0,0539	3,40	344	5	347	13	368	13	0,52	7	0,0016	96,03	188,22	11,97	0,5102
	Zr-148-C-III-29 a	0,4642	3,96	0,0623	1,30	0,33	0,0541	3,74	389	5	387	15	374	14	0,78	-4	0,0034	118,60	148,22	12,19	0,8001
	Zr-148-C-III-29 b	0,4008	3,38	0,0545	1,57	0,46	0,0533	2,99	342	5	342	12	342	10	0,47	0	0,0011	115,57	248,91	16,38	0,4643
	Zr-148-C-III-31 a	0,4373	4,17	0,0593	1,51	0,36	0,0535	3,89	371	6	368	15	349	14	0,64	-6	0,0015	130,52	205,24	13,62	0,6359
	Zr-148-C-III-31 b	0,4028	3,82	0,0547	1,20	0,32	0,0534	3,62	343	4	344	13	347	13	0,46	1	0,0025	113,81	248,13	15,93	0,4587
	Zr-148-C-III-33 a	0,4056	3,26	0,0551	1,37	0,42	0,0534	2,96	346	5	346	11	346	10	0,87	0	0,0008	313,86	362,28	22,23	0,8663
	Zr-148-C-III-33 b	0,4247	3,26	0,0575	1,43	0,44	0,0536	2,93	360	5	359	12	353	10	0,40	-2	0,0012	107,76	274,79	16,19	0,3922
	Zr-148-C-III-36 a	0,4024	4,91	0,0542	1,74	0,36	0,0539	4,59	340	6	343	17	365	17	0,77	7	0,0013	179,39	238,55	15,53	0,7520
	Zr-148-C-III-36 b	0,3958	3,87	0,0534	2,01	0,52	0,0537	3,31	336	7	339	13	359	12	0,44	7	0,0010	90,47	204,86	35,24	0,4416

Tabla 8. Tabla de resultados isotópicos de Sm-Nd para tres muestras del Granito Potrerillos y cálculo de las edades modelo correspondientes según el modelo de De Paolo *et al.* (1991).

Morfología de circones: Los circones de la muestra G4 son euhedrales, aunque suelen estar quebrados o fracturados. Pueden presentar algunas aristas algo redondeadas o caras con irregularidades leves o engolfamientos, debido probablemente a un proceso de reabsorción magmática. Algunos de los cristales poseen núcleos relicticos (xenocristales) en los que el proceso de reabsorción es más evidente. En las imágenes MEB-BSE se observa una zonación magmática oscilatoria muy tenue y gradual, e incluso algunos cristales casi homogéneos,

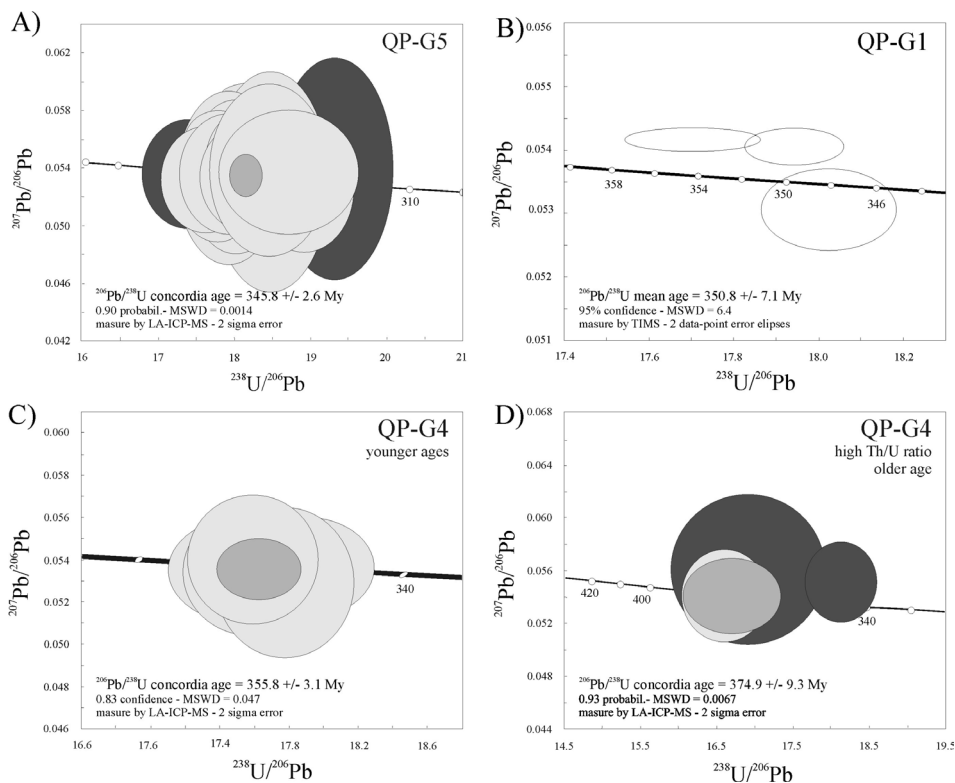


Figura 17. Diagramas concordia (Tera y Wasserburg, 1972) de edades U/Pb obtenidas en las muestras de circones del Granito Potrerillos. A), C), D) por ICP-MS-LA y B) por TIMS. Edades obtenidas para muestras de cristales de A) G5 (n = 20); B) G1 (n = 3); C) y D) G4, anillo externo y núcleo, respectivamente (n = 16).

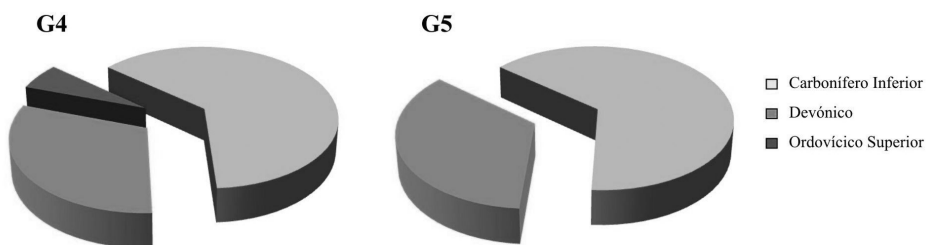


Figura 18. Distribución de edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ en circón obtenidas por ICP-MS-LA para las muestras del Granito Potrerillos. A) G4; B) G5.

indicando que la composición del magma no ha variado mucho durante el crecimiento de los cristales. Aparecen algunos pocos anillos más brillantes en la zona media y luego uno o dos hacia los bordes de los cristales, y sólo en algunos cristales se observan áreas más brillantes y difusas en los núcleos. La zonación magmática es más conspicua en los xenocristales. Estos núcleos son redondeados o anedrales y la superficie limitante suele cortar la zonación magmática interna de los xenocristales. En algunos casos no es clara la existencia de un núcleo relicto. En otros, los núcleos o anillos medios bien marcados presentan fracturas radiales hacia los bordes y algunas fracturas concéntricas paralelas a este anillo; estos sectores se expanden por causa de la mayor concentración de Pb radiactivo generando las fracturas.

Se observan inclusiones hexagonales ($Ap^?$), redondeadas o elongadas. Algunas de ellas son grandes en comparación con el tamaño del cristal y suelen estar distribuidas al azar y otras veces se alinean en concordancia con la zonación magmática interna.

La edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de los núcleos y cristales formados durante la primera etapa de crecimiento varía entre 377 y 364 Ma (Devónico Superior), mientras que la edad de los anillos externos de los circones con núcleos varía entre 358 y 346 Ma (Carbonífero Inferior bajo).

El circón A-I-15 (*Tabla 8*) es un caso particular ya que tiene una edad casi igual en el núcleo (357 Ma) y en el borde (358 Ma) en el sistema $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, y lo mismo ocurre en el sistema $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. Esto puede significar que ha habido pérdida de Pb en el núcleo generando un rejuvenecimiento, o que el núcleo se formó durante la misma etapa de crecimiento magmático que el borde, indicando que no se trata de un xenocristal. Por otro lado, las edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ coinciden con los demás valores de 371 y 349 Ma para núcleo y borde respectivamente.

En la muestra G5 los cristales son euhedrales a subhedrales, suelen tener aristas redondeadas y alguna cara con irregularidades (reabsorción). La presencia de inclusiones es abundante, y en algunos cristales se concentran y alinean siguiendo la zonación magmática. La mayoría de los granos tienen zonación magmática tenue y con anillos anchos/separados. En otros no es evidente una zonación o presentan áreas con zonaciones difusas. Algunos cristales han crecido a partir de un núcleo más acicular y luego se ensancharon. Los núcleos continúan hacia los bordes casi sin superficies de separación claras, por ello es difícil apreciar la presencia de xenocristales internos.

Las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de esta muestra indican que los circones se formaron durante el Carbonífero Inferior, aunque son algo más jóvenes que las de la muestra G4 (entre 325 a 356 Ma). Dos cristales revelaron núcleos con edades del Devónico Medio y Superior (389 y 371 Ma) y un cristal registró una edad ordovícica superior (459 Ma). Este último cristal habría sido incorporado de la roca de caja sedimentaria, aunque en la imagen BSE no se observan características texturales que apoyen esta interpretación.

El circón C-III-33 (*Tabla 8*) tiene una edad más joven en el núcleo (346 Ma, Carbonífero Inferior) que en el borde (360 Ma, Devónico Superior) en el sistema $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, por lo que no es conveniente considerar este dato. Es probable que se haya producido una pérdida de Pb en el núcleo y quizás también en los bordes. El cristal C-III-09 (*Tabla 8*) tiene un núcleo con edad ordovícica superior ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 459 \pm 8$ Ma) y un borde con edad carbonífera inferior ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 356 \pm 5$ Ma). Este sería un cristal asimilado desde la roca de caja ordovícica, aunque la edad de ésta es algo más joven ($440,3 \pm 6,8$, límite Ordovícico-Silúrico; Frigerio, 2008).

Interpretación de los datos U-Pb

Las edades del Carbonífero Superior obtenidas previamente por el método K/Ar en biotita y Carbonífero Inferior obtenidas por $\text{Rb}/\text{Sr}_{(\text{RT})}$ podrían haber sido rejuvenecidas por un evento posterior aunque cercano a la intrusión del granito. Entre el 63 y 65% de las edades concordia $\text{U}/\text{Pb}_{\text{Zr}}$ se ubican dentro del Carbonífero Inferior bajo (Tournasiano; G5: $345,8 \pm 2,6$ Ma; G4: $355,8 \pm 3,1$ Ma y $374,9 \pm 9,3$ Ma), y la edad más antigua en la muestra G5 es del Devónico Superior (*Figura 18A-B*). Las edades de cristalización de G5 caen dentro del Carbonífero Inferior, aunque alcanzan edades más jóvenes que G4. Sobre la base de la relación Th/U toda la población de circones datados tendrían un origen magmático

(Th/U = 0,2 a 1,5). Los estudios isotópicos realizados sugieren que habría un proceso de mezcla de dos magmas, uno más básico y otro más ácido. La mezcla no fue completamente miscible, con evidencias de *mingling* en los afloramientos: e.g. ‘gotas’ y complejos de venas félsicas en los sectores más máficos, enclaves microgranulares máficos en las granodioritas y rocas más félsicas con predominio de magma félsico. Dado que se trata de un plutón bastante superficial, probablemente no hubo suficiente tiempo para que se homogeneice la mezcla de ambos magmas antes de enfriarse. Teniendo en cuenta las evidencias de campo (y geoquímicas) de que el plutón ha sufrido un proceso de *mingling*, y asociando esto a las edades obtenidas en núcleos y bordes de los circones, puede interpretarse que la población de circones del plutón consta de cristales nuevos (formados en el magma híbrido) y cristales previos al proceso de mezcla. Lo más probable es que estos últimos hayan sobrevivido a un proceso de disolución/reabsorción asociado al evento de hibridización por *mingling*, luego del cual continuaron su crecimiento durante el enfriamiento del nuevo sistema. En los casos en que existen núcleos de xenocristales, éstos presentan características ígneas y arrojan edades muy cercanas a los sobrecrecimientos externos. Según lo que se observa en las imágenes MEB, los xenocristales crecieron en un sistema de composición más variable en el tiempo respecto a los bordes, cuyas evidencias son: zonación oscilatoria más conspicua y núcleos más brillantes con BSE, que indicarían una mayor concentración y variación del contenido de elementos traza (Hf, P, Y, REE, U y Th). A pesar de las evidencias de asimilación de bloques de la roca de caja que se observan en el campo, los circones analizados no habrían sido aportados por la roca de caja sino en su mayoría formados *in situ* dentro del magma. Así, el proceso de asimilación parcial de la roca de caja habría sido poco significativo ya sea porque no habría tenido tiempo o temperatura suficiente, quedando como esquistos inyectados y bloques angulosos concentrados localmente dentro del granito. Se interpreta que el magma básico se mezcló con el magma ácido en el Devónico Superior, promoviendo la reabsorción magmática (disolución por sub-saturación del fundido y aumento de temperatura) de los cristales de circón. Aquellos cristales que sobrevivieron quedaron como xenocristales en el fundido. Luego continuó el enfriamiento y crecimiento de los cristales en el nuevo sistema magmático híbrido hasta el Carbonífero Inferior.

Isótopos de Sm y Nd

Una edad modelo “manto deprimido” (T_{DM}) es una estimación del momento en el cual la roca se separó de su fuente mantélica. Para rocas ígneas y meta-ígneas es una buena estimación de la “edad de formación cortical”. En el caso de los granitoides derivados del manto, la edad modelo registra la edad de fraccionamiento del precursor basáltico del granitoide, y se asume que está muy cerca de la edad de cristalización del mismo. Para los granitoides que derivan de la fusión parcial de corteza continental antigua, las edades modelo indican la edad de la fuente cortical que los originó; esto es posible ya que los procesos de fraccionamiento intracorticales no disturban el sistema Sm-Nd. Sin embargo, es común que los granitoides sean resultado de una mezcla de fuentes cortical y mantélica; en este caso la edad modelo da un resultado intermedio.

Para el Granito Potrerillos se obtuvieron edades T_{DM} más antiguas (G1: 630Ma, G4: 620Ma, G10: 850Ma) usando el modelo propuesto por De Paolo *et al.* (1991), en el que se consideran dos etapas de diferenciación magmática, que el modelo de De Paolo (1981, G1: 469 Ma, G4: 475 Ma, G10: 630 Ma) en el que se considera una sola etapa de diferenciación.

Los valores de ϵ_{Nd} positivos a ligeramente negativos de las muestras del Granito Potrerillos (Figura 19A-B, Tablas 9 y 10) estarían indicando una fuente mantélica/magma poco contaminado durante su ascenso y emplazamiento en la corteza. Esto podría deberse a una corteza delgada o a un ascenso rápido del magma, de manera que el sistema no se haya llegado a contaminar significativamente. Acorde con los valores positivos o poco negativos de ϵ_{Nd} se prefirió usar el modelo de De Paolo (1981), considerando que el magma no debió haberse diferenciado demasiado como sería de esperar en el modelo de dos etapas.

Consideraciones finales

El Granito Potrerillos es un plutón compuesto por una variedad de facies composicionales entre las que dominan las monzonitas y granodioritas. Son rocas ricas en biotita y plagioclasa, y como minerales accesorios presentan apatita y circón. En dioritas y gabros llega a ser

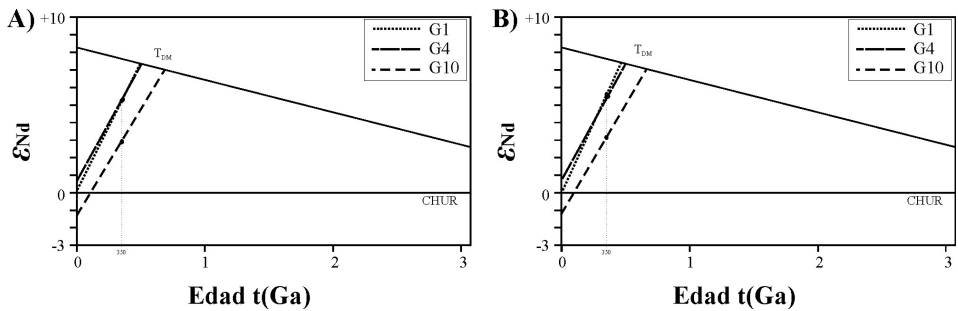


Figura 19. Gráfico Nd versus edad (t), en el que se muestran las edades modelo obtenidas para las muestras analizadas del Granito Potrerillos. A) según modelo de De Paolo (1981); B) según modelo de De Paolo (1991).

Muestra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	error (ppm)	? $\text{Nd}_{(0)}$	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$	t (Ma)	TDM
G1	9.10	68.80	0.07995	0.51264	18	0.04	5.25	350	469
G10	6.07	36.99	0.09919	0.51257	15	-1.33	3.03	350	630
G4	4.05	26.73	0.09164	0.51267	19	0.62	5.32	356	475

Tabla 9. Análisis U-Pb en circones por ID-TIMS de la muestra G1 (n=3)

Muestra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	error (ppm)	? $\text{Nd}_{(0)}$	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$	t (Ma)	TDM
G1	9.10	68.80	0.07995	0.51264	18	0.04	5.30	350	630
G4	4.05	26.73	0.09164	0.51267	19	0.62	5.40	356	620
G10	6.07	36.99	0.09919	0.51257	15	-1.33	3.00	350	850

Tabla 10. Resultados de datos de U-Pb en circón obtenidos por LA-MC-ICP-MS para las muestras G4 y G5 del Granito Potrerillos.

importante la titanita. Hay evidencias de asimilación de la roca de caja, representadas por enclaves esquistosos ricos en biotita. Las características observadas principalmente en los afloramientos (enclaves máficos, zonas heterogéneas de inmiscibilidad), han permitido identificar un proceso de *mingling* entre dos magmas de distinta composición. La presencia de filones sin-magmáticos aplíticos indica un comportamiento rígido de la roca de caja durante el enfriamiento. Los crecimientos secundarios observados en cristales de circón y apatita pueden relacionarse a distintas etapas de crecimiento durante el magmatismo y/o al crecimiento luego de la asimilación de bloques de la roca de caja. La presencia de miarolas rellenas, lentes pegmatíticas marginales y los abundantes enclaves de la roca de caja sedimentaria sugieren un emplazamiento en profundidades someras.

El granito está deformado y ha sido afectado por metamorfismo regional de medio a bajo grado junto a la roca de caja sedimentaria, en la cual además generó una aureola de contacto caracterizada por el moteado de las facies finas y crecimiento de biotita.

Por los datos obtenidos, el Granito Potrerillos es un plutón de arco relacionado a subducción de composición principalmente monzonítica emplazado a bajas profundidades. Las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ubican el pulso magmático principal en el Carbonífero Temprano (Tournasiano), cerca del límite Devónico-Carbonífero, mejorando la edad previa de enfriamiento K/Ar_(B). La edad más antigua Devónico Superior obtenida en la muestra G4 corresponde a núcleos de circones ígneos que pudieron haberse formado en un pulso magmático previo posteriormente invadido por el evento magmático principal del Carbonífero. Los núcleos discordantes parecen haber sido cristales magmáticos tempranos reabsorbidos antes de ser incorporados al pulso principal o durante el proceso de *mingling*.

El Granito Potrerillos se ubica en un área compleja con respecto a la evolución y marco geotectónico regional (*Figura 1*), intruyendo a metasedimentitas ordovícicas de la Precordillera riojana y siendo tradicionalmente considerado dentro del arco magmático gondwánico de Cordillera Frontal. Las características petrológicas y geoquímicas del Granito Potrerillos son consistentes con un ambiente tectónico de arco volcánico, relacionado a procesos de subducción en un margen continental activo. Esta característica también se observa en los metasedimentos de la roca de caja, la cual posee una edad máxima de sedimentación ordovícica (a silúrica). Las características geoquímicas de los metasedimentos de la roca de caja (Frigerio, 2008b) coinciden con las del plutón para un ambiente de arco magmático continental, aunque no necesariamente del mismo ciclo.

Considerando las relaciones estratigráficas y estructurales observadas, la actividad magmática principal ocurrió antes de las fases tectónicas Río Blanco y San Rafael, las cuales pudieron haber reseteado el sistema K/Ar. Las edades U/Pb obtenidas relacionarían al plutón a la fase tectónica Chánica (sincrónica), pero considerando las características observadas en los afloramientos (discordantes respecto a la roca de caja sedimentaria y de morfología subcircular especialmente), y su signature geoquímica intermedia con composiciones principalmente monzoníticas-granodioríticas, puede ser considerado dentro de los granitoides tardío a post-tectónicos de la orogenia Famatiniana (*e.g.* González *et al.*, 2006).

La diferencia de edades con los cuerpos plutónicos cercanos es pequeña, sin embargo, mientras que los granitoides del cerro de Las Tunas, sierra del Peñón y cerro Comecaballos pertenecen a los inicios del ciclo magmático gondwánico, de acuerdo con los resultados obtenidos hasta el momento para el Granito Potrerillos se lo considera aquí dentro de los estadios finales del ciclo Famatiniano (fase Chánica).

Agradecimientos

Se agradece al árbitro, Dra. Brígida Castro, y al Comité Editorial del Simposio por las sugerencias y correcciones que ayudaron a mejorar el manuscrito. Al CONICET por el apoyo económico recibido a través del PIP 0647.

Bibliografía

- Aceñolaza, F.G. y Bernasconi, A. 1969. Sobre la edad de las intrusivas que afloran en el sector norte de la Precordillera riojana: Área del Río Bonete. *IV Jornadas Geológicas Argentinas*, Mendoza, Actas 2: 61-67.
- Aceñolaza, F.G., Toselli, A.J. y Bernasconi, A. 1971. La Precordillera de Jagüé, La Rioja, Argentina. Su importancia geológica y estructural. *Acta Geológica Lilloana*, 14: 257-290.
- Brown, G.C., Thorpe, R.S. y Webb, P.C. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society*, 141: 413-426.
- Caminos, R. 1972. Perfil geológico de la Cordillera entre los 28° 00' y los 28° 30' de latitud sur, provincia de La Rioja, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 27: 71-83.
- Caminos, R. y Fauqué, L. 2004. Descripción geológica de la hoja 2969-II Tinogasta, Escala 1:250.000. *Servicio Geológico Minero Argentino*, Buenos Aires, 100: 1-85.
- Chappell, B. y White, A. 1984. I and S type granites in the Lachland Fold Belt, SE Australia. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 83: 1-26.
- Cox, K.G., Bell, J.D. y Pankhurst, R.J. 1979. The interpretation of igneous rocks. *Allen and Unwin*, London. 450 pp.
- De Paolo, D.J. 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291: 193-196.
- De Paolo, D.J., Linn, A.M., Schubert, G. 1991. The continental crustal age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the Southwestern United States. *Journal of Geophysical Research*, 96: 2071-2088.
- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W., Young, G.M. 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23: 921-924.
- Frigerio, P.V. 2008a. El Granito Potrerillos, noroeste de La Rioja: un plutón relacionado a subducción en el extremo norte del Terreno Precordillera. *XVII Congreso Geológico Argentino*, Jujuy, Actas 3: 1014-1015.
- Frigerio, P.V. 2008b. Caracterización de la Formación Río Bonete en el perfil de la Quebrada de Potrerillos, Precordillera de Jagüé, La Rioja: implicancias geotectónicas. *XVII Congreso Geológico Argentino*, Jujuy, Actas 3: 1012-1013.
- Frigerio P.V., Cingolani, C.A., Chemale Jr., F. 2009. Edades U/Pb de circones detriticos de metasedimentitas Ordovícico-Silúricas de la Precordillera de Jagüé, La Rioja, Argentina. *Simposio 45 años de geocronología no Brasil*, Centro de Pesquisas Geocronológicas, Instituto de Geociencias, Universidad de Sao Paulo, Sao Paulo, Resúmenes Expandidos: 245-247.
- Frigerio P.V., Cingolani, C.A., Chemale Jr., F., Basei, M.A.S. 2010. U-Pb ages of the subduction related Potrerillos pluton, northern Cuyania terrane, La Rioja province, Argentina. VII South American Symposium on Isotope Geology, Brasilia, Actas: 162-165.
- González, P.D., Sato, A.M., Llambías, E.J. y Basei, M.A. 2006. Deformación y edad de plutones y diques monzonítico graníticos post-orogénicos tempranos del oeste de la Sierra de San Luis. *Serie de Correlación Geológica*, 21: 105-132.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A. y Tindle, A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. En: Coward, M.P. y Reis A.C. (Eds.), *Collision tectonics. Geological Society of London Special Publication*, 19: 67-81.
- Hartman, L.A. y Santos, J.O.S. 2004. Predominance of high Th/U, magmatic zircon in Brazilian Shield sandstones. *Geology*, 32: 73-76.
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- Krauskopf, K.B. y Bird, D.K. 1995. Introduction to geochemistry. *McGraw-Hill Inc.*, New York, 646 pp.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 78: 277-279.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R. y Zanettin, B. 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of igneous rocks. *Blackwell Scientific*, Oxford, 193 pp.
- Llambías, E.J. 1999. Las rocas ígneas gondwánicas. En: Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales*, Buenos Aires, Anales 29: 349-363.

- Llambías, E.J. y Caminos, R. 1987. El magmatismo neopaleozoico de Argentina. En: Archangel'sky, S. (Ed.), El Sistema Carbonífero en la República Argentina, *Academia Nacional de Ciencias*, Córdoba, 253-280.
- Ludwig, K.R. 2001. Using Isoplot/Ex. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center, Special Publication*, Berkeley.
- Maisonave, H.M. 1979. Hoja geológica 14c - Cerros Cuminchango, provincias de La Rioja y Catamarca, Escala 1:200.000. *Carta Geológica Económica de la República Argentina, Servicio Geológico Nacional*, Buenos Aires, Boletín 162, 86 pp.
- Martina, F. y Astini, R.A. 2009. Geología de la región del río Bonete en el antepaís andino (27°30'LS): extremo norte del terreno de precordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 64: 312-328.
- Nesbitt, H.W. y Young, G.M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299: 715-717.
- Pearce, J.A. 1983. Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En: Hawkesworth, C.J. y Norry, J.M. (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. *Shiva, Nantwich*, 230-249.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. y Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretations of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.
- Rollinson, H. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. *Longman Scientific & Technical, John Wiley and Sons*, New York, 352 pp.
- Shand, S.J. 1927. *The Eruptive Rocks*. *John Wiley*, New York, 360 pp.
- Steiger, R.H. y Jager, E. 1977. Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 36: 359-362.
- Sun, S. y McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A.D. y Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, *Geological Society of London Special Publication*, 42: 313-345.
- Tera, F. y Wasserburg, G. 1972. U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 14: 281-304.
- Thornton, C.P. y Tuttle, O.F. 1960. Chemistry of igneous rocks. I. Differentiation index. *American Journal of Sciences*, 258: 664-684

Recibido: 4 de diciembre de 2009

Aceptado: 10 de junio de 2010