



CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA Y GEOQUÍMICA DE LOS GRANITOS

GUAZUNAMBÍ, POLICLÍNICA Y YERBAL, NE DE URUGUAY

PETROGRAPHIC AND GEOCHEMICAL CHARACTERIZATION OF THE GRANITES

GUAZUNAMBÍ, POLICLÍNICA AND YERBAL, NE OF URUGUAY.

Fort, S. ⁽¹⁾; Peel, E. ⁽¹⁾

1 - Instituto de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias, Universidad de la República.
Iguá 4225 CP11400
fortsantiago92@gmail.com

Recibido: 30/03/20

Aceptado 17/06/20

Publicado: 15/09/20

Editores: MSc. Fernando Scaglia

revista@sociedadgeologiauy.org

PEDECIBA Isidoro de María 1614, piso 6 – Montevideo – Uruguay Tel: 2929 0318-Int. 1612/1613

www.sociedadgeologiauy.org

RESUMEN

En la porción noreste del Uruguay ocurren cuerpos graníticos que no han sido estudiados con detalle y que corresponden a la magmatogénesis Brasiliana, asociada al Cinturón Dom Feliciano. En este trabajo se presenta el estudio geoquímico y petrográfico de tres de estos cuerpos: los granitos Guazunambí, Policlínica, y Yermal. Si bien la mineralogía de los tres cuerpos graníticos está compuesta por cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa y biotita, las diferencias fundamentales radican en la mineralogía accesorio. Mientras que el granito Policlínica presenta únicamente zircón como fase mineral accesorio, los granitos Guazunambí y Yermal presentan zircón, titanita y epidoto, con la particularidad de que el Guazunambí presenta también fluorita. Las evidencias de deformación observadas en cuarzo y feldespatos para el granito Guazunambí indican que sufrió un episodio de deformación que alcanzó una temperatura de al menos 400° - 450° C. Sobre el granito Yermal se reconocen dos facies, una facies de monzogranito rosado y una facies denominada leucogranito blanco. Ambas presentan características petrológicas y geoquímicas diferentes. El análisis litogeoquímico de estos cuerpos indica que se trata de monzogranitos con carácter peraluminoso, pertenecientes a la serie calcoalcalina de alto K. Se establece un ambiente post-colisional para todos ellos y se clasifica a los granitos Guazunambí, Policlínica y Yermal

como granitos de alto Ba-Sr. Se sugiere como fuente de estos cuerpos la fusión parcial de rocas corticales, con la participación de rocas máficas en baja proporción.

Palabras clave: Granitos; Neoproterozoico; Petrología; Cinturón Dom Feliciano; Uruguay

ABSTRACT

In the northeastern portion of Uruguay occur several granitic bodies related to the evolution of the Dom Feliciano Belt during the Brasiliano orogenic cycle. In this work it is presented the geochemical and petrographic study of three of these granitic bodies known as: Guazunambí, Policlínica, and Yerbal. Although the mineralogy of the three granitic bodies is composed of quartz, alkali feldspar, plagioclase and biotite, the fundamental differences lie in the accessory mineralogy. While Policlínica Granite has only zircon as the accessory mineral phase, Guazunambí and Yerbal granites have zircon, titanite and epidote. As a peculiarity, Guazunambí Granite also contains fluorite as accessory mineral. The evidence of deformation observed in quartz and feldspars in Guazunambí Granite indicates that it underwent a deformation episode that reached temperatures of at least 400° - 450 ° C. Two facies are recognized on Yerbal Granite, a pink monzogranite facies and white leucogranite facies. Both facies have different marked petrological and geochemical characteristics. The geochemical analysis indicates that all these bodies are monzogranites with a peraluminous character, belonging to the high-K calc-alkaline series. A post-collisional environment is established for all of them, also being classified as high Ba-Sr granites. The partial fusion of crustal rocks is suggested as a source of these bodies, with the participation of mafic rocks in low proportion.

Key words: Granites; Neoproterozoic; Petrology; Dom Feliciano Belt; Uruguay.

INTRODUCCIÓN

La región este del Uruguay presenta gran cantidad de cuerpos graníticos de pequeño y mediano porte que son asociados a la intensa actividad magmática desarrollada durante el ciclo Brasiliano-Panafricano (Basei et al., 2000, 2001, Fragoso Cesar, 1980; Hartmann et al., 2002; Nardi y Frantz, 1995; Oyhançabal, et al, 2007, 2009; Philipp y Machado, 2005; Preciozzi, et al., 1999). Los estudios disponibles para la mayoría de estos cuerpos tienen carácter regional, por lo que información básica de campo, petrográfica y geoquímica es bastante escasa. Particularmente, en los departamentos de Treinta y Tres y Cerro Largo, ocurren varios plutones graníticos de edades neoproterozoico-cámbricas, con escasa información petrográfica y geoquímica; entre ellos se encuentran los granitos Guazunambí, Policlínica, y Yermal, objetivos de este trabajo.

Las rocas graníticas son las más abundantes de la corteza continental, y se generan en diversos ambientes geotectónicos, desde orogénicos a anorogénicos. Existe cierto consenso en la literatura actual de que para la mayoría de los casos los magmas graníticos son el producto de procesos evolutivos complejos que involucran más de una fuente (Barbarin, 1999; Chen y Grapes, 2007; Patiño Douce, 1999). Las herramientas de estudio disponibles han permitido a nivel mundial, diferenciar esos procesos y, en muchos casos, obtener evidencias satisfactorias sobre las fuentes involucradas en la generación de esos magmas y los ambientes de formación.

Se pretende con este trabajo contribuir a la caracterización del magmatismo asociado a la orogenia Brasiliana en la región noreste del Uruguay, a través del estudio petrográfico y geoquímico de los granitos de Guazunambí, Policlínica y Yermal.

MARCO GEOLÓGICO

El Cinturón Dom Feliciano (CDF) es un orógeno marginal al Cratón del Río de la Plata (CRP - Almeida et al., 1973) formado durante la amalgamación de Gondwana occidental (Fragoso Cesar, 1980). Se extiende desde el sur de Uruguay hasta el estado de Santa Catarina en Brasil, y es considerado el resultado de la colisión entre el CRP y el Cratón de Kalahari (Fragoso Cesar, 1980; Porada, 1979). Según Basei et al., (2000) se compone de tres grandes unidades: un Cinturón Granítico, un Cinturón Metamórfico y Cuencas de antepaís ([Figura 1](#)).

El Cinturón Granítico se compone de varios plutones, donde los batolitos Aiguá, Pelotas y Florianópolis son los principales. Algunos autores consideran estos cuerpos como la raíz de un arco magmático (Basei et al., 2008; Basei et al., 2005; Basei et al., 2000; Fragoso Cesar, 1980; Passarelli et al., 2011). Hipótesis alternativas interpretan a la mayoría de la granitogénesis neoproterozoica como correspondiente a un magmatismo post-colisional durante deformación transcurrente (Bitencourt y Nardi, 2000; Lara et al., 2017; Oyhantçabal et al., 2007, 2009; Philipp et al., 2016).

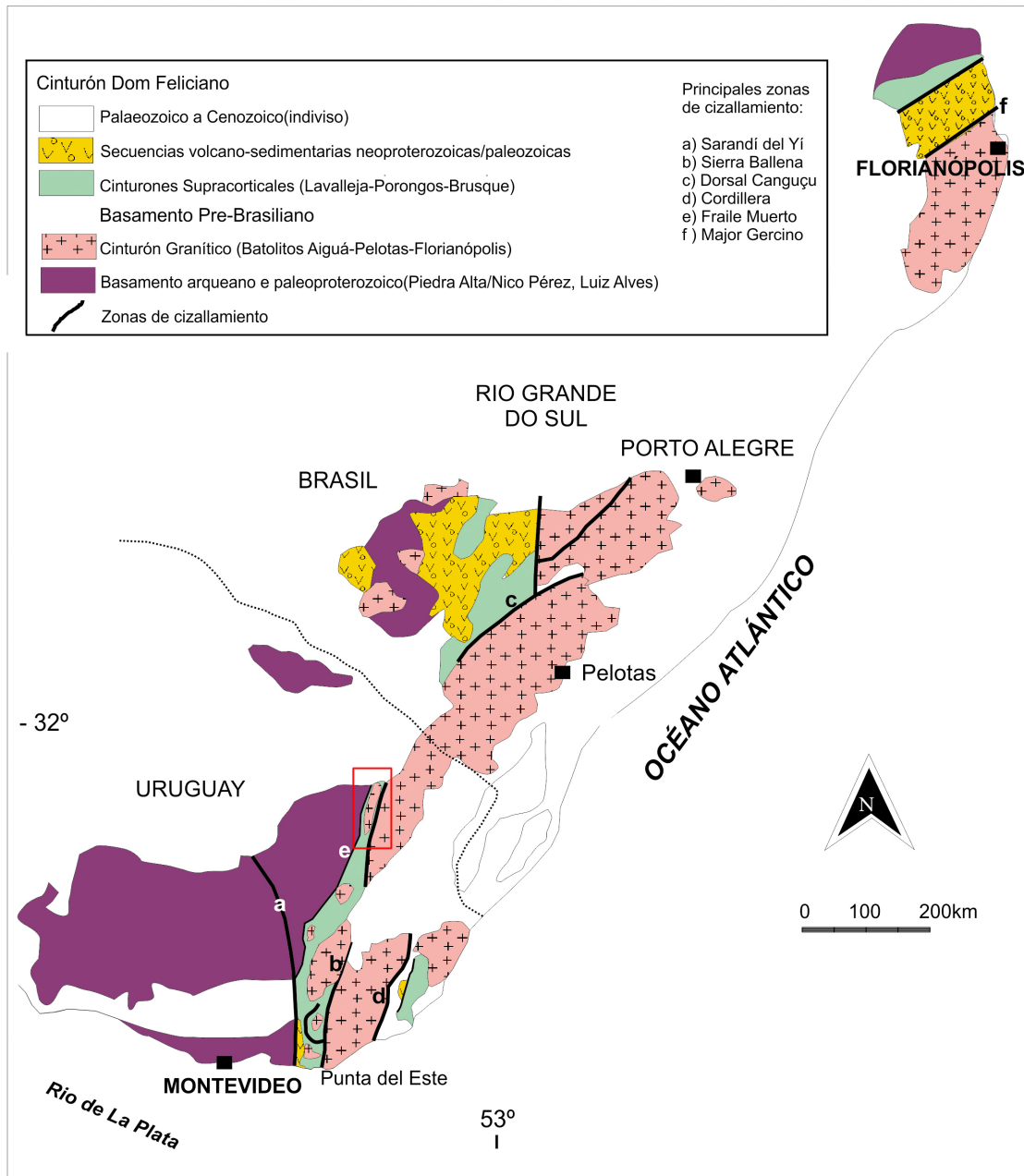


FIGURA 1. Distribución esquemática de las principales unidades del Cinturón Dom Feliciano. Editado de Sánchez Bettucci et al., (2010). La zona de trabajo está señalada por el rectángulo rojo.
FIGURE 1. Schematic distribution of the main units of the Dom Feliciano Belt. Edited from Sánchez Bettucci et al., (2010). The worked area is indicated by the red rectangle.

El Cinturón Metamórfico constituye una secuencia meta-volcanosedimentaria de pliegues y corrimientos que comprende sucesiones pre-colisionales neoproterozoicas y mesoproterozoicas. El metamorfismo registrado varía desde grado muy bajo a facies anfíbolita. En el área de estudio estas sucesiones corresponden al Grupo Lavalleja (Sánchez Bettucci et al., 2010), que es considerado ser equivalente al Grupo Porongos en Río Grande del Sur y al Grupo Brusque en Santa Catarina (Basei et al., 2000; Masquelin et al., 2017; Pertille et al., 2015).

Las cuencas de antepaís (sensu Sánchez Bettucci et al., 2010) son varias sucesiones volcánicas y sedimentarias (Grupo Arroyo del Soldado y Grupo Maldonado según Gaucher et al., 2004; Pecoits et al., 2004; Teixeira et al., 2004) que incluyen depósitos marinos a molásicos asociados a la evolución post-colisional del cinturón contra el CRP.

Según Oyhantçabal et al. (2009) tres episodios de magmatismo son descritos para el CDF en Uruguay en base a datos geocronológicos: (a) el primero está ubicado entre los 850 y 750 Ma, asociado a rifting (b) metamorfismo de alta temperatura y magmatismo granítico de edad 650-600 Ma, a este magmatismo se le asocia la formación del Cinturón Granítico (Basei et al., 2000), y (c) un tercer evento de magmatismo tardío entre los 580-560 Ma asociado con transpresión y caracterizado por ser calcoalcalino de alto K.

De los tres cuerpos estudiados en este trabajo, únicamente el Granito Guazunambí cuenta con datos geocronológicos a través de la sistemática Rb/Sr. Kawashita et al. (1999) señalan para ese granito una edad isocrónica Rb/Sr de 532 ± 11 Ma. En los últimos años más datos geocronológicos han sido publicados para la granitogénesis del Cinturón Dom Feliciano, ajustándose así las edades de los episodios magmáticos mencionados anteriormente (Basei et al., 2000; Gaucher et al., 2008; Gaucher, et al., 2014; Lara, et al., 2017, 2020; Oyhantçabal et al., 2007; Peel et al., 2015; Rapalini et al., 2015). Oriolo et al., (2016) dividen al CDF en Uruguay en dos sectores: el dominio este y el dominio oeste. El magmatismo neoproterozoico dentro del dominio este posee edades de entre 616 Ma (Basei et al., 2000; Gaucher et al., 2014; Lara et al., 2016; 2017; Oyhantçabal et al., 2007) y 543 ± 7 Ma (Basei, et al, 2013) mientras que dentro del dominio oeste las edades varían entre 634 ± 7 (Lara et al., 2017) para el granito Sierra de los Caracoles, hasta 583 ± 7 Ma (Gaucher et al., 2008) para el granito Mangacha.

RELACIONES DE CAMPO, PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

Relaciones de campo

Los granitos Guazunambí, Yerbal, y Policlínica se encuentran intruyendo al basamento gnéssico-anfibólico precámbrico del área, y a la Formación Yerbal (Gaucher, 2000). Hacia su borde Este pueden encontrarse en contacto con la ZCSB (Figura 2). Tanto el granito Yerbal como el granito Guazunambí, presentan una geometría elíptica, donde su eje mayor es paralelo a la dirección de la ZCSB. La fracturación dominante para estos cuerpos es predominantemente N30 – N60, debido a que estos cuerpos se encuentran afectados por la ZCSB. El granito Policlínica muestra también una geometría elíptica, pero a diferencia de los otros dos cuerpos presenta la dirección de su eje mayor

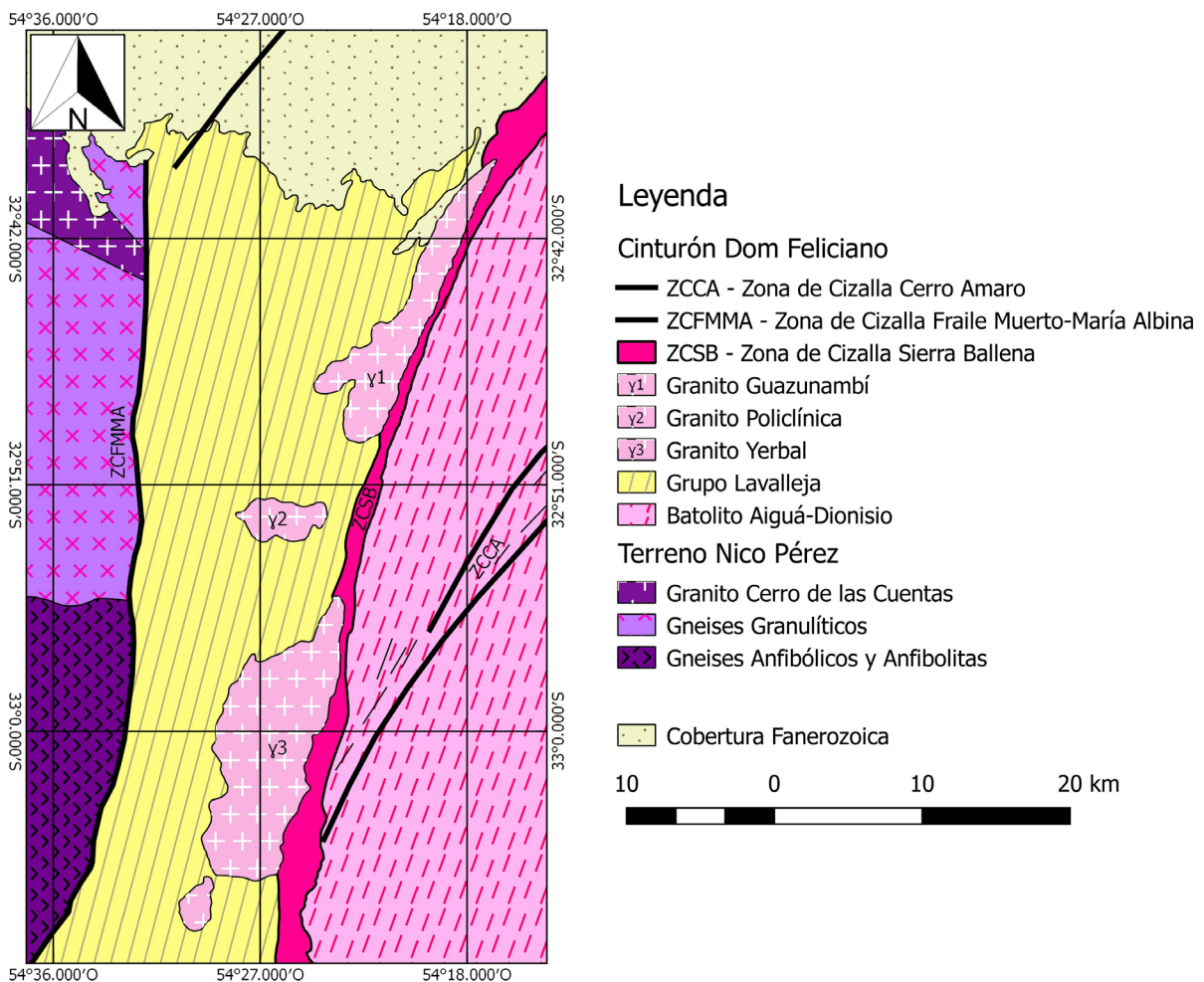


FIGURA 2. Mapa geológico del área de estudio (modificado de Bossi y Ferrando, 2001; DINAMIGE, 2015; Preciozzi et al., 1984a, 1984b; Preciozzi et al., 1985).

FIGURE 2. Geological map of the study area (modified from Bossi and Ferrando, 2001; DINAMIGE, 2015; Preciozzi et al., 1984a, 1984b; Preciozzi et al., 1985).

perpendicular a la dirección de la ZCSB, ubicándose en el centro de un bloque delimitado por las zonas de cizallamiento de Sierra Ballena y Fraile Muerto – María Albina. Hacia el centro de los tres macizos se puede observar fracturas, que tal como informan Bossi y Navarro (2001), podrían interpretarse como fracturación generada durante la etapa de enfriamiento del cuerpo granítico, que al aumentar su espaciado hacia el centro aumenta también el tamaño de las bochas aflorantes, pudiendo alcanzar y superar los 5m de diámetro en algunos casos.

Descripción mesoscópica de los cuerpos graníticos

Se trata de tres granitos leucocráticos de color rosado que presentan fracturación generalizada. Esta fracturación se incrementa en el sector norte del granito Guazunambí, cercano a la zona de cizalla de Sierra Ballena (ZCSB). En muestra de mano presentan una textura granular isótropa, inequigranular, hipidiomórfica, de tamaño medio a grueso. Se encuentran compuestos principalmente por cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa y biotita. Los granitos Guazunambí y Policlínica no presentan cambios faciológicos destacables. Sin embargo, en el granito Yerbal se puede distinguir dos facies, una principal y mayoritaria, descrita aquí como facies de monzogranito rosado; y otra asociada al contacto sureste con el basamento gnéissico-anfibólico, descrita aquí como facies leucogranítica de color blanco ([Figuras 3](#)).

Petrografía

Granito Guazunambí

La observación microscópica indica la presencia de cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino, biotita, minerales opacos y accesorios tales como esfena, circón, epidoto y fluorita. Una textura fanerítica de tamaño de grano medio, inequigranular y fracturación elevada. El cuarzo xenomorfo y con dimensiones entre 0,3mm y 1,7mm, muestra signos de deformación a través de extinción ondulante, bordes suturados, bulging, rotación de subgranos y fracturación elevada (Figura 3B). Es común encontrar en zonas cercanas a la ZCSB un aumento importante en la deformación y recristalización del cuarzo.

Las plagioclasas ocurren con dimensiones de entre 0,4 mm y 2,0 mm. Son subautomorfas, con importante fracturación, mostrando extinción ondulante, bulging y en algunos casos es posible

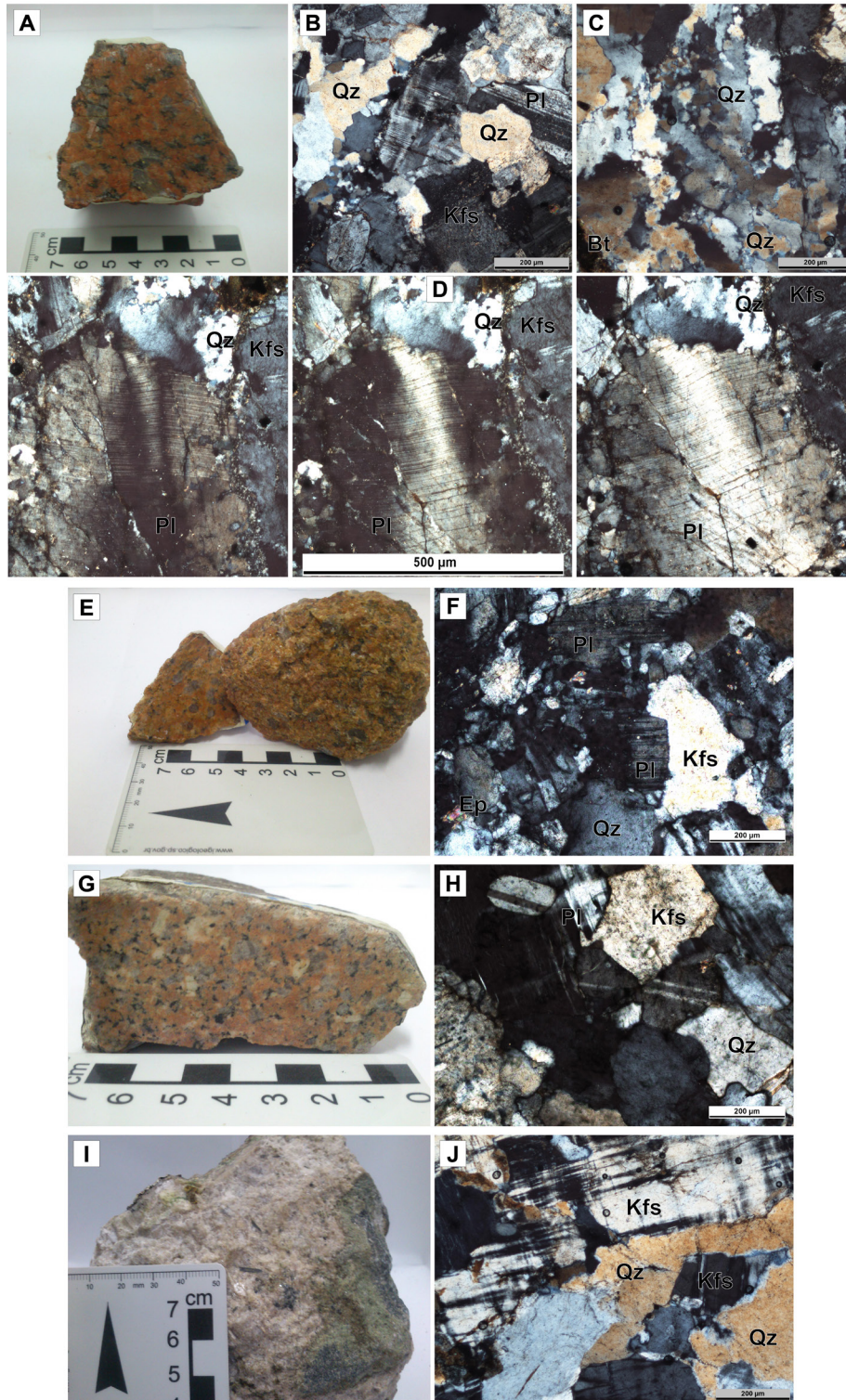


FIGURA 3. Granito Guazuñambí: A) Muestra de mano. B, C) Fotomicrografías con luz polarizada. D) Cristal de plagioclasa mostrando extinción ondulante y la macla polisintética deformada. Granito Policlínica: E) Muestra de mano. F) Fotomicrografías con luz polarizada. Granito Yerbal - Facies Monzogranito Rosado: G) Muestra de mano. H) Fotomicrografías con luz polarizada. Granito Yerbal - Facies Leucogranito Blanco: I) Muestra de mano. J) Fotomicrografías con luz polarizada. Abreviaciones minerales siguiendo a Siivola & Schmid, (2007)

FIGURE 3. Guazuñambí granite: A) Hand sample. B, C) Photomicrographs with polarized light. D) Plagioclase crystal showing undulating extinction and deformed polysynthetic twin. Policlínica Granite: E) Hand sample. F) Photomicrographs with polarized light. Yerbal Granite - Pink Monzogranite Facies: G) Hand Sample. H) Photomicrographs with polarized light. Yerbal Granite - White Leucogranite Facies: I) Hand sample. J) Photomicrographs with polarized light. Mineral abbreviations following Siivola & Schmid, (2007).

encontrar antipertitas y cristales donde se observa el maclado polisintético acuñado e incluso altamente deformado (curvo). También aparecen fenómenos de alteración secundaria (sericitización) de los cristales de plagioclasa, aunque poco abundante.

Los feldespatos alcalinos varían sus dimensiones entre 0,3 mm y 3,0 mm. Presentan geometría subautomorfa a xenomorfa, observándose fenómenos de sericitización. La presencia de pertitas es común en los feldespatos de mayor tamaño.

Biotita de diversos tamaños ($\leq 0,8$ mm) son observadas. Se distingue la ocurrencia de biotita primaria en cristales alargados subautomorfos y dispersos en la muestra. En algunos casos se observa un cambio en su coloración, pasando de color verde en el centro a pardo en el borde, evidenciando procesos de oxidación. Asimismo, la presencia de biotita secundaria es común ocurriendo como relleno de fracturas, asociada a minerales opacos.

Dentro de los minerales accesorios se observó esfero automorfo como inclusión en cristales de cuarzo y biotita. También hay pistacita automorfa de entre 0,25 mm a 0,75 mm asociada a biotita, apatito y opacos. El circón se encuentra subautomorfo a automorfo disperso en dimensiones cercanas a 1mm. El apatito es muy poco abundante, se encuentra automorfo y en dimensiones que no supera el 0,75mm. Se encuentra fluorita xenomorfa cuya dimensión varía entre 0,1 mm y 0,75 mm. La roca no muestra gran variedad de opacos, encontrándose únicamente cristales de magnetita subautomorfa a automorfa, de geometría principalmente prismática cúbica. Se encuentran dispersos en la roca cuando se trata de magnetita primaria, aunque es común encontrar cristales aglomerados y asociados con biotita cuando se trata de magnetita secundaria.

Granito Policlínica

Compuesto principalmente por cuarzo, feldespatos, micas, minerales opacos, y circón como mineral accesorio. De textura fanerítica, con tamaño de grano medio, inequigranular, El cuarzo ocurre xenomorfo con dimensiones entre 0,2 mm y 1,3 mm, mostrando extinción ondulante y fracturación (Figura 3D). Es posible encontrar cristales mostrando desde contactos rectos, bulging e incipiente rotación de subgranos.

Los cristales de plagioclasa poseen dimensiones que varían entre 0,3 mm y 2,2 mm, se encuentran subautomorfos observándose extinción ondulante. Además, es posible encontrar cristales con macla

polisintética acuña. Es común observarlos fracturados y alterados a sericita.

Los feldespatos alcalinos con dimensiones que pueden alcanzar de 3,0 mm a 4,0 mm, se encuentran mostrando extinción ondulante, fracturación, y es común la ocurrencia de pertitas. Se observan fenómenos de sericitización, y presentan geometría xenomorfa, en raras ocasiones inclusiones de circón.

Las micas están representadas por cristales de biotita y muscovita. La biotita principalmente xenomorfa se encuentra de pequeño tamaño ($\leq 0,6$ mm), no muestra una orientación preferencial, presenta tonalidades verde pardas y aparece dispersa como biotita primaria. A su vez aparece asociada a opacos y a fracturas, con tonos marrones oscuros cuando se trata de biotita secundaria. La muscovita se observa con geometría xenomorfa dispersa en la muestra en muy baja proporción (inferior al 1%), sin orientación preferencial y asociada generalmente a biotita.

En cuanto a los opacos se determinó presencia de magnetita mostrando hábito predominantemente cúbico. Se encuentra dispersa en la roca y rodeada generalmente por biotita, aunque se la puede encontrar formando pequeñas aglomeraciones y asociada a pequeñas fracturas (secundaria). Como mineral accesorio se observa escaso circón subhedral como inclusión en los minerales principales.

Granito Yermal - Facies de monzogranito rosado

Este granito se encuentra compuesto por cuarzo, feldespatos, micas, minerales opacos y accesorios tales como esfena, circón, y epidoto. De textura fanerítica, con tamaño medio, inequigranular, (Figura 3F).

El cuarzo se encuentra xenomorfo, con tamaños que varían entre 0,25 mm y 2,0 mm, mostrando fracturación, extinción ondulante, bulging y rotación de subgranos.

Las plagioclasas se encuentran principalmente subautomorfas con dimensiones entre 0,5 mm y 2,5 mm, fracturadas y con extinción ondulante. La macla polisintética puede aparecer en forma de cuña. Los feldespatos alcalinos presentan geometría xenomorfa y es común observar pertitas. Aparecen mostrando extinción ondulosa y sus dimensiones varían entre 0,3 mm y 2,0 mm. Se observan fenómenos de sericitización en los cristales de feldespato alcalino y plagioclasa.

La biotita es de geometría subautomorfa en dimensiones que no superan 1,0 mm y principalmente se encuentra dispersa en tonos verdes claros. Se encuentra xenomorfa y asociada a fracturas, o a

minerales como epidoto u opacos cuando se trata de biotita secundaria.

El mineral opaco presente es magnetita subautomorfa a xenomorfa, comúnmente formando pequeños grupos donde aparecen asociados a biotita. Como minerales accesorios se observa esfena, circón subautomorfo a automorfo, y epidoto xenomorfo y fracturado, todos ellos dispersos en la roca, así como también en fracturas asociados a biotita.

Granito Yermal - Facies de leucogranito blanco

Esta facies se encuentra compuesta por feldespatos alcalinos, cuarzo, micas, minerales opacos y accesorios tales como esfena, turmalina, y epidoto. De textura fanerítica, con tamaño de grano grueso, inequigranular.

Se observó la presencia de abundante cuarzo xenomorfo, donde sus cristales pueden alcanzar dimensiones de hasta 5,0mm y con deformación, fracturados y con extinción ondulante (Figura 3H). Los feldespatos alcalinos se encuentran en dimensiones que llegan a 8,0 mm. Presentan geometría xenomorfa y es común observar perfitas en la ortosa. Se observa alteración a sericita.

La biotita presente en la roca es de geometría xenomorfa, y sus tamaños no superan 1,0 mm. Se presenta predominantemente dispersa como biotita primaria. Es posible encontrarla asociada a pequeñas fracturas y a minerales como epidoto y opacos. Los minerales opacos se encuentran subautomorfos a xenomorfos, y comúnmente formando pequeños grupos donde aparecen asociados también a la biotita. Como minerales accesorios se observa, tanto turmalina y esfena automorfa, como epidoto xenomorfo y fracturado, ya sea dispersos o asociados a biotita.

Geoquímica de roca total

Para la caracterización geoquímica fueron analizadas un total de 13 muestras en el laboratorio ACME Labs (Bureau Veritas Canadá). Las mismas fueron sometidas a fusión total con Borato de Litio para descomponer hasta los minerales más refractarios. Las concentraciones para los elementos Si, Al, Cr, Fe, K, Mg, Mn, Na, P, Ti, Ba, Nb, Ni, Sc, Sr, Y, y Zr fueron obtenidas mediante espectrometría de emisión por plasma de acoplamiento inductivo (ICP-ES), y espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS) para los elementos Ba, Be, Ce, Co, Cs, Dy, Er, Eu, Ga, Gd, Hf, Ho,

La, Lu, Nb, Nd, Pr, Rb, Sm, Sn, Sr, Ta, Tb, Th, Tm, U, V, W, Y, Yb, Zr, Ag, As, Au, Bi, Cd, Cu, Hg, Mo, Ni, Pb, Sb, Se, Ti y Zn.

De las 13 muestras analizadas, ocho corresponden al granito Yermal, tres corresponden al granito Policlínica y dos corresponden al granito Guazunambí ([Tabla 1](#)). Se integró la muestra Gua-03, perteneciente al granito Guazunambí tomada de Morales Demarco (2012). Se utilizó la norma CIPW (Hutchison, 1974, 1975) para el cálculo de la composición mineralógica, y los gráficos fueron obtenidos utilizando el software libre GCDkit 4.1 (Janoušek et al., 2006).

Litoquímica

Las muestras presentan un LOI entre 0,4% y 0,9%, coincidiendo con el aspecto (general) no alterado de los cuerpos, con la excepción de dos muestras que superan el 1% (Yer03 y Yer07) pertenecientes al granito Yermal. La muestra Yer08 corresponde al granito Yermal - Facies Leucogranito Blanco.

Elementos Mayores y Menores

Todas las muestras analizadas recorren un espectro de contenido en sílice de entre 66% a 75% y contenidos altos de K_2O y Na_2O ([Tabla 1](#)). El cálculo normativo permitió clasificar a todas las muestras como Monzogranitos ([Figura 4](#)), aunque se observa un amplio rango de composición dentro de este campo. La facies Leucogranito Blanco de Yermal es clasificado como Sienogranito.

Todas las muestras estudiadas pertenecen a la serie subalcalina ([Figura 5a](#)), graficando en el campo calcoalcalino ([Figura 5b](#)) de alto potasio/shoshonítica en el diagrama de Peccerillo y Taylor, (1976) ([Figura 5c](#)). Según el diagrama de Frost et al. (2001), tanto los granitos Yermal y Guazunambí como el sienogranito son clasificados como granitos Magnesianos, Alcalinos ([Figura 6a](#); [6b](#)) mientras que el granito Policlínica, siendo el monzogranito más ácido, muestra un carácter Ferroso, Alcali-cálcico. Los tres granitos son peraluminosos ([Figura 6c](#)), con un índice de saturación de aluminio (ISA, en proporciones molares) variando entre 0,923 y 1,195, siendo el granito Yermal quien muestra algunos puntos metaluminosos.

Estos granitos tienen un contenido alto de Na_2O , normalmente $> 3,1\%p$ para el granito Yermal, $> 3,7\%p$ para el granito Guazunambí y $> 4,1\%p$. El K_2O también se encuentra en valores altos variando

NOMBRE	Yer01	Yer02	Yer03	Yer04	Yer05	Yer06	Yer07	Yer08	Poi01	Poi02	Poi03	Gua01	Gua02	Gua03
X (m Este)	734162	736875	736878	741236	740628	734781	738472	738249	739082	741109.35	738978.78	746218	753970	NA
Y (m Sur)	6334901	6346182	6338023	6344929	6343579	6337216	6345285	6338260	6360011	6360163.05	6361063.22	6367829	6382833	NA
Mayores (%wt)														
SiO ₂	69.56	69.98	66.37	68.09	71.72	70.31	70.79	72.09	74.08	73.71	72.07	71.37	71.22	71.30
Al ₂ O ₃	14.71	14.65	14.62	14.34	14.57	15.20	14.60	14.40	13.90	13.73	13.92	14.80	14.68	14.41
Fe ₂ O ₃	2.11	1.89	3.13	2.82	1.52	1.61	2.04	0.50	1.11	2.64	2.67	1.60	1.59	1.45
MgO	0.51	0.54	1.27	1.10	0.40	0.40	0.74	0.10	0.21	0.23	0.26	0.35	0.55	0.47
CaO	0.95	0.71	1.85	2.19	1.13	0.64	0.32	0.82	0.63	0.67	0.79	0.37	0.88	1.15
Na ₂ O	3.57	3.12	3.09	3.34	4.08	3.46	3.39	1.65	4.26	4.42	4.18	4.04	3.89	3.71
K ₂ O	6.47	6.94	6.63	5.9	4.83	6.66	5.74	9.38	4.65	4.08	4.85	5.91	5.67	5.69
TiO ₂	0.38	0.41	0.62	0.55	0.25	0.33	0.43	0.07	0.15	0.13	0.15	0.25	0.27	0.27
P ₂ O ₅	0.16	0.18	0.36	0.27	0.13	0.14	0.13	0.02	0.06	0.07	0.10	0.10	0.11	0.104
MnO	0.03	0.02	0.04	0.05	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.019
Cr ₂ O ₃	0.001	0.002	0.006	0.004	0.001	0.001	0.004	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001	
Sc	2.00	3.00	5.00	4.00	2.00	2.00	3.00	2.00	2.00	1.00	2.00	2.00	2.00	
LOI	0.80	0.90	1.20	0.60	0.80	0.60	1.30	0.40	0.70	0.10	0.80	0.70	0.60	0.47
Total	99.23	99.33	99.22	99.25	99.42	99.37	99.48	99.47	99.72	99.9	99.89	99.47	99.48	99.413
Trazas (ppm)														
Ba	3807	3243	3713	3159	2789	3170	2529	3059	999	751	873	2406	2181	2238
Be	2.00	3.00	5.00	7.00	3.00	4.00	6.00	12.00	6.00	5.00	5.00	6.00	6.00	
Co	63.70	51.90	63.90	74.10	79.30	42.30	51.10	66.60	69.40	1.50	1.80	68.20	72.00	
Cs	1.80	1.60	2.00	1.40	1.00	1.30	2.00	1.60	2.10	1.00	1.50	1.30	1.90	
Ga	21.40	20.30	21.30	21.40	22.00	22.10	21.10	14.40	25.70	22.10	23.00	21.30	22.10	22.00
Hf	7.70	8.50	10.30	7.40	4.80	7.60	6.60	1.10	4.50	5.70	3.80	5.40	6.10	
Nb	10.10	10.90	16.70	14.60	8.80	9.50	12.60	6.40	7.30	4.40	5.50	6.00	7.50	12.00
Rb	153.40	155.40	140.80	139.10	111.70	146.40	144.90	220.70	177.70	125.10	167.50	140.20	170.80	151.00
Sn	2.00	2.00	3.00	2.00	1.00	2.00	2.00	1.00	1.00	1.00	2.00	2.00	2.00	
Sr	1387.00	1144.10	1416.40	1645.10	1182.10	1260.70	882.00	757.70	475.70	364.40	390.40	968.20	976.60	1002.00
Ta	0.60	0.80	1.00	0.90	0.70	0.80	0.80	0.90	0.60	0.30	0.30	0.60	0.60	
Th	19.10	18.20	16.30	14.00	8.50	19.00	15.30	3.20	9.40	8.20	13.70	18.90	19.20	
U	2.40	2.80	1.70	2.30	2.00	3.00	2.00	1.20	2.50	3.20	2.90	1.70	3.20	
V	26.00	19.00	39.00	40.00	14.00	13.00	23.00	11.00	11.00	11.00	11.00	22.00	20.00	20.00
W	539.50	480.40	402.60	567.30	589.10	372.00	310.00	610.50	602.40			619.00	544.20	
Zr	302.00	321.60	399.40	298.20	152.70	270.80	233.70	23.90	110.70	137.00	98.50	186.00	193.40	190.00
Y	12.30	13.30	15.10	14.40	5.30	7.40	13.50	6.20	7.60	4.10	4.10	5.30	10.60	10.00
La	129.10	105.00	115.10	126.00	46.10	68.50	77.10	9.30	20.70	18.00	27.50	61.70	101.50	
Ce	213.30	183.30	199.40	212.60	78.50	108.10	123.40	13.60	43.10	34.60	50.40	107.30	143.30	
Pr	22.93	23.12	21.49	21.86	8.28	12.65	14.32	1.88	4.11	3.49	4.93	11.57	16.59	
Nd	77.6	81.7	76.00	74.90	26.30	43.00	50.50	7.00	14.60	11.80	16.60	39.90	56.40	
Sm	10.18	12.00	10.52	10.22	3.80	6.09	7.53	1.62	2.50	2.08	2.43	5.53	7.51	
Eu	2.16	2.59	2.36	2.23	0.82	1.33	1.66	0.35	0.52	0.50	0.60	1.18	1.79	
Gd	6.10	7.02	6.57	6.24	2.27	3.80	4.90	1.39	1.81	1.22	1.49	3.18	4.70	
Tb	0.61	0.71	0.74	0.70	0.23	0.39	0.57	0.22	0.23	0.14	0.16	0.29	0.46	
Dy	2.35	2.95	3.24	3.24	1.04	1.58	2.56	1.13	1.24	0.63	0.82	1.15	1.71	
Ho	0.35	0.48	0.51	0.48	0.15	0.22	0.42	0.24	0.21	0.11	0.12	0.16	0.27	
Er	0.84	0.98	1.28	1.13	0.41	0.46	1.02	0.60	0.65	0.26	0.36	0.32	0.63	
Tm	0.11	0.14	0.17	0.17	0.05	0.07	0.16	0.08	0.09	0.05	0.05	0.05	0.08	
Yb	0.62	0.93	1.10	0.98	0.38	0.43	0.92	0.54	0.56	0.43	0.32	0.38	0.49	
Lu	0.08	0.12	0.16	0.15	0.05	0.05	0.15	0.08	0.10	0.08	0.05	0.04	0.07	
TOT_C	0.02	0.01	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.09	0.02	0.03	
TOT_S	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	
Mo	0.20	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.20	0.30	0.50	0.20	0.20	0.20	
Cu	7.50	2.00	10.10	2.90	1.90	1.30	3.70	3.60	3.00	8.00	8.50	4.20	3.20	
Pb	15.80	13.90	9.00	22.30	12.70	8.60	19.90	5.70	16.40	16.50	27.40	7.80	10.40	
Zn	58.00	46.00	45.00	58.00	50.00	51.00	36.00	2.00	27.00	30.00	34.00	27.00	47.00	35.00
Ni	5.90	6.10	15.70	17.20	2.00	2.50	11.10	2.00	3.90	4.50	5.80	3.50	7.70	19.00
As	0.25	0.25	0.60	0.50	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.50	0.25	
Cd	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	
Sb	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	
Bi	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	
Ag	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	
Au	0.25	4.60	1.10	0.25	3.30	2.50	0.25	0.25	1.00	0.25	0.25	0.25	0.25	
Hg	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	
Tl	0.20	0.20	0.20	0.30	0.20	0.10	0.30	0.10	0.10	0.30	0.10	0.20	0.20	
Se	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	

TABLA 1. Resultados de los análisis químicos de las muestras estudiadas (NA: no disponible).
TABLE 1. Results of chemical analysis of the studied samples (NA: not available).

entre 4,8%p - 6,9%p para el granito Yerbal, 4,0%p - 4,9%p para el granito Policlínica, y 5,6%p - 5,9%p para el granito Guazuambí.

La relación K₂O/Na₂O es variable; mientras que los granitos Yerbal y Guazuambí muestran razones altas (1,82 y 1,46 en promedio respectivamente), el granito Policlínica muestra valores notoriamente más bajos (entre 0,79 – 1,09).

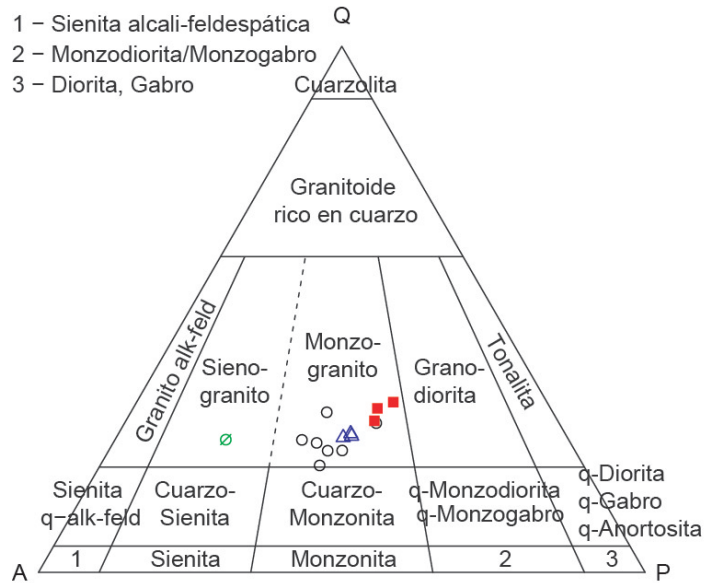


FIGURA 4. Diagrama QAP de (Streckeisen, 1976). Granitos Guazuambí Δ , Policlínica \blacksquare , Yermal \circ y facies de leucogranito blanco \diamond .

FIGURE 4. QAP diagram (Streckeisen, 1976). Granites Guazuambí Δ , Policlínica \blacksquare , Yermal \circ and white leucogranite facies \diamond

Elementos Trazas

El contenido en los elementos tierras raras dentro de los cuerpos varía entre 73,39 ppm y 466,33 ppm, siendo el granito Policlínica el más empobrecido de los tres cuerpos estudiados (Tabla 2).

El granito Guazuambí posee una relación LaN/LuN entre 149,39 - 158,92 relación LaN/SmN entre 6,86 - 8,31, y relación GdN/LuN entre 8,27 - 9,79.

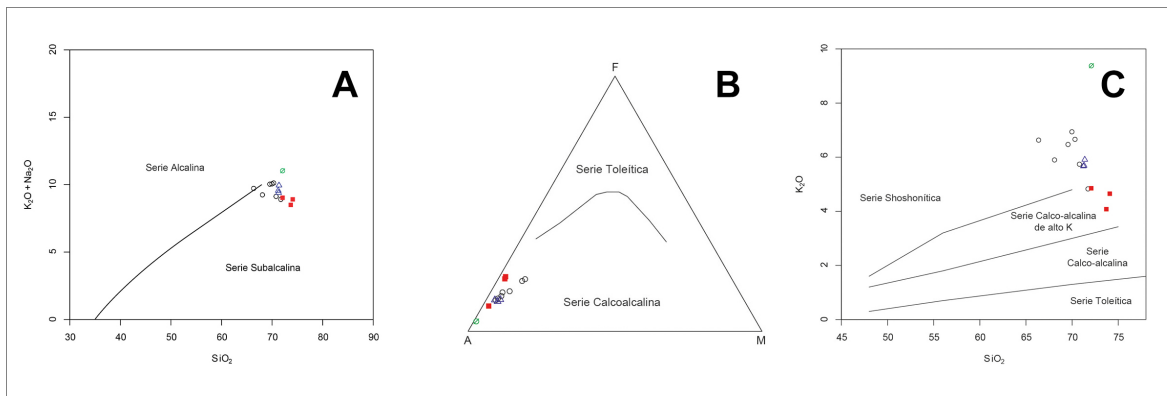


FIGURA 5. (A) Diagrama álcalis vs sílice de Irvine y Baragar (1971).

(B) Diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971).

(C) Diagrama SiO₂ vs K₂O de Peccerillo y Taylor (1976).

Granitos Guazuambí Δ , Policlínica \blacksquare , Yermal \circ y facies de leucogranito blanco \diamond .

FIGURE 5. A) alkali vs silica diagram (Irvine and Baragar 1971).

(B) AFM diagram (Irvine and Baragar 1971).

(C) SiO₂ vs K₂O diagram (Peccerillo and Taylor 1976).

Granites Guazuambí Δ , Policlínica \blacksquare , Yermal \circ and white leucogranite facies \diamond

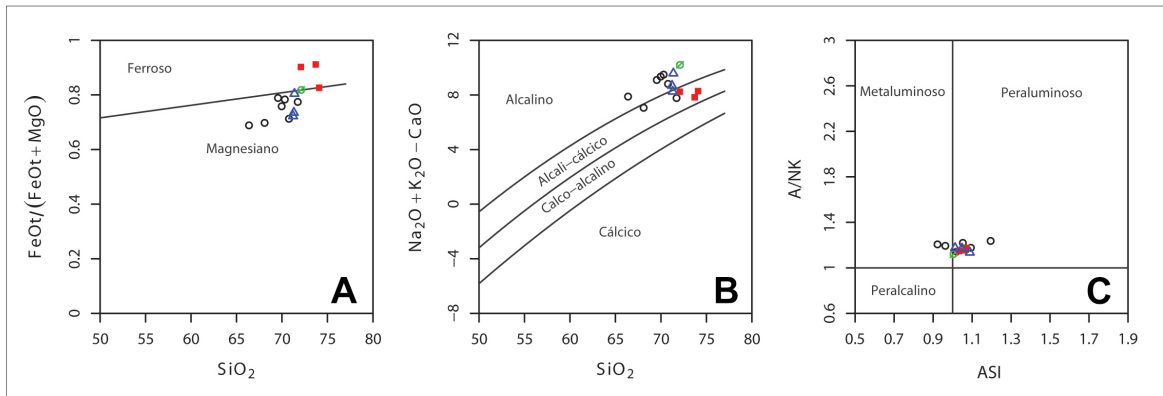


FIGURA 6. (A) Diagrama $FeOt / (FeOt + MgO)$ vs SiO_2 de Frost et al. (2001).
 (B) Diagrama $Na_2O + K_2O - CaO$ vs SiO_2 de Frost et al. (2001)
 (C) Diagrama de Shand (1943), modificado por Frost et al. (2001).
 Granitos Guazuambí Δ , Policlínica \blacksquare , Yerbal \circ y facies de leucogranito blanco \diamond .

FIGURE 6. A) $FeOt / (FeOt + MgO)$ vs SiO_2 diagram (Frost et al. 2001).
 (B) $Na_2O + K_2O - CaO$ vs SiO_2 diagram (Frost et al. 2001).
 (C) Shand diagram (1943), modified by Frost et al. (2001).
 Granites Guazuambí Δ , Policlínica \blacksquare , Yerbal \circ and white leucogranite facies \diamond .

El Granito Policlínica posee una relación LaN/LuN entre 21,32 - 56,66, relación LaN/SmN entre 5,09 - 6,96 y relación GdN/LuN entre 1,87 - 3,67.

El Granito Yerbal (Facies Monzogranito Rosado) posee una relación LaN/LuN entre 74,11 - 166,26, relación LaN/SmN entre 5,38 - 7,80, y relación GdN/LuN entre 4,02 - 9,39.

Los tres granitos poseen una leve anomalía negativa de Eu (Normalmente $Eu/Eu^* > 0,84$), Nb, Ta, y Ti (ver [Tabla 2](#) y [Figura 7](#))

Los diagramas de Harker para Ba, Rb y Sr ([Figura 8](#)) muestran que todos los granitos poseen altos valores de Ba (> 750 ppm) y Sr (> 360 ppm) mientras que el granito Policlínica presenta valores notablemente inferiores para Ba y Sr respecto a los otros dos cuerpos (Yerbal + Guazuambí; Ba > 2100 ppm y Sr > 880 ppm). Los valores de Rb son similares en los tres granitos (~ 155 ppm en promedio). En la [Figura 9](#) se muestra el diagrama triangular Rb-Sr-Ba de Tarney y Jones(1994), donde los tres cuerpos plotean en el campo "granitos de alto Ba-Sr".

Los diagramas de tierras raras normalizados a condrita según Boynton (1984) para las 14 muestras analizadas indican que los tres granitos poseen un patrón similar con un alto fraccionamiento de TTRR (LREE/HREE) siguiendo las mismas tendencias, aunque con una mayor concentración de elementos traza de los granitos Guazuambí y Yerbal respecto al granito Policlínica, el cual puede tener elementos con concentraciones de hasta menos de dos órdenes de magnitud (Figura 10A, 10B, 10C).

Muestra	SUMA TTRR	La _N /Lu _N	La _N /Sm _N	Gd _N /Lu _N	Eu/Eu*
Yer01	466,33	166,26515	7,801185	9,393116	0,842610
Yer04	460,90	86,54545	7,584060	5,124638	0,858418
Yer03	438,64	74,11742	6,730412	5,058424	0,872636
Yer02	421,04	90,15152	5,382576	7,206522	0,867466
Gua02	335,50	149,39394	8,313965	8,271222	0,926181
Yer07	285,21	52,95758	6,298563	4,024155	0,840087
Yer06	246,67	141,15152	6,919192	9,362319	0,849891
Gua01	232,75	158,92424	6,863445	9,793478	0,865003
Yer05	168,38	94,99394	7,462759	5,592754	0,858264
Pol03	105,83	56,66667	6,961591	3,671014	0,969319
Pol01	90,42	21,32727	5,093455	2,229710	0,751460
Pol02	73,39	23,18182	5,323427	1,878623	0,964873
Yer08	38,03	11,97727	3,531425	2,140399	0,716993

TABLA 2. Caracterización de las muestras en base a las Tierras Raras. Normalizado a Boynton et al. (1984).
TABLE 2. Characterization of the samples based on Rare Earths. Normalized to Boynton et al. (1984)

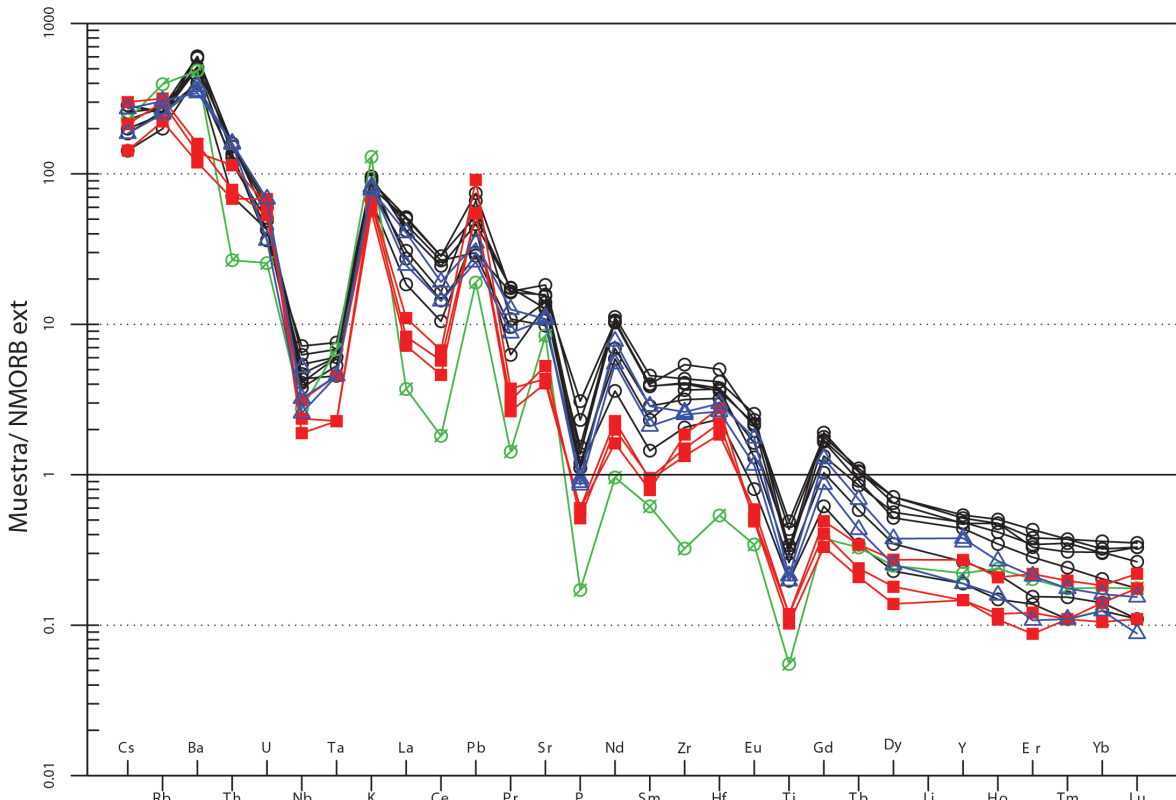


FIGURA 7. Diagramas Harker de elementos traza (ppm) versus SiO₂ (% en peso) para los tres granitos. Granitos Guazunambí Δ , Policlínica \blacksquare , Yermal \circ y facies de leucogranito blanco \emptyset .

FIGURE 7. Multi-element diagram normalized-NMORB (Sun and McDonough, 1989). Granites Guazunambí Δ , Policlínica \blacksquare , Yermal \circ and white leucogranite facies \emptyset .

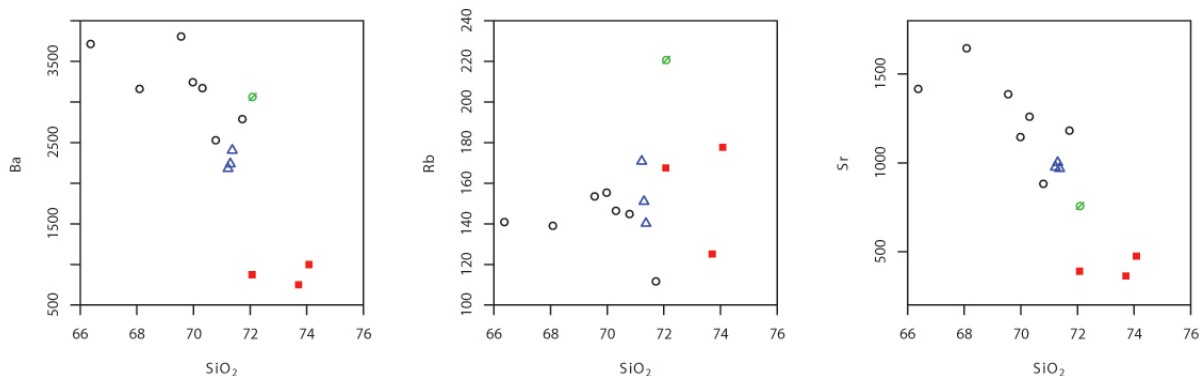


FIGURA 8. Diagramas Harker de elementos traza (ppm) versus SiO₂ (% en peso) para los tres granitos. Granitos Guazuambí Δ , Policlínica \blacksquare , Yermal \circ y facies de leucogranito blanco \circ .

FIGURE 8. Harker diagrams of trace elements (ppm) versus SiO₂ (% weight) for the three granites. Granites Guazuambí Δ , Policlínica \blacksquare , Yermal \circ and white leucogranite facies \circ .

El ambiente tectónico de emplazamiento de estos cuerpos inferido mediante el diagrama de Pearce, (1995), se muestra en la Figura 10D. La mayoría de las muestras de los granitos Guazuambí, Yermal son graficados en el campo de granitos asociados a ambientes de post-colisión (post-COLG), aunque algunas plotean en el campo asociado a ambientes de arco volcánico (VAG) y a ambiente sin-colisional (Syn-COLG). El granito Policlínica y el Sienogranito plotean entre los campos VAG, syn-COLG y post-COLG.

DISCUSIÓN

El área donde se han emplazado los granitos Guazuambí, Policlínica y Yermal corresponde a un sector del Cinturón Dom Feliciano que se encuentra muy próximo a la ZCSB, particularmente los granitos Guazuambí y Yermal se encuentran en contacto con ella.

Oyhantçabal, et al., (2011) determinaron que esta zona de cizalla se mantuvo activa durante el neoproterozoico, finalizando su actividad hacia alrededor de los 550 Ma. De acuerdo con Cobbing, (2000); Ferré, et al, (2012) y Tommasi et al., (1994) entre otros autores, se sugiere que se ha vuelto cada vez más claro que algunos granitos de gran tamaño se han emplazado a lo largo de zonas de cizallas dúctiles que penetran la corteza por completo. Asimismo, se asume que estas zonas de falla promueven la producción de fundidos graníticos en la corteza inferior, y que los magmas ascienden a través de la zona de falla para ser emplazados como plutones a lo largo de fallas activas (Leake, 1990; Tommasi et al., 1994). Se entiende que son en estos casos sin-tectónicos con respecto a la estructura

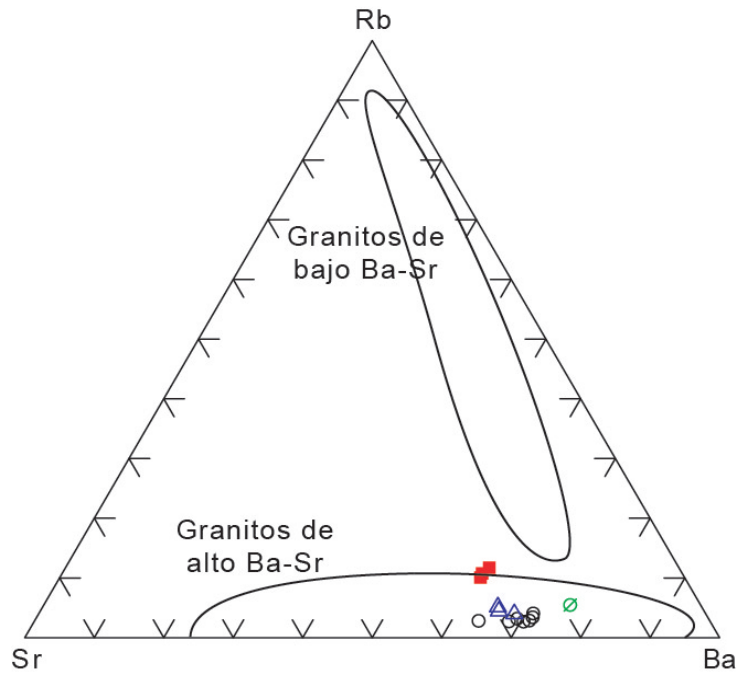


FIGURA 9. Diagrama de Tarney y Jones (1994). Granitos Guazunambí Δ , Policlínica \blacksquare , Yermal \circ y facies de leucogranito blanco \diamond .
FIGURE 9. Rb-Ba-Sr diagram (Tarney and Jones 1994). Granites Guazunambí Δ , Policlínica \blacksquare , Yermal \circ and white leucogranite facies \diamond

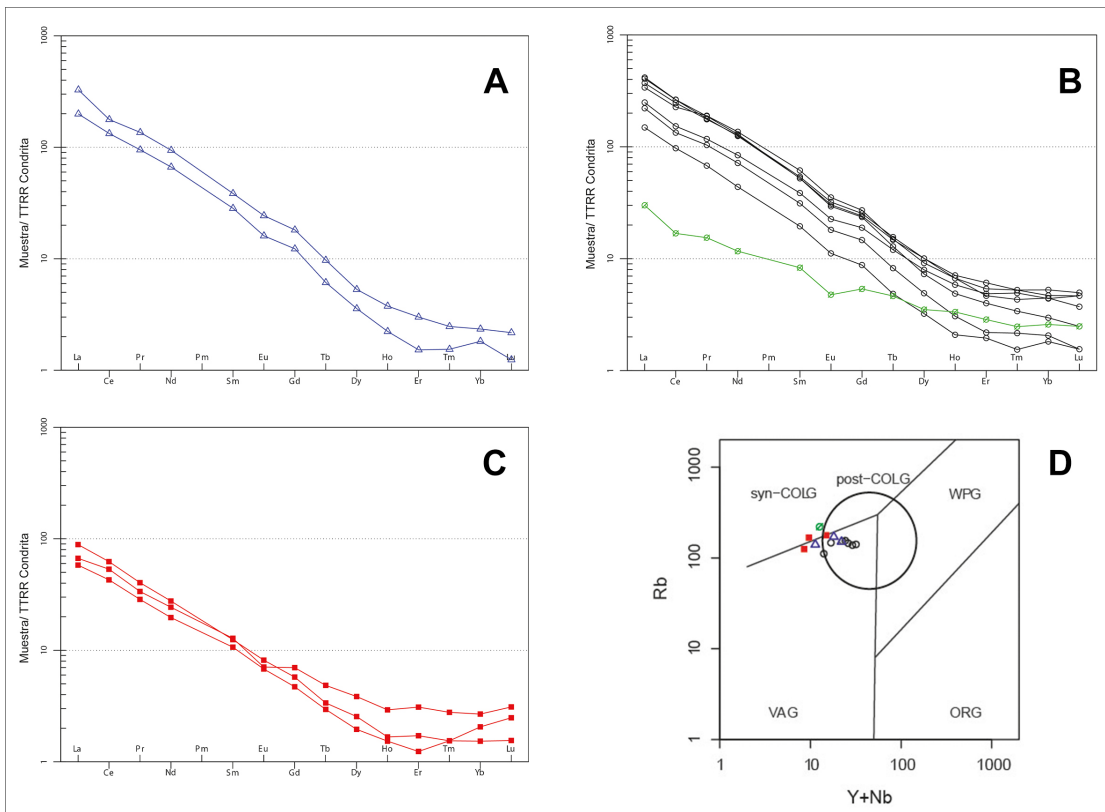


FIGURA 10. Diagrama tipo spider. (A), (B) y (C) normalizado a condrita (Boynton, 1984). (D) Diagrama de discriminación tectónica de Pearce (1995) Rb vs Y+Nb. Granitos Guazunambí Δ , Policlínica \blacksquare , Yermal \circ y facies de leucogranito blanco \diamond .
FIGURE 10. Spider diagram. (A), (B) and (C) normalized to chondrite (Boynton, 1984). (D) tectonic discrimination diagram Rb vs Y + Nb (Pearce 1995). Granites Guazunambí Δ , Policlínica \blacksquare , Yermal \circ and white leucogranite facies \diamond .

local (Cobbing, 2000). Teniendo en cuenta la disposición de los granitos Guazunambí y Yerbal con una geometría elíptica muy elongada cuyo eje mayor se encuentra paralelo a la ZCSB, que a su vez que estos cuerpos son asociados a los últimos eventos magmáticos del CDF, y que la ZCSB se encontró activa durante el emplazamiento/cristalización de estos cuerpos, se podría inferir que existió un control estructural de la zona de cizalla sobre la intrusión de estos cuerpos.

Los cuerpos presentan magnetita como única fase opaca identificada en los tres cuerpos graníticos. Siguiendo a Ishihara, (1977) estos cuerpos pertenecen a la “serie magnetita”. Los granitos pertenecientes a la “serie magnetita” indican una alta fugacidad de oxígeno durante la cristalización, dada posiblemente por una elevada concentración de vapor de H₂O en el magma. Por otro lado, la coexistencia de fluorita junto con magnetita en el granito Guazunambí, sugiere que la cristalización del magma se dio en condiciones que no fueron lo suficientemente oxidantes como para generar hematita, sino que tendría principalmente un carácter ligeramente más reductor (Scaillet et al., 2004).

Sobre el granito Guazunambí es posible observar elevada fracturación presente en toda la roca. Esta se encuentra generalmente rellena por biotita y magnetita. A su vez, la presencia de bulging sobre cristales de cuarzos y feldespatos, así como de rotación de subgranos únicamente en cristales de cuarzo, permiten determinar al menos un evento de deformación plástica con temperaturas que superaron los 400 °C (Borges y White, 1980; Gapais, 1989; Gates y Glover, 1989;; Tullis y Yund, 1991; Passchier y Trouw, 2005). En función del estudio petrográfico realizado aquí en donde se observa deformación vinculada a temperaturas de por lo menos 400 °C – 450 °C, se plantea que la edad obtenida por Kawashita et al., (1999) sea el registro de una apertura del sistema Rb/Sr, y no la edad de cristalización del cuerpo granítico. El último evento registrado para la ZCSB fue determinado por Oyhançabal et al. (2011) con una edad U–Pb SHRIMP de 550 Ma. Esta zona de cizalla pudo haber aportado los esfuerzos necesarios para generar la deformación observada sobre este granito, y a su vez una vía de circulación de fluidos, capaces de generar la perturbación del sistema Rb/Sr dentro de este cuerpo.

El granito Yerbal también se encuentra afectado por la ZCSB, ya que aumenta su fracturación y deformación cuanto más cercano nos encontramos a ella. La deformación observada es de baja-media temperatura, como extinción ondulante en cristales de feldespatos, hasta bulging, y poca rotación de subgranos en cristales de cuarzo (Passchier y Trouw, 2005). Este es el único granito en el que se

distinguieron variaciones mineralógicas y litoquímicas. Al sur del granito Yerbal ocurre un pequeño macizo granítico ovoide también con una dirección NS de su eje mayor. Preciozzi et al., (1985) afirman que en términos generales sería similar al granito definido como Yerbal, a pesar de lo cual se lo ha cartografiado independientemente ya que se encuentra separado del mismo por una faja pequeña de metamorfitas ediacaranas correspondientes a la Formación Yerbal (Sánchez Bettucci et al., 2010). La muestra Yer-01 corresponde a este pequeño cuerpo granítico. En base a que los datos geoquímicos, mineralógicos y texturales son similares al cuerpo principal, en este trabajo se lo incorpora al granito Yerbal.

Finalmente, el granito Policlínica muestra deformación de baja temperatura expresada únicamente en la presencia de bulging e incipiente rotación de subgranos en cristales de cuarzo. La fracturación en todo el cuerpo es importante.

Las muestras se clasifican como Monzogranitos peraluminosos pertenecientes a la serie calcoalcalina de alto potasio.

El granito Policlínica tiene características que lo diferencian de los otros dos cuerpos: Mayor enriquecimiento en SiO_2 y Na_2O , y un empobrecimiento respecto al K_2O , Al_2O_3 , Fe_2O_3 y MgO , la relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ apenas tiene un máximo de 1,16, mientras que para los otros dos cuerpos el mínimo es 1,20 y puede alcanzar 2,22.

El comportamiento de los elementos traza también muestra diferencias, observadas principalmente en el contenido de las tierras raras de los diferentes cuerpos.

Los tres granitos muestran relaciones LILE/HFSE positivas elevadas con patrones de alto fraccionamiento de TTRR. Poseen una leve anomalía negativa de Eu, lo que evidencia poca segregación de plagioclasa durante el proceso de cristalización, y una anomalía negativa pronunciada para el Nb, Ta y Ti para los tres granitos. Estas son características que se consideran firma típica de rocas asociadas a márgenes continentales activas (Brown, 1982; Brown et al., 1984; Pearce et al., 1984; Sun y McDonough, 1989).

Siguiendo a Pearce, (1995) el ambiente tectónico de generación de estos cuerpos graníticos sería un ambiente de post-colisión. (todas las muestras son mayoritariamente graficadas sobre este campo – Figura 10D). Green, (1980) propone que series magmáticas relacionadas a actividad magmática de placas convergentes muestran valores altos en K_2O y Al_2O_3 , y valores bajos de TiO_2 , estas características

son semejantes a la de los granitos estudiados, los cuales presentan valores de K_2O entre 4,08% y 6,94%, valores de Al_2O_3 entre 13,73% y 15,20% y bajos valores de TiO_2 , que se encuentran entre 0,13% y 0,62%.

Tarney y Jones, (1994) clasifican a los granitos como “granitos de alto Ba-Sr” (Figura 9) cuando los valores de Ba y Sr superan las 500 ppm de Ba y las 300 ppm de Sr. Estos autores afirman que estos granitos muestran un enriquecimiento en álcalis, alta relación LREE/HREE, y no muestran anomalía significativa de Eu, pero si una anomalía negativa importante en Nb y Ta. Además, Qian et al. (2003) añaden que estos cuerpos poseen altos valores de LREE, bajo Y (entre 4 – 30 ppm), bajos valores de HREE, y alta relación tanto Sr/Y (entre 16 - 170 ppm) como La/Yb (entre 10 – 115 ppm). Estas características descritas por Tarney y Jones, (1994) y Qian et al., (2003) son concordantes con el comportamiento observado para los granitos Guazunambí, Yermal y Policlínica, mostrando bajos valores de Y (entre 4,1 – 15,1 ppm) y alta relación tanto de Sr/Y (entre 62,59 – 223,04) como de La/Yb (entre 36,96 – 208,23), siendo observada una alta relación LREE/HREE en el diagrama de TTRR (La/Lu: Yermal entre 514 - 1613, Guazunambí entre 1370 - 1450 y Policlínica entre 207,00 - 550,00).

Ha sido propuesto por varios autores (ej. Bouseily y Sokkary, 1975; Fowler, et al., 2001; Qian et al., 2003; Tarney & Jones, 1994; Ye, Li, Li, & Zhang, 2008 entre otros) que la génesis de cuerpos graníticos de alto Ba-Sr podría involucrar la fusión parcial de corteza con una participación menor de magmas máficos provenientes del manto (o fundidos de rocas máficas de la corteza inferior). El hecho de que los cuerpos estudiados aquí se encuentran en contacto con la ZCSB brindaría un medio físico que permitiría poner en contacto materiales fundidos profundos con materiales someros (Ferré et al., 2012), presentándose un mecanismo de fusión parcial de rocas corticales como la fuente predominante en la generación de estos granitos. En Uruguay, ya han sido descritos granitos de alto Ba-Sr para la zona sur del país asociados al cinturón Dom Feliciano (Lara et al., 2017), con similares características a las encontradas para estos tres granitos. A estos cuerpos también se los asocia a un ambiente de post-colisión controlado por la ZCSB, siendo calcoalcalinos de alto K para los cuales se ha determinado una fuente cortical profunda, con participación menor de rocas máficas.

Los cuerpos estudiados aquí se asocian a los eventos de magmatismo propuestos por (Oyhantçabal et al., 2009) para el CDF, particularmente a los ocurridos durante los 650-600 Ma y 580-560 Ma, debido a la falta de datos geocronológicos, no es posible determinar específicamente a cuál de ellos.

CONCLUSIONES

Los tres cuerpos se clasifican como peraluminosos, pertenecientes a la serie calcoalcalina de alto K, y fueron determinados como Monzogranitos. La facies Leucogranito blanco del granito Yermal es clasificada como Sienogranito.

En este trabajo se establece que los granitos Guazunambí, Yermal y Policlínica son granitos de alto Ba-Sr, y se propone como mecanismo y fuente de generación de estos cuerpos la fusión parcial de rocas corticales con participación menor de rocas máficas profundas.

En cuanto al ambiente tectónico de emplazamiento de los tres cuerpos se establece que los granitos pertenecen a un ambiente de post-colisión, asociado a la orogénesis Brasiliana.

En cuanto a la edad Rb/Sr obtenida por Kawashita et al., (1999), la deformación observada sobre este granito y la posible circulación de fluidos, podrían ser los factores que generaran la perturbación del sistema Rb/Sr dentro de este cuerpo obteniendo una edad más joven, que no se corresponde con la edad de cristalización.

Agradecimientos

La investigación que da origen a los resultados presentados en la presente publicación recibió fondos de la Agencia Nacional de Investigación e Innovación bajo el código FCE_1_2017_1_136496, y de PEDECIBA-Geociencias (SF y EP).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F. F. M., Amaral, G., Cordani, U. G., & Kawashita, K. (1973). The **Precambrian evolution of the South American cratonic margin south of the Amazon River**. In *The South Atlantic* (pp. 411–446). Boston: Springer.
- Barbarin, B. (1999). **A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments**. *Lithos*, (46), 602–626.
- Basei, M. A. S., Frimmel, H. E., Nutman, A. P., & Preciozzi, F. (2008). **West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa**. *Geological Society Special Publication*, 294, 239–256. <https://doi.org/10.1144/SP294.13>
- Basei, M. A. S., Frimmel, H. E., Nutman, A. P., Preciozzi, F., & Jacob, J. (2005). **A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariep (Namibia/South Africa) orogenic belts - Evidence from a reconnaissance provenance study**. *Precambrian Research*, 139(3–4), 195–221. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2005.06.005>

- Basei, M. A. S., Junior, S., Harara, O. M., Preciozzi, F., Sato, K., & Kaufuss, G. (2001). **Precambrian Terranes of African Affinities in the Southeastern Part of Brazil and Uruguay**. 98, 98–101.
- Basei, M. A. S., Sánchez Bettucci, L., Peel, E., & Muzio, R. (2013). **Geocronología U-Pb LA-ICP-MS en circones del Complejo Granítico Santa Teresa, Terreno Punta del Este**. VII Congreso Uruguayo de Geología, 30–31. Montevideo: Proceedings.
- Basei, M. A. S., Siga, J. O., Masquelin, H., Harara, O. M., Reis-Neto, J. M., & Preciozzi, F. (2000). **The Dom Feliciano Belt (Brazil-Uruguay) and its foreland (Rio de la Plata Craton): Framework, tectonic evolution and correlations with similar terranes of Southwestern Africa**. 311–334.
- Bitencourt, M. de F., & Nardi, L. V. S. (2000). **Tectonic Setting and Sources of Magmatism Related To the Southern Brazilian Shear Belt**. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1), 186–189. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2000301186189>
- Borges, F. S., & White, S. H. (1980). **Microstructural and chemical studies of sheared anorthosites, Roneval, South Harris**. *Journal of Structural Geology*, 2(1–2), 273–280. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(80\)90060-7](https://doi.org/10.1016/0191-8141(80)90060-7)
- Bossi, J., & Ferrando, L. (2001). **Carta geológica del Uruguay. Escala 1:500.000**. Geoeditores SRL (CD-ROM). Montevideo.
- Bossi, J., & Navarro, R. (2001). **Recursos Minerales del Uruguay; versión digital**. (Rojobona). Montevideo.
- Bouseily, A. M., & Sokkary, A. A. (1975). **The Relation Between Rb, Ba and Sr in Granitic Rocks**. *Chemical Geology*, 16, 207–219.
- Boynnton, W. V. (1984). **Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies**. In *Developments in geochemistry* (Vol. 2, pp. 63–114). Elsevier.
- Brown, G. C. (1982). **Calc-alkaline intrusive rocks: Their diversity evolution, and relation to volcanic arcs (R. S. Thorpe, Ed.)**. John Wiley & Sons.
- Brown, G. C., Thorpe, R. S., & 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. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.3.0413>
- Chen, G. N., & Grapes, R. (2007). **Granite genesis: In situ melting and crustal evolution**. *Granite Genesis: In Situ Melting and Crustal Evolution*, 1–278. <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-5891-2>
- Cobbing, J. (2000). **The Geology and Mapping of Granite Batholiths**. Berlin: Springer-Verlag.
- DINAMIGE. (2015). **Relevamiento Aerogeofísico de Magnetometría y Espectrometría de Rayos Gamma – Mapa Geofísico del Uruguay**. Retrieved from <http://www.miem.gub.uy/mineria-y-geologia/mapa-geofisico>.
- Ferré, E. C., Galland, O., Montanari, D., & Kalakay, T. J. (2012). **Granite magma migration and emplacement along thrusts**. *International Journal of Earth Sciences*, 101(7), 1673–1688. <https://doi.org/10.1007/s00531-012-0747-6>
- Fowler, M. B., Henney, P. J., Darbyshire, D. P. F., & Greenwood, P. B. (2001). **Petrogenesis of high Ba–Sr granites: the Rogart pluton, Sutherland**. *Journal of the Geological Society*, 158(3), 521–534. <https://doi.org/10.1144/jgs.158.3.521>
- Fragoso Cesar, A. R. S. (1980). **O Cráton do rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguai – sul – riograndense**. XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, (5), 2879–2892.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., & Frost, C. D. (2001). **A geochemical classification for granitic rocks**. *Journal of Petrology*, 42(11), 2033–2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
- Gapais, D. (1989). **Shear structures within deformed granites: mechanical and thermal indicators**. *Geology*, 17(12), 1144–1147. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<1144:SSWDGM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<1144:SSWDGM>2.3.CO;2)
- Gates, A. E., & Glover, L. (1989). **Alleghanian tectono-thermal evolution of the dextral transcurrent hylas zone, Virginia Piedmont, USA**. *Journal of Structural Geology*, (11), 407–419.
- Gaucher, C. (2000). **Sedimentology, palaeontology, and stratigraphy of the Arroyo del Soldado group. (Vendian to Cambrian, Uruguay)**. Beringeria.
- Gaucher, C., Finney, S. C., Poiré, D. G., Valencia, V. A., Grove, M., Blanco, G., Peral, L. G. (2008). **Detrital zircon ages of Neoproterozoic sedimentary successions in Uruguay and Argentina: Insights into the geological evolution of the Río de la Plata Craton**. *Precambrian Research*, 167(1–2), 150–170. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2008.07.006>
- Gaucher, C., Frei, R., Frei, D., & Blanco, G. (2014). **Edad, proveniencia y paleogeografía de la Formación San Carlos**. In J. Bossi & C. Gaucher (Eds.), *Geología del Uruguay - Tomo 1: Predevónico*. Montevideo.
- Gaucher, C., Sial, A. N., Blanco, G., & Sprechmann, P. (2004). **Chemostratigraphy of the lower Arroyo del soldado group (Vendian, Uruguay) and palaeoclimatic implications**. *Gondwana Research*, 7(3), 715–730. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)71058-3](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)71058-3)
- Green, T. H. (1980). **Island arc and continent-building magmatism - A review of petrogenic models**

- based on experimental petrology and geochemistry. *Tectonophysics*, 63(1–4), 367–385. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(80\)90121-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(80)90121-3)
- Hartmann, L. A., Santos, J. O. S., Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A., & McNaughton, N. J. (2002). **Zircon and titanite U-Pb SHRIMP geochronology of Neoproterozoic felsic magmatism on the eastern border of the Rio de la Plata Craton, Uruguay.** *Journal of South American Earth Sciences*, 15(2), 229–236. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00030-5](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00030-5)
- Hutchison, C. S. (1974). **Laboratory handbook of petrographic techniques.** New York: John Wiley & Sons.
- Hutchison, C. S. (1975). **The norm, its variations, their calculation and relationships.** *Schweiz Mineral Petrogr Mitt*, (55), 243–256.
- Ishihara, S. (1977). **The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks.** *Mining Geology*, 27(145), 293–305. <https://doi.org/10.11456/shigenchishitsu1951.27.293>
- Janoušek, V., Farrow, C. M., & Erban, V. (2006). **Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDKit).** *Journal of Petrology*, 47(6), 1255–1259. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl013>
- Kawashita, K., Gaucher, C., Sprechmann, P., Teixeira, W., & Victória, R. (1999). **Preliminary chemostratigraphic insights on carbonate rocks from Nico Pérez terrane (Uruguay).** *South American Symposium on Isotope Geology*, 399–402. Córdoba.
- Lara, P., Oyhançabal, P., & Belousova, E. (2020). **Two distinct crustal sources for Late Neoproterozoic granitic magmatism across the Sierra Ballena Shear Zone, Dom Feliciano Belt, Uruguay: Whole-rock geochemistry, zircon geochronology and Sr-Nd-Hf isotope evidence.** *Precambrian Research*, (xxxx), 1–2.
- Lara, P., Oyhançabal, P., & Dadd, K. (2016). **Post-collisional, Late Neoproterozoic, High-Ba-Sr Granitic Magmatism from the Dom Feliciano Belt and its Cratonic Foreland, Uruguay.** VIII Congreso Uruguayo de Geología.
- Lara, P., Oyhançabal, P., & Dadd, K. (2017). **Post-collisional, Late Neoproterozoic, high-Ba-Sr granitic magmatism from the Dom Feliciano Belt and its cratonic foreland, Uruguay: Petrography, geochemistry, geochronology, and tectonic implications.** *LITHOS*, 277, 178–198. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.11.026>
- Leake, B. E. (1990). **Granite magmas: their sources, initiation and consequences of emplacement.** *Journal of the Geological Society*, 147(4), 579–589. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.147.4.0579>
- Masquelin, H., Silva Lara, H., Sánchez Bettucci, L., Núñez-Demarco, P., Pascual, S., Muzio, R., Scaglia, F. (2017). **Litologias, estrutura e relações embasamento-cobertura na Faixa de Xistos do Cinturão Dom Feliciano no Uruguai.** *Brazilian Journal of Geology*, (March), 21–42. <https://doi.org/10.1590/2317>
- Morales Demarco, M. (2012). **Mineralogical, Petrophysical and Economical Characterization of the Dimensional Stones of Uruguay; Implications for Deposit Exploration.** Niedersächsische Staats-und Universitätsbibliothek Göttingen.
- Nardi, L. V. S., & Frantz, J. C. (1995). **The Cordilheira Intrusive Suite: Late Proterozoic peraluminous granitoids from southern Brazil.** *Journal of South American Earth Sciences*, 8(1), 55–63. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(94\)00041-Y](https://doi.org/10.1016/0895-9811(94)00041-Y)
- Oriolo, S., Oyhançabal, P., Wemmer, K., Heidelberg, F., Pfänder, J., Basei, M. A. S., Siegesmund, S. (2016). **Shear zone evolution and timing of deformation in the Neoproterozoic transpressional Dom Feliciano Belt, Uruguay.** *Journal of Structural Geology*, 92, 59–78. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2016.09.010>
- Oyhançabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Frei, R., & Layer, P. (2007). **Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline magmatism during transcurrent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Braziliano-Pan-African, Uruguay).** *Lithos*, 98(1–4), 141–159. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.03.001>
- Oyhançabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., & Passchier, C. W. (2011). **The transpressional connection between Dom Feliciano and Kaoko Belts at 580-550 Ma.** *International Journal of Earth Sciences*, 100(2), 379–390. <https://doi.org/10.1007/s00531-010-0577-3>
- Oyhançabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Presnyakov, S., & Layer, P. (2009). **Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Feliciano Belt (Uruguay).** *Journal of the Geological Society*, 166(6), 1075–1084. <https://doi.org/10.1144/0016-76492008-122>
- Passarelli, C. R., Basei, M. A. S., Wemmer, K., Siga, O., & Oyhançabal, P. (2011). **Major shear zones of southern Brazil and Uruguay: Escape tectonics in the eastern border of Rio de La plata and Paranapanema cratons during the Western Gondwana amalgamation.** *International Journal of Earth Sciences*, 100(2), 391–414. <https://doi.org/10.1007/s00531-010-0594-2>
- Passchier, C. W., & Trouw, R. A. J. (2005). **Microtectonics.** 2nd edn. Berlin: Springer.
- Patiño Douce, A. E. (1999). **What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle**

- to the origin of granitic magmas?** Geological Society, London, Special Publications, 168(1), 55–75. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1999.168.01.05>
- Pearce, J. A. (1995). **Sources and Settings of Granitic Rocks**. 19, 120–125.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., & Tindle, A. G. (1984). **Trace element distribution diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks**. *Journal of Petrology*, 25(4), 956–983. <https://doi.org/10.1093/ptrology/25.4.956>
- Peccerillo, A., & Taylor, S. R. (1976). **Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Katamonu area, northern Turkey**. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63–81.
- Pecoits, E., Aubet, N., Oyhantçabal, P., & Sánchez Bettucci, L. (2004). **Estratigrafía de sucesiones sedimentarias y volcano-sedimentarias Neoproterozoicas del Uruguay**. *Revista Sociedad Uruguaya de Geología*, 11, 18–27.
- Peel, E., Muzio, R., & Basei, M. A. S. (2015). **U-Pb zircon ages and Sr-Nd isotopic composition of neoproterozoic magmatism, Dionisio-Sierra de los Ríos block, NE Uruguay**. *Goldschmidt Abstracts*, 2442.
- Pertille, J., Hartmann, L. A., Philipp, R. P., Petry, T. S., & de Carvalho Lana, C. (2015). **Origin of the Ediacaran Porongos Group, Dom Feliciano Belt, southern Brazilian Shield, with emphasis on whole rock and detrital zircon geochemistry and U-Pb, Lu-Hf isotopes**. *Journal of South American Earth Sciences*, (64), 69–93.
- Philipp, R. P., & Machado, R. (2005). **The Late Neoproterozoic granitoid magmatism of the Pelotas Batholith, southern Brazil**. *Journal of South American Earth Sciences*, 19(4), 461–478. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2005.06.010>
- Philipp, R. P., Pimentel, M. M., & Chemale, F. (2016). **Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: Geological relationships and U-Pb geochronology**. *Brazilian Journal of Geology*, 46(June), 83–104. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620150016>
- Porada, H. (1979). **The damara-ribeira orogen of the Pan-Africanbrasiliano cycle in Namibia (Southwest Africa) and Brazil as interpreted in terms of continental collision**. *Tectonophysics*, 57(2–4), 237–265. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(79\)90150-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(79)90150-1)
- Preciozzi, F., Masquelin, H., & Basei, M. A. S. (1999). **The Namaqua / Grenville Terrane of Eastern Uruguay**. *Simpósio Sudamericano de Geología Isotópica – Villa Carlos Paz (Córdoba.)*, (October), 341–344.
- Preciozzi, F., Pena, S., & Arrighetti, R. (1984a). **Carta geológica del Uruguay, memoria explicativa del fotoplano Puntas del Yerbal (E-18) Montevideo**. UY. Dirección Nacional de Minería y Geología, FA, FHC., 18.
- Preciozzi, F., Pena, S., & Arrighetti, R. (1984b). **Título: Carta geológica del Uruguay, memoria explicativa del fotoplano Isla Patrulla (E-19), Montevideo**. UY. Dirección Nacional de Minería y Geología, FA, FHC., 15.
- Preciozzi, F., Spaturno, J., Heinzen, W., & Rossi, P. (1985). **Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000**. Ministerio de Industria y Energía, DINAMIGE, 97.
- Qian, Q., Chung, S.-L., Lee, T.-Y., & Wen, D.-J. (2003). **Mesozoic high-Ba-Sr granitoids from North China: Geochemical characteristics and geological implications**. *Terra Nova*, 15(4), 272–278. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2003.00491.x>
- Rapalini, A. E., Tohver, E., Sánchez Bettucci, L., Losada, A. C., Barcelona, H., & Pérez, C. (2015). **The late Neoproterozoic Sierra de las Ánimas Magmatic Complex and Playa Hermosa Formation, southern Uruguay, revisited: Paleogeographic implications of new paleomagnetic and precise geochronologic data**. *Precambrian Research*, (259), 143–155.
- Sánchez Bettucci, L., Peel, E., & Masquelin, H. (2010). **Neoproterozoic tectonic synthesis of Uruguay**. *International Geology Review*, 52(1), 51–78. <https://doi.org/10.1080/00206810903358095>
- Scaillet, B., Macdonald, R., Scaillet, B., & Macdonald, R. (2004). **Fluorite stability in silicic magmas**. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Springer Verlag, (147), 319–329.
- Siivola, J., & Schmid, R. (2007). **List of Mineral abbreviations**. IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks, 1–14.
- Streckeisen, A. (1976). **To each plutonic rock its proper name**. *Earth Science Reviews*, 12(1), 1–33. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(76\)90052-0](https://doi.org/10.1016/0012-8252(76)90052-0)
- Sun, S. S., & McDonough, W. F. (1989). **Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes**. *Geological Society Special Publication*, 42(1), 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Tarney, J., & Jones, C. E. (1994). **Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models**. *Journal of the Geological Society*, 151(5), 855–868. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.151.5.0855>
- Teixeira, A. L., Gaucher, C., Paim, P. S. G., Fonseca, M. D., Parente, C. V., Silva Filho, W. D., & Almeida, A. D. (2004). **Bacias do estágio da transição da Plataforma Sul-Americana**. *Geologia Do Continente Sul-Americano: Evolução Da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca Produções Culturais, Sao Paulo, 487–537.

- Tommasi, A., Vauchez, A., Fernandes, L., & Porcher, C. C. (1994). **Magma-assisted strain localization in an orogen-parallel transcurrent shear zone of southern Brazil.** *Tectonics*, 13(2), 421–437. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/93TC03319>
- Tullis, J., & Yund, R. A. (1991). **Diffusion creep in feldspar aggregates: experimental evidence.** *Journal of Structural Geology*, (13), 987–1000.
- Ye, H.-M., Li, X.-H., Li, Z.-X., & Zhang, C.-L. (2008). **Age and origin of high Ba-Sr appinite-granites at the northwestern margin of the Tibet Plateau: Implications for early Paleozoic tectonic evolution of the Western Kunlun orogenic belt.** *Gondwana Research*, 13(1), 126–138. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2007.08.005>