

GEOCRONOLOGIA U-Pb SHRIMP EN CIRCONES DEL GABRO ROSPIDE EN EL CINTURON PALEO PROTEROZOICO SAN JOSE, TERRENO PIEDRA ALTA, URUGUAY: UNA PRUEBA GEOCRONOLÓGICA DE MAGMAS COETÁNEOS

SHRIMP U-PB ZIRCON GEOCHRONOLOGY OF THE ROSPIDE GABBRO FROM THE PALEOPROTEROZOIC SAN JOSE BELT, RIO DE LA PLATA CRATON, URUGUAY: A CHRONOLOGICAL PROOF OF MAGMA MINGLING

Hartmann, L.A.¹ ; Bossi, J.² ; Santos, J.O.S.³ ; Mc Naughton, N.J.⁴ ; Piñeyro, D.²

¹ Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Avenida Bento Gonçalves, 9500; 91501-970 Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brazil

leo.hartmann@ufrgs.br² Grupo Disciplinario Geología, Depto. de Suelos y Aguas, Facultad de Agronomía, Universidad de la República, Avenida Garzón, 780, Montevideo, Uruguay .

³ Red Stone Resources, 110 East Parade, East Perth 6004 WA, Australia.

⁴ School of Earth and Geographic Sciences, The University of Western Australia, 35 Stirling Highway, Crawley 6009 WA, Australia

RESUMEN

El gabro Rospide ocurre con una estructura de tipo mezcla de magmas con las rocas de la suite granítica Isla Mala, en el Cinturón San José, que es un importante cinturón volcánico-sedimentario del Terreno Piedra Alta, Uruguay. La datación de isótopos U-Pb en circones de dos muestras de gabro por método SHRIMP dio valores cercanos a 2080±5 Ma. (2076±6 y 2086±7 Ma.). Esta edad de cristalización de los circones es indistinguible de los valores obtenidos para las rocas graníticas de la Suite Isla Mala que había sido previamente datada en 2.07 Ga (2069±9 y 2074±6 Ma.). Esta evidencia de edades, junto a las estructuras observadas, representan una fuerte evidencia de que ambos magmas (granítico y gábrico) fueron intruídos simultáneamente y parcialmente mezclados durante la cristalización. Asimismo constituye una relevante prueba de la existencia de un ambiente tectónico de arco magmático hacia el final del ciclo paleoproterozoico transamazoniano en Sud América.

Palabras claves: Mezcla de magmas, geocronología, Uruguay, Paleoproterozoico

ABSTRACT

The Rospide gabbro occurs in a magma-mingling relationship with granitic rocks of the Isla Mala suite in the San José Belt, a major granitic-volcanic belt in the Piedra Alta Terrane, Uruguay. Zircon U-Pb dating by sensitive high resolution ion microprobe yield ages near 2080 ± 5 Ma (2076 ± 6 Ma and 2086 ± 7 Ma) for two gabbro samples. This zircon crystallization age is indistinguishable from the Isla Mala suite granitic rocks, previously dated at 2.07 Ga (2069 ± 9 Ma and 2074 ± 6 Ma), a strong evidence that both gabbroic and granitic magmas were intruded simultaneously and mixed partly during crystallization. This is an important constraint on the collisional processes near the end of the Paleoproterozoic Trans-Amazonian Cycle in South America.

Keywords: Magma mingling, geochronology, Uruguay, Paleoproterozoic

INTRODUCCION

El ciclo Transamazónico es una secuencia de episodios orogénicos dominada por la generación y acreción de arcos de isla, plateaux oceánicos, microcontinentes, corteza oceánica y ofiolitas terminando con una colisión de dimensión continental con reactivación crustal (Almeida et al. 2000). La colisión entre masas continentales generó

el "supercontinente Columbia" a 2.00-2.05 Ga y produjo gneisses, granulitas, esquistos, granitos y extensas zonas de cizalla. Casi simultáneamente con la colisión se produjo la intrusión de granitos tardi-orogénicos en los cinturones orogénicos en desarrollo.

Los terrenos precámbricos en Uruguay conservan en su complejidad algunos aspectos fundamentales

de la evolución de la Corteza Terrestre. Está estructurado en 4 unidades tectono estratigráficas denominadas terreno Nico Pérez (Bossi & Campal, 1992) terreno Piedra Alta (Bossi et al. 1993) terreno Cuchilla Dionisio (Bossi et al. 1998) y terreno Tandilia (Bossi et al. 2005), separadas por zonas de cizalla de dimensiones continentales: milonitas Colonia de 1.7 Ga; lineamiento Sarandí del Yí- Piriápolis (1,2 Ga); zona de cizalla de Sierra Ballena (525 Ma); respecto a la zona de cizalla de Sierra Ballena Oyhantçabal et al. (2006) sugieren una edad considerablemente mayor a 525 Ma. pero nuestras observaciones de campo y geocronología de granito de Guazunambí resultan evidencias sólidas como para mantener la edad planteada. Figura N° 1.

Las dos unidades tectono-estratigráficas mayores (terrenos Nico Pérez y Piedra Alta) constituyen el cratón del Río de la Plata. El concepto cratón es entendido en Sud América como un gran segmento de corteza continental que permaneció poco afectado por las orogénesis neo-proterozoicas, las cuales se incluyen en el denominado Ciclo Brasiliano.

En el **terreno Nico Pérez** ocurren las tonalitas más antiguas de Sud América (3.4 Ga), asociadas al SE con *greenstone belts* de facies anfíbolita y al NW con un complejo de granitos, gneisses, piroxenitas y BIF de facies granulita de edad arqueana (2.7 Ga). Un granito rapakivi débilmente deformado, de 1.7 Ga intruye el complejo que contiene los BIF. (Campal & Schipilov, 1995).

El **terreno Piedra Alta** contiene rocas formadas durante la actividad orogénica precámbrica más importante del continente: el ciclo orogénico paleoproterozoico Transamazónico (2.00 ± 0.1 Ga).

Está estructurado con una alternancia de cinturones orogénicos supracrustales y fajas granito-gnéissicas infracrustales en escamas tectónicas con vergencia al sur (Bossi & Ferrando, 2001).

Cada cinturón supracrustal está constituido por una serie volcano-sedimentaria metamorfozada en grado bajo y una suite post-tectónica (cinturones Andresito, San José y posiblemente Ojosmín). Las fajas granito-gnéissicas se expresan como extensas áreas de granitos y granodioritas porfíricos asociados a migmatitas, sin indicios de fenómenos intrusivos (Florida y Cerro Colorado) según Cingolani et al. (1990) o como batolitos intrusivos en migmatitas y metamorfitos de grado medio a alto (Figura N° 2).

El **cinturón San José** es el más importante y está compuesto por la Fm. Paso Severino y la suite Isla Mala. Según Oyhantçabal et al. (2007) el Cinturón San José incluye la formación Montevideo y varias suites magmáticas; sin embargo el análisis detallado de las rocas básicas

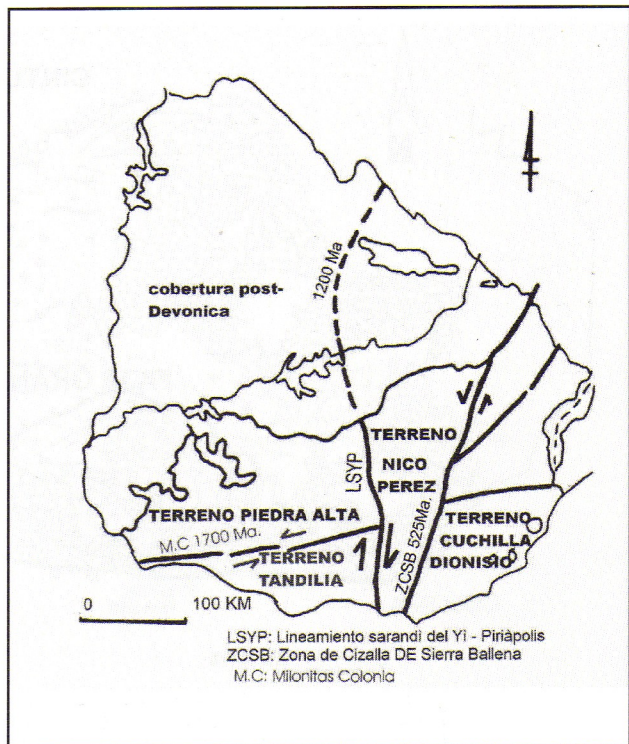


FIGURA N° 1. Carta geológica del Uruguay mostrando las unidades geotectónicas y estratigráficas. Los terrenos Nico Pérez, Piedra Alta y Tandilia forman parte del cratón del Río de la Plata de edad paleoproterozoica – arqueana mientras el terreno Cuchilla Dionisio es un bloque alóctono soldado durante el Neoproterozoico.

FIGURE 1. Geological map of Uruguay, showing geotectonic and stratigraphic units. The Piedra Alta, Tandila and Nico Pérez Terranes are part of the Paleoproterozoic/Archean Rio de La Plata Craton, whereas the Cuchilla Dionisio Terrane is a Neoproterozoic welded allochthonous terrane.

al Norte y al Sur de las milonitas de Colonia demuestran claramente que la formación Montevideo pertenece al terreno Tandilia.

Esta suite está integrada por granodioritas, tonalitas y trondjemitas de 2.07 Ga (Hartmann et al., 2000a) con gabros hornbléndicos en estructura de mezcla de magmas con las granodioritas y tonalitas.

La importancia de los procesos de creación de corteza relacionados a inyección de gabros y granitoides permitió investigar las edades del gabo hornbléndico Rospide por método U-Pb SHRIMP y compararlos con las granodioritas medidas por el mismo método en circones (Hartmann et al., 2000a).

Esto pretende contribuir a la comprensión de la naturaleza de la coexistencia de gabros y granodioritas, que es uno de los aspectos poco

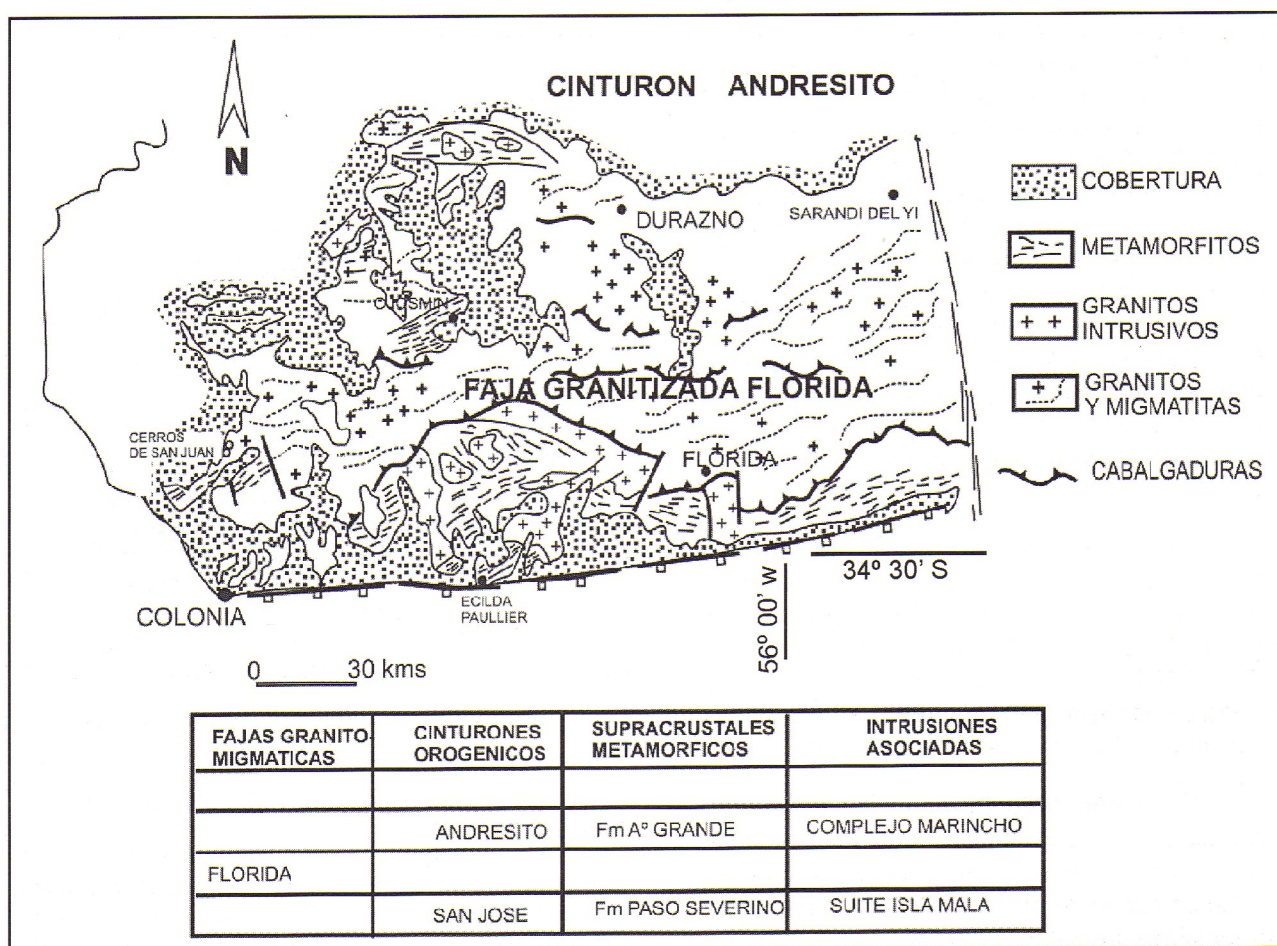


FIGURA N° 2. Esquema geológico de la porción aflorante del Terreno Piedra Alta en Uruguay.

FIGURE 2. Geological outline showing the Piedra Alta Terrane outcrop area.

resueltos en la evolución del Precámbrico en general y en el Uruguay en particular.

EL CINTURON SAN JOSE

Este cinturón es el centro de atracción del presente trabajo porque contiene varios cuerpos de gabros hornbléndicos en mezcla de magma con términos de la suite Isla Mala.

El cinturón San José está constituido por una serie volcano-sedimentaria con metamorfismo de bajo grado denominada formación Paso Severino, inyectada por plutones calco - alcalinos post - tectónicos de la suite Isla Mala.

Se dispone de cartografía geológica 1/100.000 de toda el área (Bossi et al., 1996), análisis litogeoquímicos (Mutti et al., 1996) y primeros datos geocronológicos U-Pb del área tipo (Cingolani et al., 1997; Hartmann et al., 2000a).

Es interesante destacar que las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dan $0,7034 \pm 0,0015$ que son coherentes con valores de otros plutones de 1995 ± 40 Ma. con relación inicial promedio de $0,7017 \pm 0,0003$.

Las edades Sm-Nd modelo T_{DM} entre 2,3 y 2,4 Ga sugieren que las rocas del Terreno Piedra Alta sean consideradas corteza juvenil transamazónica (Figura N° 3).

La fm. Paso Severino presenta la siguiente secuencia desde la base al techo.

- 1000 m de pizarras negras y filitas.
- 600 – 800 m de prasinitas con niveles de metaconglomerados con clastos de epidotitas.
- 300-600 m de metalavas básicas con intercalaciones de filitas.
- 200-300 m de rocas piroclásticas metamorizadas de 2145 ± 21 Ma U/Pb SHRIMP (Bossi & Ferrando, 2001).

La **suite Isla Mala**, intrusiva en las supracrustales de la fm. Paso Severino, está integrada por granodioritas, dioritas, tonalitas y leucogranitos.

Las granodioritas constituyen la unidad más abundante y contiene tres stocks de gabros hornbléndicos con hornblenditas.

Esta suite fue estudiada por Preciozzi (1989) desde el doble punto de vista petrográfico y geoquímico para analizar las relaciones petrológicas eventualmente existentes entre ambas litologías, que presentan relaciones morfológicas de típicas estructuras de mezcla de magmas.

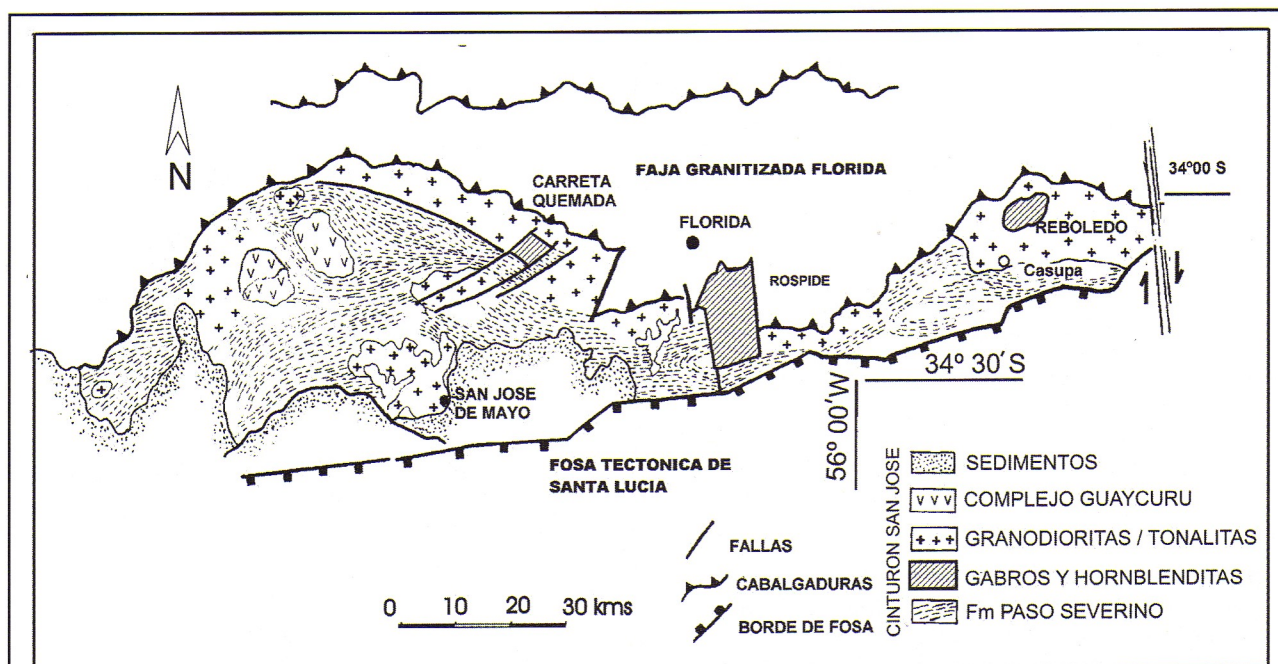


FIGURA Nº 3. Mapa geológico del cinturón San José mostrando la distribución de los cuerpos de gabro, entre ellos Rospide.

FIGURE 3. Geological map of San José belt showing the distribution of Gabbros, Rospide among them

En particular, el macizo Rospide, presenta una composición bimodal integrada por granodiorita con abundantes enclaves de afinidad tonalítica y gabros hornbléndicos.

La granodiorita tiene composición modal de $45 \pm 5\%$ de plagioclasa (An40), $30 \pm 5\%$ de cuarzo, 10% de feldespato potásico y 10% de biotita; los gabros hornbléndicos contienen $45 \pm 10\%$ de hornblenda, $25 \pm 10\%$ de andesina, $20 \pm 5\%$ de clinopiroxeno. Los análisis modales ubicados en el diagrama QAP de Streckeissen (1976) sugieren una misma fuente para todas las litologías (Figura Nº 4).

Sin embargo, desde el punto de vista geoquímico cuando los datos se grafican en el diagrama $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-(Fe}_2\text{O}_3\text{+TiO}_2\text{+CaO)}$ de De la Roche (1964) las hornblenditas y gabros hornbléndicos se sitúan en un dominio netamente diferente al de las restantes litologías que siguen groseramente la línea evolutiva tipo de Daly, por lo que Preciozzi (1989) sugiere interpretarlos como una intrusión independiente derivada de magmas mantélicos con tendencia ultramáfica (Figura Nº 5) que cristalizó a 1 Kbar y 780°C .

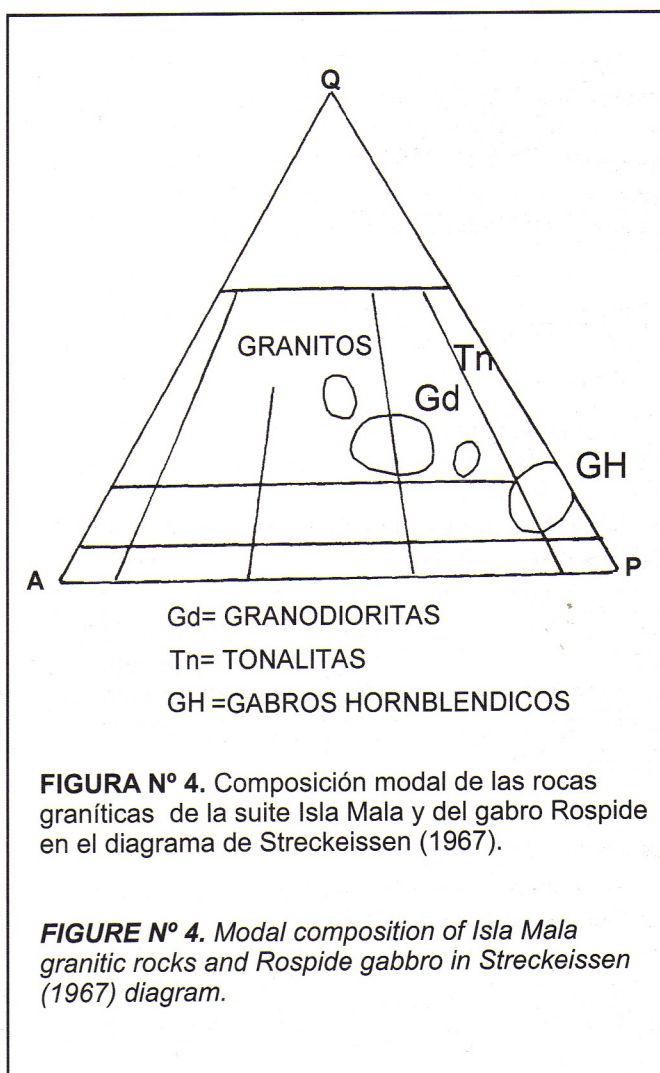


FIGURA Nº 4. Composición modal de las rocas graníticas de la suite Isla Mala y del gabro Rospide en el diagrama de Streckeissen (1967).

FIGURE Nº 4. Modal composition of Isla Mala granitic rocks and Rospide gabbro in Streckeissen (1967) diagram.

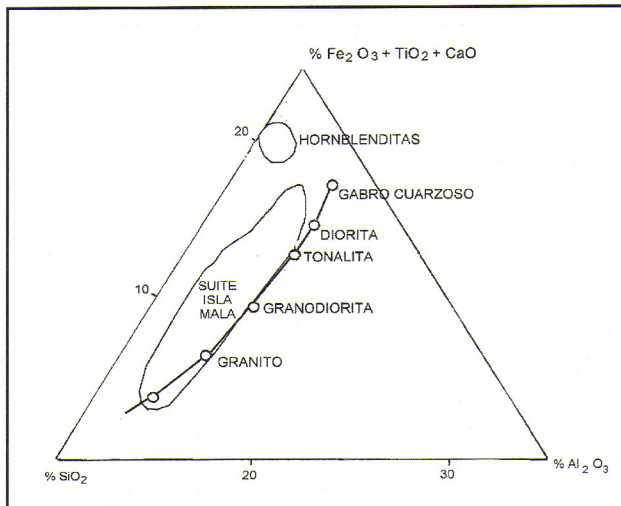


FIGURA N° 5. Composición química de las rocas graníticas de la suite Isla Mala y de las hornblenditas Rospide graficadas en el diagrama discriminante de De la Roche (1964).

FIGURE 5. Chemical composition of Isla Mala granitic rocks and Rospide hornblenditas in De la Roche (1964) discriminant diagram.

Estos cuerpos de gabros hornbléndicos con pasaje a hornblenditas no son comunes en la literatura y los 3 stocks existentes en el cinturón San José (Carreta Quemada, Rospide y Reboledo) fueron estudiados por Bossi et al. (1998), Schipilov et al. (1998), Bossi & Schipilov (2000) Bossi & Piñeyro (2004).

La suite Isla Mala tiene geoquímica post-colisional según Hartmann et al. (2000a) con relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variables entre 0.7064 y 0.7160 (Preciozzi & Bourne, 1992).

Los datos geocronológicos previos indicaban una edad de 2,07 Ga para la cristalización magmática: 2088 ± 12 Ma según Preciozzi et al. (1999); 2065 ± 9 Ma y 2074 ± 6 Ma en circones U-Pb SHRIMP según Hartmann et al. (2000a).

Los datos de la metarriolita de la fm. Paso Severino son de 2,15 Ga según Santos et al. (2003) por lo cual, las edades isotópicas eran perfectamente consistentes con las relaciones geológicas entre las metalavas de la fm. Paso Severino y el plutonismo intrusivo en ellas.

GABRO ROSPIDE

Este gabro se desarrolla a 5 km al SE de la ciudad de Florida; fallas verticales delimitan la mayoría del cuerpo pero el borde norte es una discontinuidad tectónica horizontal con abundantes pegmatitas peraluminosas inyectadas en esos planos y un cuerpo

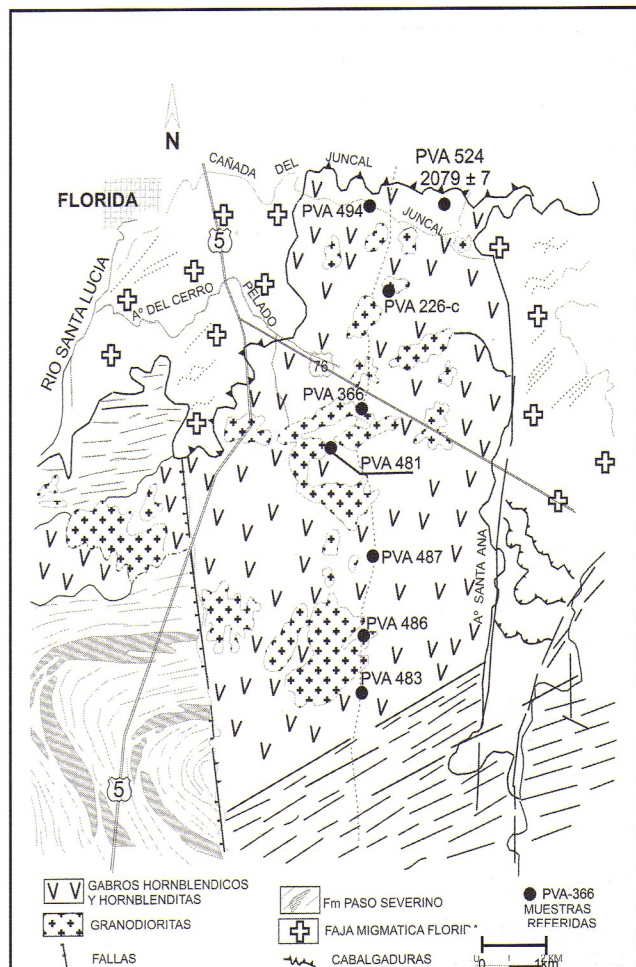


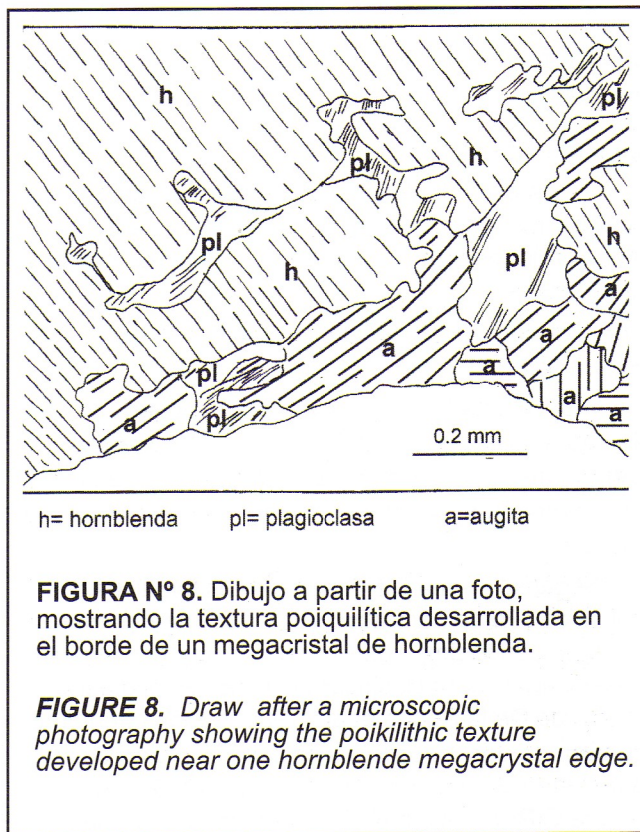
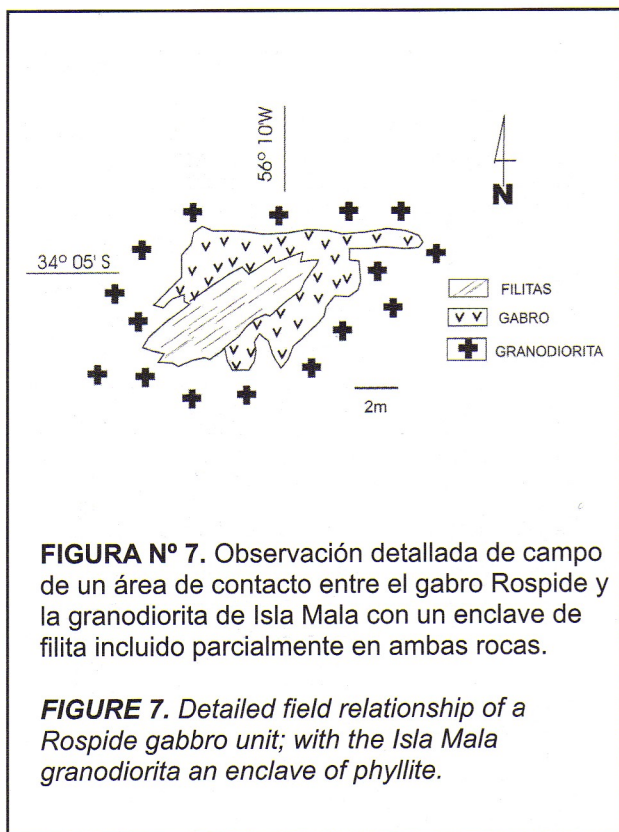
FIGURA N° 6. Carta geológica del cuerpo principal del gabro Rospide próximo a la ciudad de Florida; allí se señalan la ubicación de las muestras estudiadas incluyendo las dos muestras que fueron datadas por U-Pb en esta investigación.

FIGURE 6. Geological map of main unit of Rospide gabbro near Florida town. Location of studied samples shown, including the two samples dated in this investigation.

granítico infracrustal que las cabalga con vergencia hacia el Sur como se muestra en la Figura N° 6 tomada de Bossi & Piñeyro (2004) con modificaciones.

El macizo presenta una composición bimodal: granodiorita con abundantes enclaves tonalíticos y gabros hornbléndicos con estructura de enclaves fluidales.

Las relaciones geológicas y geoquímicas son similares a las de la cintura Ibérica herciniana descrita por Zeck et al (2007), Figura N° 7.



Petrografía

Los gabros Rospide son rocas oscuras con hornblenda como mineral predominante asociada a plagioclasas y piroxenos, con accesorios constituidos por esfeno, cuarzo, feldespatos alcalinos y minerales opacos.

Tienen textura porfírica y los análisis modales indican 50 ± 10 % de hornblenda, 25 ± 10 % de plagioclase y 20 ± 5 % de augita.

La hornblenda se desarrolla en cristales subautomorfos de hasta 25 mm de longitud mayor. Es frecuente el intercrecimiento entre hornblenda y plagioclase (An_{45}) con texturas intergranulares gruesas y una matriz de hornblenda + plagioclase (An_{40}) + cuarzo + feldespato potásico.

La augita es siempre subautomorfa y aparece en agregados que son englobados por cristales de hornblenda o plagioclase. Localmente desaparece la augita y en ese caso uno de los minerales accesorios es el cuarzo. Las plagioclasas, en todos los casos presentan zonación composicional con núcleo de An_{60} y bordes de An_{35} .

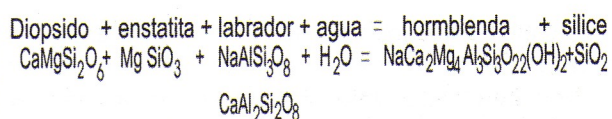
Utilizando los criterios de Teruggi (1980) estas rocas caen en el campo de las dioritas o gabros hornbléndicos. Dentro del cuerpo de estos gabros se desarrollan hornblenditas con cristales de hasta 60 mm de longitud en una matriz compuesta por otro anfíbol (actinolita), augita y plagioclase (An_{40}).

Al microscopio, los grandes cristales de hornblenda presentan textura poiquilítica con plagioclase y pequeños cristales de augita, como se muestra en la Figura N° 8.

Este fenómeno fue descrito por Walther (1948), Preciozzi (1989) y Bossi & Schipilov (2000).

El origen magmático de esta textura fue discutido hasta que Campal & Piñeyro (1989) encontraron ese intercrecimiento en una chimenea con piroxenitas anfibólicas en el centro, rodeada de un anillo de piroxeno uralitizado con 10% de plagioclase (An_{48}) y una corona externa de hornblenditas con anfíboles idénticos a los de la granodiorita de caja presentando la misma textura poiquilítica, típica de las hornblenditas del gabro de Rospide.

Schipilov et al. (1998) aportan nuevos elementos para demostrar el origen magmático de las hornblenditas de Rospide, donde representan una facies de recristalización tardía por acumulación de fluidos acuosos que uralitizan los piroxenos y saussuritizan las plagioclasas (Prof. Julio Saavedra, com. pers. 1995). Los megacristales de hornblenda son de cristalización tardía cuando se produce saturación en agua y puede operar la reacción de Deer et al. (1964):



Un sólido argumento que soporta el cumplimiento de esta reacción es la presencia sistemática de filones de

cuarzo recortando estos gabros, algunos de los cuales presentan tenores de oro de explotación rentable.

Geoquímica

Desde el punto de vista geoquímico se analizaron cuatro muestras en el laboratorio Actlab de Canadá incluyendo elementos mayores, menores, traza y tierras raras.

La ubicación de las muestras ha sido señalada en la Figura N° 6.

Los resultados analíticos se exponen en las Tablas siguientes. En la Tabla N° I se exponen los datos de los elementos mayores y algunos oligoelementos determinados por fluorescencia de rayos X.

Según la norma CIPW son gabros toleíticos con 1 a 4 % de cuarzo normativo y 10– 15% de hipersteno, sin olivina ni foides. Los elementos mayores también se utilizaron para clasificar las rocas en el diagrama R_1 - R_2 de De la Roche et al. (1980) donde caen en el campo de los gabros olivínicos y las dunitas sugiriendo una basicidad mayor que la indicada por la norma CIPW. (Figura N° 9). También fue calculado el coeficiente molar $mg = MgO / (MgO + FeO)$ obteniendo cifras de $0,60 \pm 0,05$ indicando posibilidad de fusión directa de Manto Primitivo.

Otro resultado concreto extraído de la geoquímica de los elementos mayores fue graficar los valores obtenidos en el diagrama $SiO_2 - Al_2O_3 - (FeO + TiO_2 + CaO)$ de De la Roche (1964) donde puede observarse que los gabros hornbléndicos y hornblenditas de Rospide se ubican en un dominio netamente diferente al de las restantes litologías que siguen la línea evolutiva tipo de Daly, (Figura N° 5).

Coincidiendo con el resultado de Preciozzi (1989) este comportamiento sugiere una evolución independiente derivándose las hornblenditas de fuentes mantélicas poco diferenciadas dado el valor $mg = 0,60 \pm 0,05$. Esto condujo a normalizar los elementos traza y las tierras raras con Manto Primitivo para el que se tomó la composición propuesta por Mc Donough et al (1989).

En la Tabla N° II se exponen los valores de oligoelementos y tierras raras. Las tierras raras muestran un débil enriquecimiento en LREE (La/Yb) $N = 2.5$ y notoria anomalía positiva de Eu (Figura N°10.).

Los elementos incompatibles dan fuerte anomalía negativa de Nb y positiva de Ba, Sr y Eu, lo que sugiere una importante contaminación crustal; sin embargo, como la relación $Rb/Sr < 0,06$ no puede existir dicha contaminación y las anomalías deben atribuirse a un Manto ya contaminado por subducción de corteza oceánica (Figura N°11).

%	PVA-366	PVA-481	PVA-486	PVA-521
SiO ₂	49.49	51.14	50.36	52.11
Al ₂ O ₃	14.3	9.55	14.84	10.01
Fe ₂ O ₃	8.15	7.71	9.84	8.61
MnO	0.16	0.15	0.15	0.16
MgO	8.92	12.19	9.69	12.41
CaO	12.52	14.91	10.99	12.55
Na ₂ O	2.39	1.63	2.19	1.92
K ₂ O	0.59	0.43	0.29	0.54
TiO ₂	0.67	0.41	0.36	0.55
P ₂ O ₅	0.22	0.18	0.05	0.26
LOI	1.1	1.46	1.25	1.15
Total	98.51	99.76	100.02	100.25
ppm				
Ba	214	204	76	106
Sr	450	241	118	353
Y	18	16	11	15
Sc	46	89	34	40
Zr	84	45	25	172
Be	2	1		1
V	190	229	201	138

NORMA CIPW

Q	1	2	4	3
Or	3	2	2	3
Ab	21	14	19	16
An	27	18	30	27
Ne				
Di	28	45	19	35
Hy	15	10	15	15
Ol				...
Mt	0,5	0,5	0,5	0,5
Hm	8	7	10	8

TABLA N° I. Concentración de los elementos mayores y algunos oligoelementos por fluorescencia de rayos X.

TABLE I. XRF major and some oligoelements concentration in Rospide gabbro, samples position showed in figure 6.

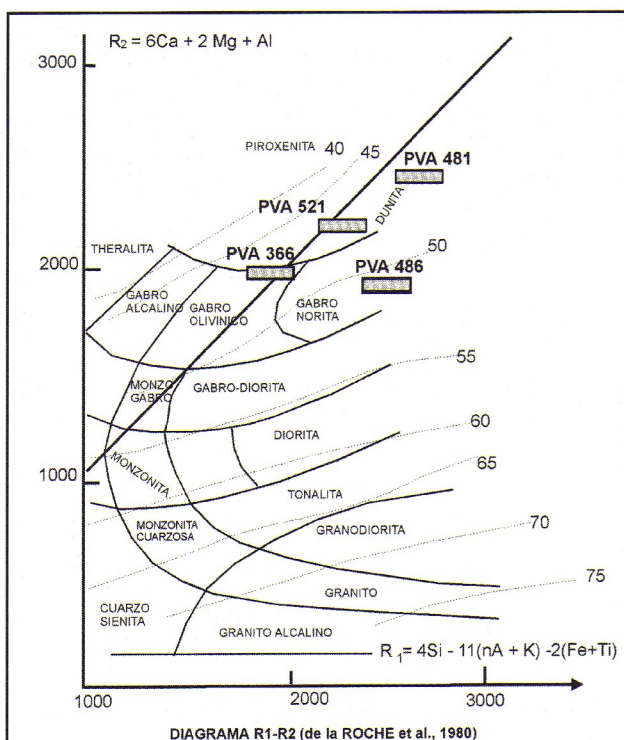


FIGURA Nº 9. Ubicación de las hornblenditas en el diagrama $R_1 - R_2$ de De la Roche et al. (1980).

FIGURE 9. Graphical position of chemical composition of hornblendites over the De la Roche et al. (1980) $R_1 - R_2$ diagram.

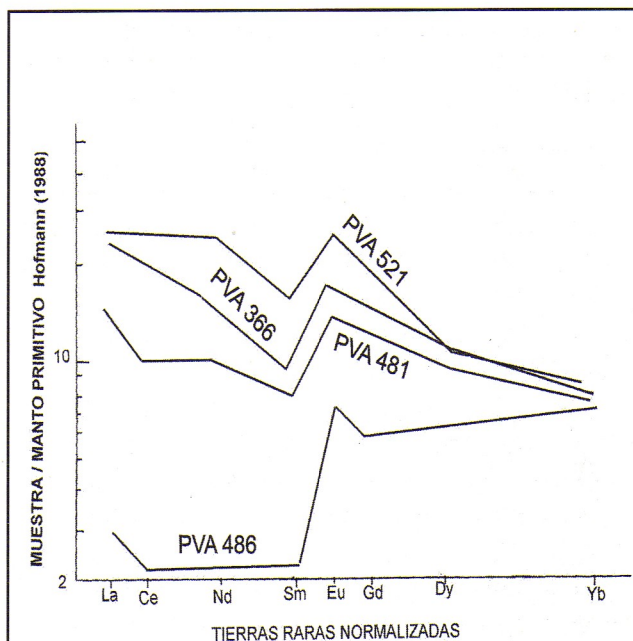


FIGURA Nº 10. Geoquímica de las tierras raras normalizadas a Manto Primitivo de las 4 muestras de gabbro analizadas en este trabajo.

FIGURE 10. Geochemistry of 4 gabbro samples: REE normalized to Primitive Mantle

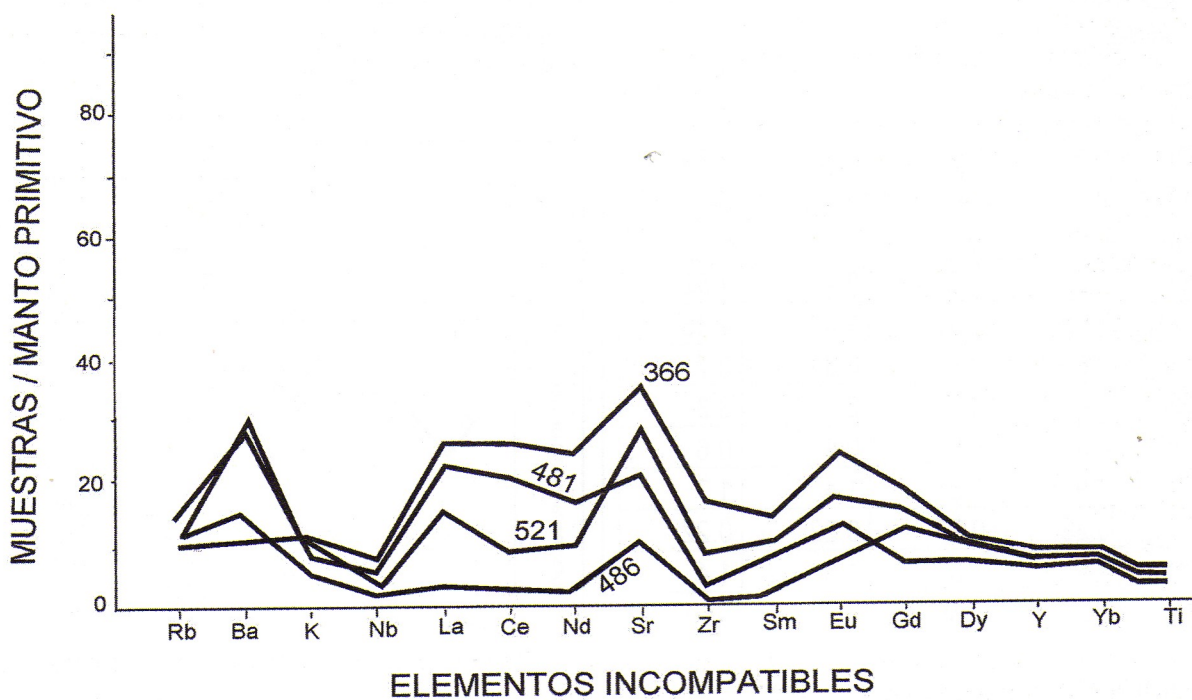


FIGURA Nº 11. Geoquímica de elementos traza normalizados a Manto Primitivo de las 4 muestras investigadas.

FIGURE 11. Geochemistry of 4 gabbro samples: trace elements contained normalized to Primitive Mantle.

Ppm	PVA 366	PVA 481	PVA 486	PVA 521
V	184	231	198	133
Cr	611	1536	971	1231
Co	29	37	52	37
Ni	84	106	143	167
Cu	58	21		35
Zn	36	35	72	70
Ga	14	10	13	13
Ge	1	2	1	2
Rb	7.5	9.7	6.9	7.9
Sr	427	243	116	346
Y	18	17	12	16
Zr	85	47	26	177
Nb	6	2		5
Sn				3
Cs		0.5		
Ba	213	215	79	108
Hf	2.5	1.5	0.8	4.2
Ta	0.32	0.13	0.06	0.28
Pb				5
Bi			0.3	
Th	0.8	1.3	0.2	1
U	0.4	0.3		0.4

TIERRAS RARAS

La	17	11	1.7	19
Ce	41	17	4.2	50
Pr	5.1	2.86	0.59	7.39
Nd	23	14	3.1	34
Sm	4.7	3.5	1	6.7
Eu	1.3	1.05	0.49	1.82
Gd	3.97	3.37	1.43	4.86
Tb	0.6	0.5	0.3	0.7
Dy	3.4	3.2	2	3.3
Ho	0.6	0.6	0.4	0.6
Er	1.9	1.8	1.4	1.7
Tm	0.28	0.27	0.22	0.22
Yb	1.8	1.8	1.5	1.4
Lu	0.29	0.36	0.22	0.21

TABLA N° II. Concentración de oligoelementos y tierras raras. Datos en ppm.

TABLE II. Minor and rare earth elements in ppm of Rospide gabbro; samples position of samples showed in figure N° 6.

El "spider diagram" muestra enriquecimiento en incompatibles y fuerte defecto de Cr y Ni sugiriendo una etapa intermedia de cristalización de olivina (Figura N° 12) lo que explica un enriquecimiento relativo en Ca^{++} que genera la anomalía positiva de Eu.

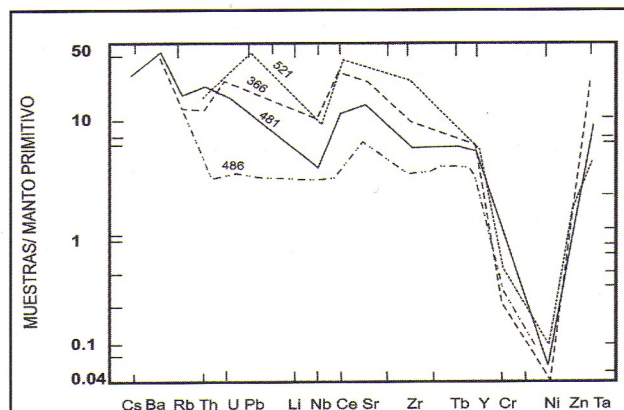


FIGURA N° 12. Diagrama geoquímico desde Cs a Ta normalizados a Manto Primitivo de las 4 muestras de gabro utilizadas en esta investigación.

FIGURE 12. Spider - diagram normalized to Primitive Mantle.

Para medir el grado de enriquecimiento en máficos se normalizaron las tierras raras con OIB y resultaron estar empobrecidas en LREE indicando que la fuente magmática es más básica que los basaltos de islas oceánicas (Figura N° 13).

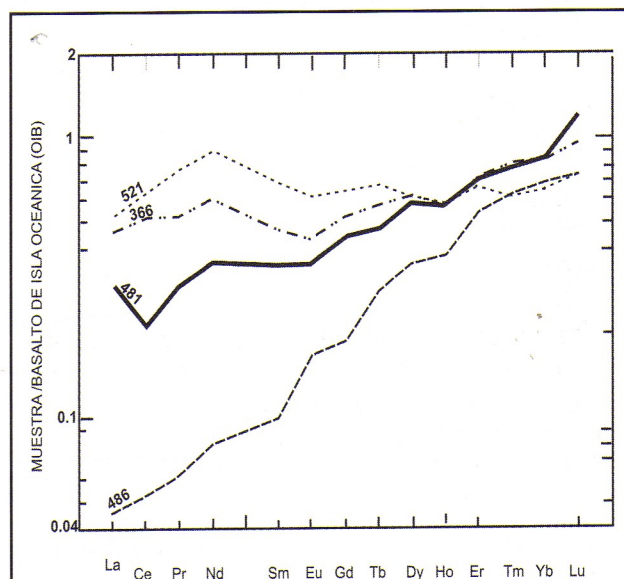


FIGURA N° 13. Tierras raras normalizadas con OIB.

FIGURE 13. Spider - diagram of rare earths normalized to ocean island basalt.

Geocronología

Se estudiaron dos muestras del gabro Rospide para investigar su relación con las rocas graníticas de la suite Isla Mala, generando dos nuevas determinaciones de edad en circones por método U-Pb SHRIMP: muestras N° PVA 487 y PVA 524.

La muestra PVA 487 tiene 50 % en volumen de hornblenda, 25 % de plagioclasa, 20 % de clinopiroxeno y 5 % de feldespato K⁺ potásico. La muestra PVA 524 tiene 47 % de hornblenda 33% de plagioclasa, 14 % de clinopiroxeno y 5 % de esfeno. Pueden ser entonces consideradas petrográficamente idénticas en su composición modal.

Más de 100 cristales de circon fueron separados de cada muestra por molienda de 2 kg de roca, seguido de separación con líquido denso y métodos magnéticos en los laboratorios de la University of West Australia. Los cristales fueron montados en un disco de epoxy, pulidos hasta la

524) fueron analizados para los isótopos de U, Pb y Th por método SHRIMP II. Los cristales son anhedrales, poco fracturados y sin zonas metamórficas. Una zonación poco marcada se detecta por intensidades variables de gris en la imágenes de sonda electrónica (Figura N° 14).

En la muestra PVA 524, diez análisis realizados sobre diez cristales de circon, mostraron un contenido de U variable entre 47 y 370 ppm, pero las relaciones Th/U variables entre 0,12 y 0,86 caen en el campo de las composiciones magmáticas. La edad de cristalización es de 2076 ± 6 Ma (Figura N° 15 A). En la muestra PVA 487, ocho análisis realizados en ocho cristales de circon indican un contenido de uranio entre 65 y 193 ppm y relaciones Th/U entre 0,26 y 0,63 correspondientes a típicas composiciones magmáticas. La edad de cristalización de los circones es de 2086 ± 7 Ma. (Figura N° 15B).

Debido a que las dos muestras de gabro son comagmáticas, la edad integrada obtenida es de 2080 ± 5

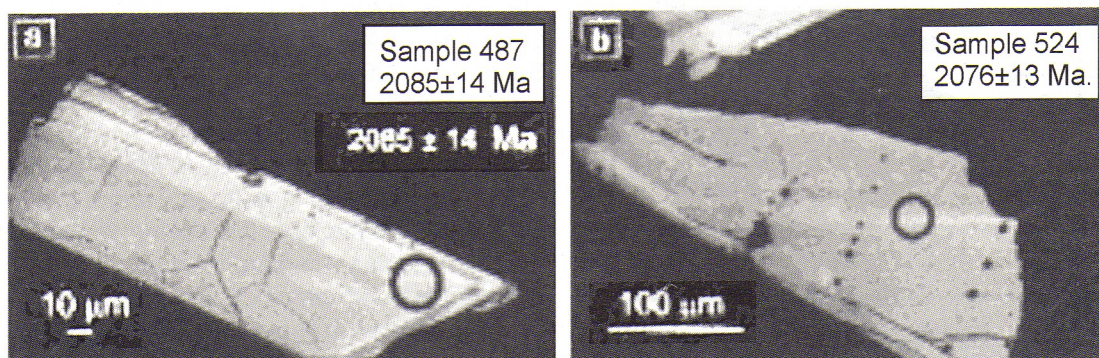


FIGURA N° 14. Imágenes de dos cristales de circon del gabro Rospide bajo microscopio electrónico a) muestra 487 b) muestra 524. La estructura interna señala origen magmático.

FIGURE 14. Back-scattered electron images of two zircon crystals from the Rospide gabbro; (a) sample 487 and (b) sample 524. Internal structure of crystals shows some complexity but is overall simple, magmatic.

mitad de su espesor y cubiertos con carbón para someterse a microscopía electrónica en el Center for Microscopy, characterization and Análisis (CMCA) de la referida universidad australiana. El montaje fue repulido y cubierto de oro para las determinaciones isotópicas de U-Pb en la Curtin University of Technology, Western Australia, siguiendo el método de Smith et al. (1998).

El tratamiento de los datos utilizó el programa SQUID (Ludwig, 2001) y las representaciones gráficas fueron preparadas con Isoplot/Ex (Ludwig, 1999).

Dieciocho cristales de circon, de tamaño entre 100 y 200 micras provenientes de las dos muestras referidas del gabro Rospide (N° 487 y

Ma., interpretada como la edad de cristalización magmática del circon en el gabro (Figura N° 15 C).

DISCUSION

El conocimiento de la edad de cristalización del gabro Rospide es significativo debido a su relación estructural de mezcla de magmas con la granodiorita de la suite Isla Mala y porque representa un marcador de las etapas finales de la evolución tectónica del Ciclo Orogénico Transamazónico. La edad de los circones del gabro es la misma que la de los circones de las granodioritas de la suite Isla Mala dentro de los márgenes de error, lo que representa una fuerte evidencia de la inyección simultánea de los dos magmas en la corteza (2.07-2.08 Ga).

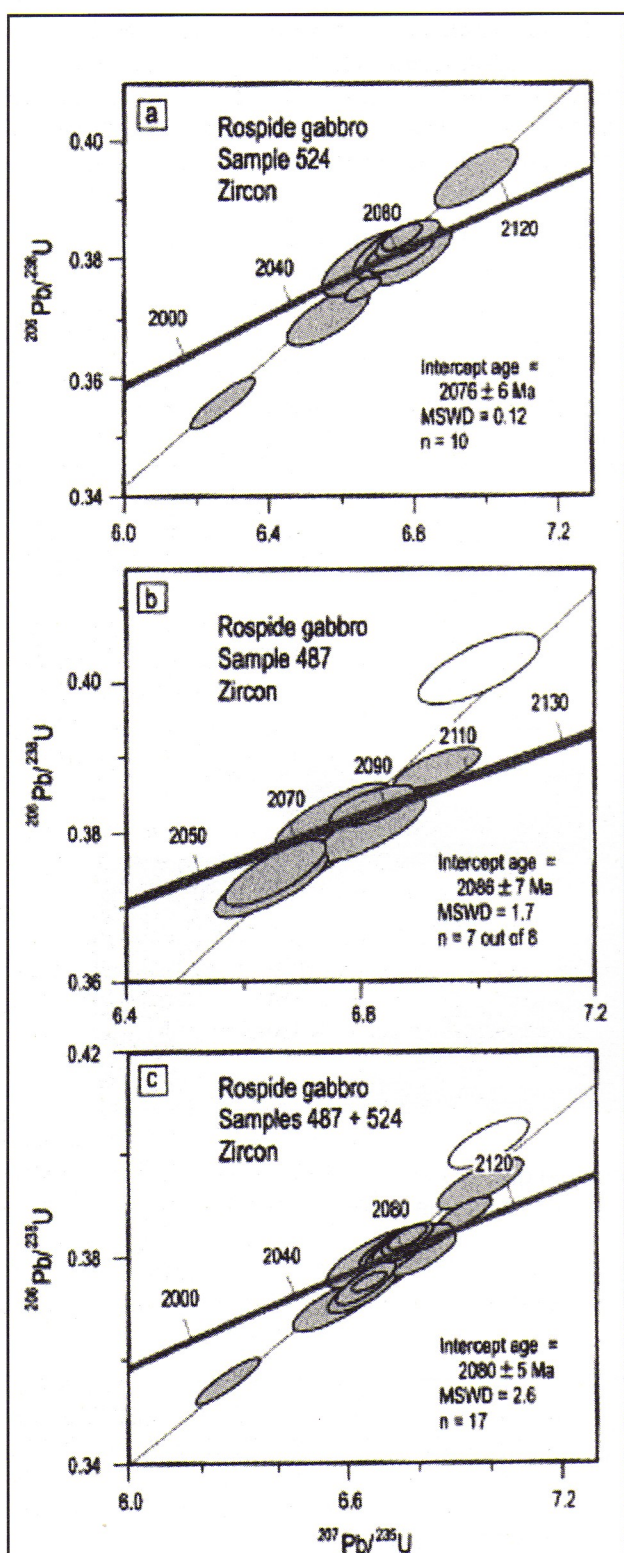


FIGURA N° 15. Datos alrededor de la Concordia de dos muestras datadas (A) muestra 524 (B) muestra 487 (C) integración de datos de ambas muestras.

FIGURE 15. Concordia diagrams of two dated samples; (A) sample 524, (B) sample 487, (C) integration of data from samples 524 and 487.

La edad del gabbro Rospide (2080 ± 5 Ma) es comparable con datos previos de la granodiorita de la suite Isla Mala con la cual desarrolla estructura de mezcla de magmas (2065 ± 9 y 2074 ± 6 Ma; Hartmann et al. 2000a).

La mayoría de los granitoides potásicos transamazónicos integrantes del cratón del Río de la Plata fueron formados en el tardi-Rhyaciano (2050 - 2080 Ma):

➤ Granito Villa Mónica, 2065 y granito Chacoby 2073 en el grupo Buenos Aires del área de Tanmdilia (Hartmann et al. 2002).

➤ Complejo granítico Arroio dos Ratos con 2078 ± 13 Ma (Leite et al. 2000a) en el basamento del cinturón Dom Feliciano en el Sur de Brasil.

En este período también se produjeron fenómenos de metamorfismo de alto grado tales como el complejo Encantadas en Río Grande del Sur, Brasil, con 2052 ± 5 Ma según Hartmann et al. (2000b) y el complejo granulítico Valentines en Uruguay con 2058 ± 3 Ma Santos et al. (2003).

La relativamente importante cantidad de datos geocronológicos por método SHRIMP en circones y esfenos de las rocas graníticas y ahora dos muestras en gabbro señalan que las etapas finales del Ciclo Transamazoniano causaron una voluminosa fusión de corteza paleo-proterozoica y la inyección de magma basáltico juvenil en esa corteza. El cratón del Río de la Plata es ahora mejor conocido, debido a que las edades de la intrusión de magmatismo basáltico, fusión de corteza y magmatismo granítico, son las mismas dentro del área de confiabilidad (ca 2.07 Ga).

CONCLUSIONES

Las principales conclusiones de Bossi & Piñeyro (2004) para estos gabros hornbléndicos con pasaje a hornblenditas asociados a las suites plutónicas Marincho e Isla Mala en el Terreno Piedra Alta de edad transamazoniana, señalaban que:

- La formación de gabros hornbléndicos resultaba de saturación en agua de gabros piroxénicos siguiendo la reacción piroxeno + plagioclasa + H_2O = hornblenda + SiO_2
- Estos cuerpos gábricos provenían de una fuente mantélica diferente a la de las granodioritas y tonalitas con las cuales desarrollaban estructuras de mezcla de magma.

El haber podido determinar por método U-Pb SHRIMP la edad de la granodiorita y del gabbro de Rospide en forma independiente y haber logrado prácticamente el mismo valor demuestra que son

simultáneos lo que no significa necesariamente idéntica fuente magmática parental. De ello se deduce que en el mismo momento en que se generaba magma calco alcalino tipo TTG en un fenómeno de subducción, en el Manto se producía fusión generando magma básico ultramáfico toleítico.

La determinación de igual edad por el mismo método en el mismo laboratorio en la roca básica y en el término siálico de una mezcla de magmas representa una prueba cuantitativa de que la interpretación naturalista de este fenómeno es correcta.

Las hornblenditas y gabros hornbléndicos asociados, son rocas que en Uruguay provienen de un magma diferente al que genera la serie TTG coetánea (Preciozzi 1989). La relación entre ambas litologías se presenta como estructuras de magma mixing y magma mingling.

Las observaciones petrográficas a escala 1/20.000 del gabro Rospide dentro del cinturón transamazoniano San José demostró que son facies saturadas de agua en los gabros originales operando la reacción de Deer et al. (1964):

Piroxeno + plagioclasa + agua = hornblenda + SiO₂

Muchos parámetros de diferente índole sugieren un proceso genético a partir de magmas mantélicos vinculados a procesos de subducción (débil enriquecimiento en LREE y anomalía negativa de Nb). Estos gabros al saturarse de agua generarían hornblenditas. No representan la cristalización temprana de un magma TTG sino reacción tardía en rocas gabroides.

Para recordar, la edad de la granodiorita coetánea fue del mismo macizo. Hartmann et al (2000a) dataron U-Pb en circones por método SHRIMP de la muestra PVA 226-c que es una granodiorita gris oscura de grano medio con biotita como accesorio ubicada próxima al contacto con el gabro Rospide "in a posible magma mingling relation". La composición modal es 40% de plagioclasa, 16% de feldespato K⁺ potásico, 22% de cuarzo, 17% de biotita, 4% de hornblenda y 1% de opacos. Los datos obtenidos sobre 21 determinaciones fue de 2074±6 Ma (2σ) $\chi^2 = 0.91$.

Agradecimientos

Esta investigación fue soportada por el proyecto de excelencia PRONEX-FAPERGS/CNPq sobre el tema "Evolução estrutural e composicional dos minérios estratégicos do sul do Brasil", coordinado por L. Hartmann. El laboratorio SHRIMP II es operado conjuntamente por Curtin University of Technology, University of western Australia y el Geological Survey of Western Australia con el

soporte del Australian Research Council. La Ay. Téc. Carmen Oliveira apoyó la preparación preliminar del texto y la mayoría de los dibujos. La Facultad de Agronomía de Uruguay soportó económicamente los trabajos de campo y análisis químicos del laboratorio Actlab de Canadá.

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F. F. M. de; BRITO NEVES, B. B. De & CARNEIRO, C.D. (2000). The origin and evolution of the South American Platform. **Earth Science Reviews** P. 50: 77-111.
- BOSSI, J.; CINGOLANI, C. & PIÑEYRO, D. (2005). El límite Sur del terreno Piedra Alta (Uruguay): importancia de la faja milonítica de Colonia; Actas XVI **Congreso Geológico Argentino**, Vol. 1- 173-180.
- BOSSI, J & PIÑEYRO, D. (2004). Hornblenditas porfiroblásticas: guía litológica de plutonismo de raíz de arco en el terreno Piedra Alta (Paleoproterozoico, Uruguay); **Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología**, III época: (11):28-45. pp.
- BOSSI, J. & FERRANDO, L. (2001). **Carta geológica del Uruguay a escala 1/500.000**; Versión digital ; Ed. Facultad de Agronomía, Montevideo.
- BOSSI, J.; CAMPAL, N.; HARTMANN, L. y SCHIPILOV, A. (2001). Predevoniano en el Uruguay: Terrenos y SHRIMP. **XI Congreso Latinoamericano de Geología**, Montevideo – Uruguay.
- BOSSI, J., CAMPAL, N., HARTMANN, L., SCHIPILOV, A., y PIÑEYRO, D., (2001). Thirty five years of geochronology in Uruguay; Actas **III Simposio Sud American Geol. Isotópica**, Pucón, Chile.
- BOSSI, J. & SCHIPILOV, A., (2000). **Rocas Igneas Básicas del Uruguay**, vol. 2. Edit. CSIC. 78 páginas. ISBN 9974-0-0135-8. Dep. Legal. 317.017-2000. Anexo N° 36.
- BOSSI, J.; FERRANDO, L.A.; MONTAÑA, J.; CAMPAL, N.; MORALES, H.; GANCIO, F.; SCHIPILOV, A.; SPRECHMAN, P. & PIÑEYRO, D. (1998). **Carta Geológica del Uruguay a escala 1/500.000**. Ed. Geoeditores S.R.L. Versión digital, Montevideo.
- BOSSI, J.; PIÑEYRO, D.; MUTTI, D. y Di MARCO, A. (1996). El cinturón San José: unidad clave del Terreno Piedra Alta en Uruguay. **X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica**, 1: 52-57. Buenos Aires. Argentina.
- BOSSI, J.; MUTTI, D. PIÑEYRO, D. y DI MARCO, A. (1996). El cinturón arqueano uruguayo de San José: caracterización litogeoquímica de su área tipo; Actas **III Cong. Arg. Geol.**, 3: 567-579; Buenos Aires, Argentina.

- BOSSI, J.; PRECIOZZI, F. & CAMPAL, N. (1993). **Predevoniano en el Uruguay. Vol. 1, Terreno Piedra Alta.**, Ed., Dinamige. Montevideo, Uruguay, 92 pp.
- BOSSI, J. & CAMPAL, N. (1992). Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico Inferior en Uruguay. In: GUTIERREZ MARCO, J. C.; J. SAAVEDRA & I. RABANO (Eds). **Paleozoico Inferior de Iberoamérica.** Universidad de Extremadura. España.
- CAMPAL, N. y SCHIPILOV, A. (1999). The eastern edge of the Rio de La Plata Craton: A history of tangential collisions. **Basement Tectonics**, 13, 33-48.
- CAMPAL, N. & SCHIPILOV, A. (1995). The Illescas bluish – quartz rapakivi granite (Uruguay – South America: Some geological features. **Symposium on rapakivi granite and related rocks.** Belen. Brasil.
- CAMPAL, N. & PIÑEYRO, D. (1989). Estiramiento cortical y su posible asociación con tectónica horizontal en fase rígida. **II Reunión Geotransectas América del Sur.** : 68-71. Mar del Plata. Argentina.
- CINGOLANI, C.; VARELA, R.; DALLA SALDA, L.; BOSSI, J.; CAMPAL, N.; FERRANDO, L.; PIÑEYRO, D. & SCHIPILOV, A. (1997). Rb/Sr geochronology of the Rio de la Plata craton of Uruguay; Actas I **South american symposium of isotope geology**, Curitiba, Brasil.
- CINGOLANI, C. A., BOSSI, J., VARELA, R., & NAVARRO, R., (1990a) Nuevos datos geológicos y geocronológicos del Macizo Granítico de Cerro Colorado, Florida, Uruguay. Actas (vol. 1), I **Congreso Uruguayo de Geología**, Montevideo, pp. 101-105.
- DE LA ROCHE, H. (1964). Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines ; **Sciences de la Terre**, (3) : 293 – 337, Nancy, France.
- DE LA ROCHE, H.; LETERRER, P.; GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M. (1980a). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1 – R2 diagram in major elements analysis : its relationships with current nomenclature ; **Chemical Geology**, 29: 183 – 210.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; & ZUSSMAN, J. (1964). **Rock forming minerals** ; Ed. Longmans England.
- HARTMANN, L.A.; PIÑEYRO, D.; BOSSI, J.; LEITE, J.A.D. & MCNAUGHTON, N.J. (2000a). Zircon U-Pb SHRIMP dating of Palaeoproterozoic Isla Mala granitic magmatism in the Rio de la Plata Craton, Uruguay. **Journal of South American Earth Sciences**, 13: 105-113.
- HARTMANN, L.A.; LEITE, J.A.D.; SILVA, L.C.; REMUS, M.V.D.; MCNAUGHTON, N.J.; GROVES, D.I.; FLETCHER, I.R.; SANTOS, J.O.S. & VASCONCELLOS, M.A.Z. (2000b). Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. **Australian. Journal of Earth Sciences** 47: 829-844.
- LEITE, J.A.D., HARTMANN, L.A., MC NAUGHTON, N.J., CHEMALE JR., F., (1998). SHRIMP U-Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. **Int. Geol. Rev.** 40, 683-705.
- LUDWIG, K.R. (1999). Using Isoplot/Ex, version 2, A geochronological Toolkit for microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center Special Publication 1a, 47 p.
- LUDWIG, K.R. (2001). Squid 1.02: A user manual. Berkeley Geochronological Center Special Publication (2), 19.
- MC DONOUGH, W. F.; SUN, S.; RINGWOOD, A.E.; JAGOUTS, E. & HOFMANN, A.W. (1991). K, Rb and Cs in the Earth and Moon and the evolution of the Earth Mantle. **Geochimica Cosmochimica Acta.** Ross Tylor Symposium volume.
- OYHANTÇABAL, 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: 141-159.
- OYHANTÇABAL, P., WEMMER, K., SIEGESMUND, S., SPOTURNO, J. (2006b). K-Ar geochronology of the Mosquitos Shear Zone (Piedra Alta Terrane–Río de la Plata craton–Uruguay). **V South American Symposium on Isotope Geology, Short Papers**, Punta del Este, p. 149.
- OYHANTÇABAL, P.; SIEGESMUND, S.; WEMMER, K.; NAUMANN, R. (2006a). Age and geochemical signature of post – collisional plutons of the southern extreme of the Dom Feliciano belt (Uruguay) Actas **V Simposio Sudamericano de Geología Isotópica.** Punta del Este, Uruguay.
- PRECIOZZI, F. (1989). Aspectos petrográficos y

- geoquímicos del complejo intrusivo de Isla Mala, Uruguay ; Actas **XI Coloquio Geocientífico Latinoamericano**, Hannover, Alemania, 1988.
- PRECIOZZI, F. & BOURNE, N. (1992) Petrography and geochemistry of the A° de la Virgen and Isla Mala plutons, southern Uruguay: Early Proterozoic tectonic implications. **Journal South American Earth Sciences**. 6 (2): 169-181. EEUU.
- PRECIOZZI, F.; BASEI, M.A.S. & MASQUELIN, H. (1999). New geochronological data from the Piedra Alta Terrane (Rio de la Plata Craton). In: **II South American Symposium On Isotope Geology** (Córdoba, Argentina), 341-343.
- SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; BOSSI, J.; CAMPAL, N.; SCHIPILOV, A.; PIÑEYRO, D. & MCNAUGHTON, N.J. (2003). Duration of the Trans-Amazonian Cycle and its correlation within South America based on U-Pb SHRIMP geochronology of the La Plata Craton, Uruguay. **International Geology Review**, 45:p27-48P.
- SCHIPILOV, A.; IARDINO, G.; BOSSI, J. & PIÑEYRO, D. (1998). Gabros hornbléndicos Eoproterozoicos del Cinturón San José, Uruguay; **IV Reunión de Mineralogía y Metalogenia**, p309 – 316 ; Universidad Nacional del Sur , Bahía Blanca, Argentina.
- SMITH, J.B.; BARLEY, M.E.; GROVES, D.I.; KRAPEZ, B.; MCNAUGHTON, N.J.; BICKLE, M.J. & CHAPMAN, H.J. (1998). The Scholl shear zone, West Pilbara: Evidence for a terrane boundary structure from integrated tectonic analyses, SHRIMP U/Pb dating and isotopic and geochemical data of granitoids. **Precambrian Research**, 88: 143-171.
- STRECKEISSEN, A.L. (1976). Classification and nomenclature of igneous rocks; **Neues. Janrb, Mineral**, :107(273)P114 – 240.
- TERUGGI, M. (1980). Clasificación de las rocas ígneas según la subcomisión de sistemática de la Unión. Instituto de Ciencias Geológicas. Ed. Libratrt, Buenos Aires –Argentina.
- WALTHER, K. (1948). El basamento cristalino de Montevideo. Relaciones con yacimientos análogos del Uruguay y de países vecinos. **Boletín Instituto Geológico del Uruguay** N° 33 :P1-138. Montevideo. Uruguay.
- ZECK, H.P.; WINGATE, M.T.D. & POOLEY, G. (2007). Ion microprobe U–Pb zircon geochronology of a late tectonic granitic–gabbroic rock complex within the Hercynian Iberian belt **Geological Magazine**, 144: P157-177.
- Recibido:** 7 de Julio de 2008
Aceptado: 13 de Diciembre de 2008