

ROCAS BÁSICAS PRECÁMBRICAS DEL URUGUAY***PRECAMBRIAN BASIC ROCKS OF URUGUAY***

**Jorge Bossi
Alejandro Schipilov**

Cátedra de Geología – Facultad de Agronomía.
Garzón 78, C.P. 12900 – Montevideo, Uruguay.
Fax. 359 3004. Email: geología@fagro.edu.uy

RESUMEN

Este trabajo expone el estado actual de los conocimientos sobre las rocas ígneas básicas precámbricas en el Uruguay, con muchos datos ya publicados en muy diversas formas y varios aportes originales. El análisis global de la información manejada permitió confirmar la necesidad de un tratamiento de la estratigrafía del basamento cristalino en base a terrenos tectono-estratigráficos así como reconocer la existencia de rocas básicas emplazadas en distintos eventos geológicos y diferentes ambientes geotectónicos entre 3400Ma y 660Ma.

La cartografía detallada incluyendo datos geoquímicos de los alrededores del Cerro de la Tuna (Dpto. Cerro Largo) ha permitido plantear la hipótesis de procesos geotectónicos que de confirmarse en trabajos futuros conducirían a establecer las relaciones definitivas entre los escudos del Uruguay y Río Grande del Sur, resolviendo un problema que es motivo de grandes controversias.

Se plantea la hipótesis de utilizar la rúbrica geoquímica de rocas básicas precámbricas para definir ambientes de emplazamiento en terrenos polimetamórficos.

ABSTRACT

This essay exposes the actual knowledge about the Precambrian basic igneous rocks in Uruguay, with some data already published and some original contributions. An integrated analysis of the information confirms the necessity of tectono-stratigraphic terranes and the reconnaissance of basic rocks intruded in different geological events and geotectonic environments, to study the basement inner stratigraphy between 660Ma and 3400Ma.

Detailed cartography of Cerro de la Tuna (Dpto. Cerro Largo) allows the hypothesis of geotectonic processes that could explain the relationships between Uruguayan and South Brazilian basements. Usefulness of basic rocks geochemical data to define emplacements environments in polymetamorphic terranes is also suggested.

Keywords: archean, mafic, ultramafic, ultrabasic, Uruguay.

INTRODUCCIÓN

Las rocas ígneas básicas constituyen unidades litológicas que presentan poca diferenciación respecto a la fuente mantélica que les dan origen, y por lo tanto son instrumentos de cuyo estudio pueden extraerse conclusiones petrológicas y petrogenéticas con la mayor probabilidad de acierto.

En las rocas precámbricas – generalmente metamorfizadas y/o deformadas – esas propiedades resultan de máxima utilidad ya que la mayoría de los problemas estratigráficos deben resolverse con criterios tectónicos y geocronológicos.

Las rocas básicas compuestas esencialmente por piroxenos y plagioclasa cálcica, resultan ser muy sensibles a modificaciones ambientales posteriores a su cristalización, y permiten detectar e identificar procesos metamórficos, tectónicos y/o de meteorización. Esta capacidad de reacción es uno de los factores que contribuye decididamente en la identificación del proceso evolutivo cuando hay rocas ígneas básicas involucradas.

ROCAS IGNEAS BÁSICAS PRECÁMBRICAS EN URUGUAY

En Uruguay se han reconocido rocas ígneas básicas precámbricas con edades que van desde 3.4Ga hasta 660Ma; desde filones de microgabronoritas y facolitos gabronoríticos de ambiente distensivo hasta lavas pre-orogénicas metamorfizadas en diferentes grados; desde toleítas hasta gabros hornbléndicos calcoalcalinos del grupo TTG; y desde integrantes de ofiolitas hasta greenstone-belts.

Esa gran variedad de tipos litológicos y de ambientes geotectónicos han permitido que el estudio detallado de ciertos cuerpos en el zócalo precámbrico uruguayo ayudara a establecer criterios estratigráficos incluso en áreas donde no fue posible obtener datos geocronológicos por falta de rocas apropiadas o recursos económicos. Por otro lado, los estudios cartográficos regionales

con caracterización petrográfica y geoquímica de los cuerpos de rocas básicas van a permitir resolver problemas relacionados a la naturaleza del manto y posible espesor de la corteza durante un período de casi 3000Ma.

El actual enfoque para analizar la evolución estratigráfica del precámbrico del Uruguay aceptado por los autores de este ensayo considera el reconocimiento de tres terrenos tectono-estratigráficos que fueron adosados hasta ocupar su actual posición por dos mega-transcurrencias: el Lineamiento Sarandí del Yi – Piriápolis (LSYP) hacia 1.2 – 1.3Ga (BOSSI & CAMPAL, 1992; CAMPAL *et al.*, 1995) y la Zona de Cizalla de Sierra Ballena (ZCSB) hacia 525 – 530Ma (GÓMEZ RIFAS, 1995; GAUCHER, 1998; BOSSI *et al.*, 1998). Los 3 terrenos reconocidos según la propuesta de BOSSI *et al.* (1998) se denominan Piedra Alta (TPA), Nico Pérez (TNP) y Cuchilla Dionisio (TCD). A este último MASQUELÍN & MORALES (2002) lo denominan Terreno Punta del Este (TPE) eliminando un problema generado por PRECIOZZI *et al.* (1999) quienes definían al TPE con una geometría imposible de aceptar.

Aunque los distintos autores utilizan nombres diferentes para cada terreno y megatranscurrencia, aquí se seguirá la nomenclatura original. El hecho más importante es que la definición de estas unidades estratigráficas mayores ha permitido ordenar racionalmente la evolución geológica del Uruguay durante el precámbrico, por el solo hecho de impedir la validez de extrapolaciones ilegítimas y utilizar una columna estratigráfica para cada terreno (figura 1).

Terreno Piedra Alta

Tanto los 3 cinturones principales (Andresito, San José y Pando) como los fragmentos de fajas metamórficas (Cerros de San Juan y Ojosmín) están invariablemente constituidos por series volcano-sedimentarias metamórficas –

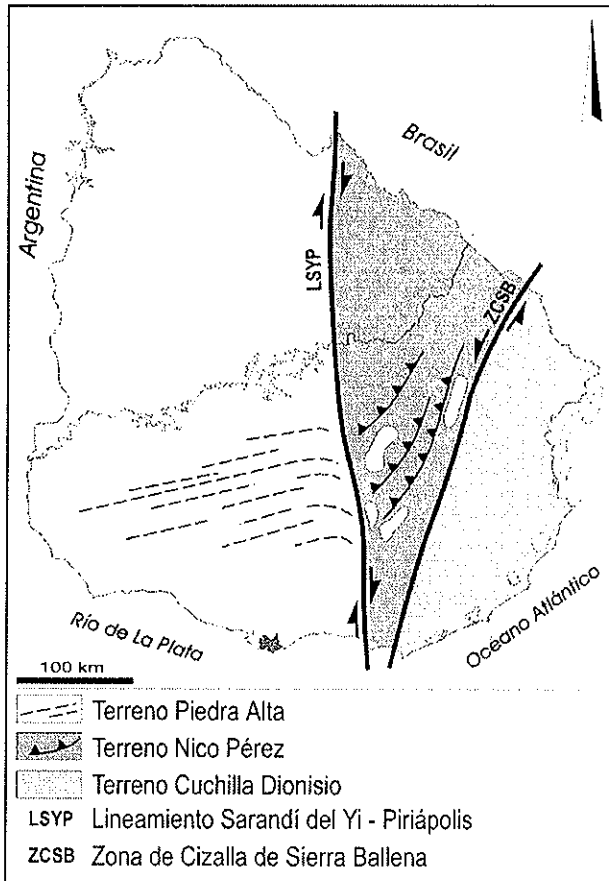


Figura 1.- Subdivisiones del basamento cristalino uruguayo según Bossi et al. (1998)

Figure 1.- Uruguayan Pre-cambrian terrains subdivisions by Bossi et al. (1998)

aunque de diferente grado – conteniendo en sus series rocas básicas pre-orogénicas. Los cinturones Andresito y San José poseen metamorfitos de grado bajo e intrusiones post-orogénicas calcoalcalinas. El cinturón Pando en cambio presenta metamorfitos de grado medio (anfíbolitas, orto- y paragneisses y micaesquistos) con intrusiones post-orogénicas de afinidad granítica. Entre estos cinturones se desarrollan extensas fajas gneissicas con intrusiones subconcordantes de granitos y granodioritas de anatexis, de típico ambiente infracrustal (CINGOLANI *et al.*, 1990), como se aprecia en la figura 2.

La edad de todas las unidades que componen al TPA se asignan al Transamazoniano ($2.0 \pm 0.1\text{Ga}$) de acuerdo con HART (1966), UMPIERRE & HALPERN (1971), CINGOLANI *et al.* (1990, 1997), y HARTMANN *et al.* (2000). Las anfíbolitas de la Fm. Montevideo del cinturón Pando presentan edades K/Ar un poco mayores

según PRECIOZZI *et al.* (1999), en el entorno de los 2200Ma. Luego del proceso de cratonización se produjo una fase distensiva que permitió la inyección de un haz de miles de diques de microgabro a $1780 \pm 8\text{Ma}$ (BOSSI *et al.*, 1993).

En el TPA las rocas básicas se formaron en 5 eventos principales:

1) Con edades mayores a los 2.2Ga: basaltos metamorfizados a orto-anfíbolitas, formados por hornblenda y andesina con textura nefrítica y con extensiones kilométricas (su resistencia a la meteorización ha dado lugar a las dos prominencias topográficas del Dpto. de Montevideo: el Cerro y el Cerrito). La edad es conocida por método K/Ar con escaso grado de seguridad (PRECIOZZI *et al.*, 1999).

2) $2100 \pm 30\text{Ma}$: basaltos pre-orogénicos pertenecientes a series volcano-sedimentarias metamorfizadas en diferentes grados; integran los cinturones orogénicos en proporciones generalmente muy importantes (25 al 40%); actualmente se encuentran como prasinitas, meta-aglomerados con nódulos ovoides de clinozoisita y como tremolititas. La basicidad de estas rocas aumenta de Sur a Norte apareciendo niveles de rocas ultrabásicas en el Complejo Arroyo Grande; en el mismo sentido aumenta en grandes rasgos el contenido en peso de MgO. La edad de estas rocas es conocida por dataciones U-Pb SHRIMP en circones de metariolitas concordantes, tanto en la Fm. Arroyo Grande como en la Fm. Paso Severino (BOSSI & FERRANDO, 2001; HARTMANN *et al.*, 2000).

3) $2050 \pm 15\text{Ma}$: gabros, noritas y gabros hornblendo-porfíricos integrantes de las suites plutónicas post-orogénicas intrusivas en los complejos volcano-sedimentarios. La edad fue determinada en las granodioritas y tonalitas con las cuales presentan relación de mezcla de magmas (HARTMANN *et al.*, 2000). Estos cuerpos fueron especialmente estudiados en el cinturón San José

(SCHIPILOV *et al.*, 1998) donde adquieren proporciones más importantes, y se ha demostrado que los gabros hornbléndicos resultan de un proceso de cristalización tardía, cuando al aumentar la presión de agua se produce la reacción: augita + labrador + H₂O = hornblenda + sílice

La sílice liberada forma venas de cuarzo que atraviesan los gabros y localmente pueden contener fuerte mineralización de oro como es el caso del gabro San Carlos (LEDESMA *et al.*, 2000; FERRANDO, Com. Pers., 1998). En el cinturón San José el estudio del gabro Rospide (vinculado mediante mezcla de magmas con la granodiorita datada en 2050 ± 15Ma por HARTMANN *et al.*, 2000) permitió a GALINDO (1999, Com. Pers.) determinar condiciones geotermobarométricas (Al^{IV} hornblenda – andesina) obteniendo valores de 680 ± 30°C y 1.8 ± 0.3kbar.

4) 2033 ± 44 Ma – 1930 ± 35 Ma: intrusión facolítica bimodal con gabros y noritas en la primera fase y granitos inyectados en una segunda fase atravesando el cuerpo básico aún no totalmente rígido, permitiendo una discreta mezcla de magmas. Desde el punto de vista petrográfico hay descripciones

detailladas de VILLAR & SEGAL (1990) y OYHANTÇABAL *et al.* (1990). La edad fue tomada de OYHANTÇABAL *et al.*, (1990) para el gabro y de UMPIERRE & HALPERN (1971) para el granito. La estructura de facolito y la cartografía regional permitieron a PIÑEYRO & BOSSI (1998) ubicar este evento como posterior al magmatismo intrusivo post-orogénico.

5) 1780 ± 3 Ma: haz de diques básicos de 1 a 3 km de longitud por 20 a 30 metros de potencia, con rumbo N60-70E y buzamiento vertical (85°N – 80°S). Son miles de filones que se instalaron en una fase distensiva luego de la estructuración del TPA en escamas tectónicas de vergencia al Sur que superponen unidades de distinto grado metamórfico. Las rocas son microgabros y microdioritas que por sus características petrográficas y estructurales pueden explotarse como “granito negro”, roca ornamental de muy alto valor internacional (más de 1.000 U\$/ton).

En este Terreno se produjeron en menos de 300Ma aperturas oceánicas con formación de basaltos komatiíticos y toleíticos (MUTTI *et al.*, 1996), sedimentación, volcanismo ácido y metamorfismo de grado

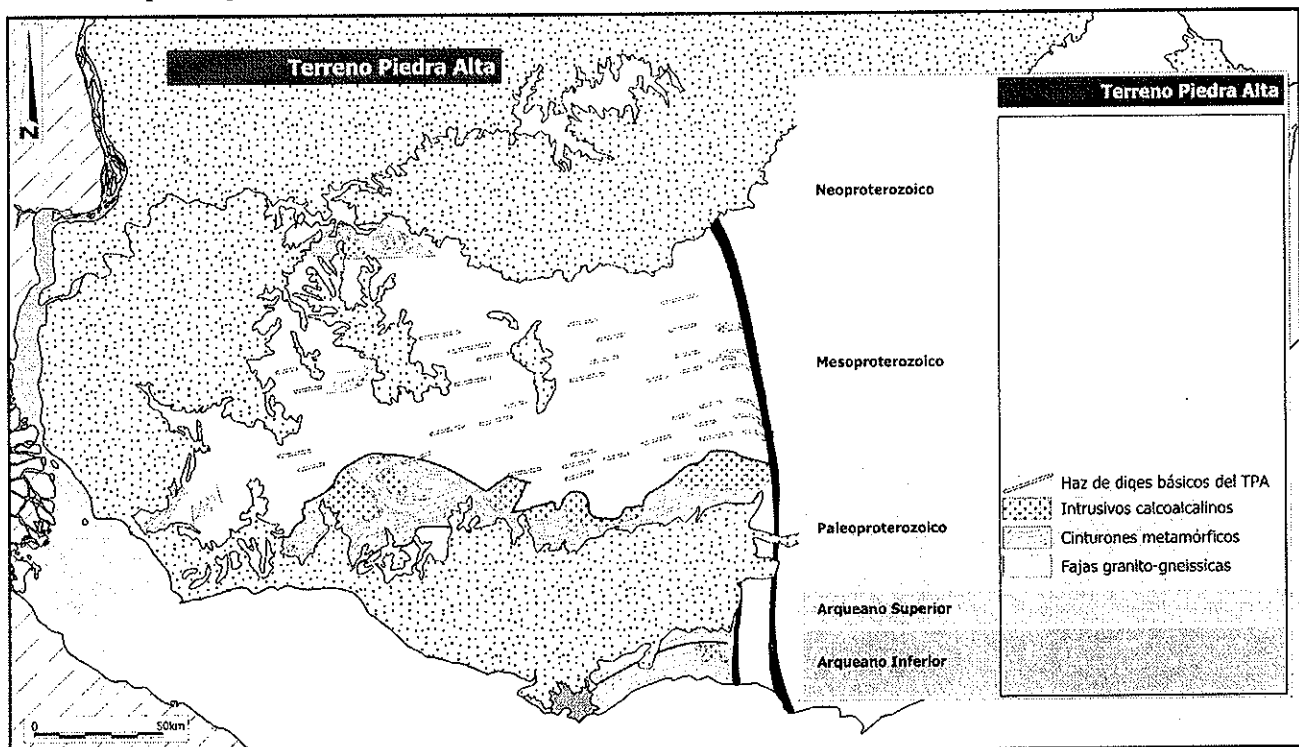


Figura 2.- Terreno Piedra Alta
Figure 2.- Piedra Alta terrain

bajo a medio; simultáneamente con migmatización y anatexis infracrustal (Florida y Cerro Colorado), emplazamiento de batolitos granodioríticos en facies anfibolita (Cardona y Goñi) y ascensos post-orogénicos tipo TTG con gabros hornbléndicos (Carreta Quemada, Rospide y Reboledo); en etapa anorogénica se emplazan los facolitos bimodales. La estructuración del TPA se produce por el cabalgamiento con vergencia al Sur de lascas corticales, culminando con la inyección del haz de diques del Río de la Plata (BOSSI & NAVARRO, 1986; BOSSI & CAMPAL, 1991).

La geoquímica de las rocas básicas ha permitido detectar un aumento del contenido de MgO hacia el Norte en las lavas pre-orogénicas asociable a diferencias en el porcentaje de fusión parcial del manto, permitiendo la erupción de lavas ultrabásicas en el fragmento metamórfico Ojosmín y en la Fm. Arroyo Grande del cinturón Andresito. En el cinturón San José la Fm. Paso Severino presenta metabasaltos komatiíticos con 12% de MgO como las rocas más magnesianas. Finalmente, en la Fm. Montevideo las rocas más básicas son

ortoanfibolitas con hornblenda esmaragdítica.

Terreno Nico Pérez

Es el más complejo y controversial, comprendido entre el LSYP y la ZCSB, fue identificado por primera vez por BOSSI & CAMPAL (1992). Las diferentes edades que abarcan desde gneisses tonalíticos con 3.41Ga hasta un haz de diques básicos de 660Ma comenzaron a conocerse con MAZZUCHELLI *et al.* (1995), CAMPAL *et al.* (1995), GARAU (Com. Pers., 1998), GAUCHER (2000) y HARTMANN *et al.* (2000, 2001). Varios relevamientos geológicos de detalle e interpretaciones fotogeológicas regionales han permitido reconocer 6 unidades principales a partir de las cuales ha sido posible establecer una interpretación evolutiva que hasta el presente ha resultado operativa (figura 3). Aunque la estratigrafía interna del TNP es compleja y oscurecida por la superposición de transcurrencias dextrales primero (1.2 – 1.4Ga) y sinestrales después (525 – 530Ma), en el estado actual de los conocimientos es posible definir distintos eventos de generación de rocas ígneas básicas.

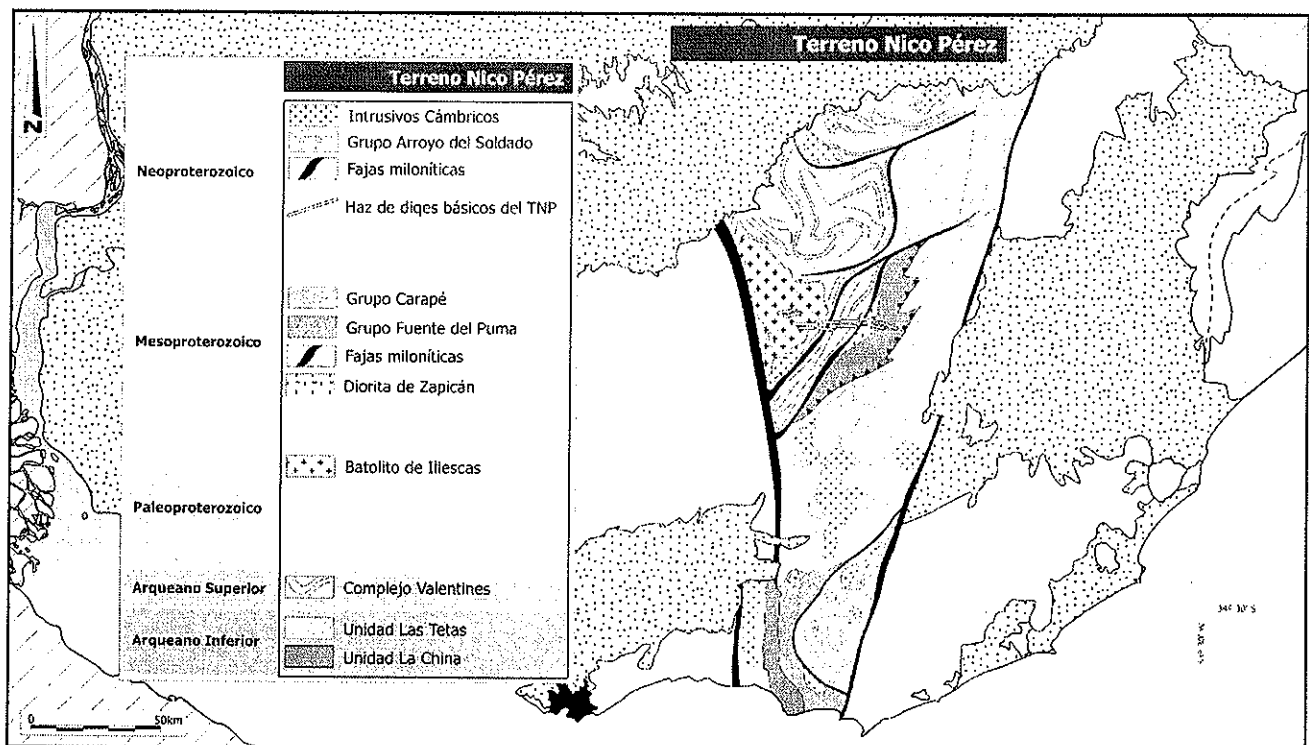


Figura 3.- Terreno Nico Pérez
Figure 3.- Nico Pérez terrain

1) HARTMANN *et al.* (2001) reconocen un basamento Arqueano Inferior de afinidad "greenstone belt" compuesto por gneisses tonalíticos y rocas ultrabásicas con edades de 3.41Ga (Complejo La China - CLCH). Esta unidad presenta circones con coronas de 3.1 y 2.7Ga, reflejando haber experimentado al menos dos fases de metamorfismo.

2) Una secuencia sedimentaria plataformal carbonática (Complejo Las Tetras - CLT) con escasas intercalaciones de basaltos de alto magnesio en la base (hasta 33% en peso de MgO) muy similares a las rocas ultrabásicas asociadas a metatonalitas del CLCH. Este complejo volcano-sedimentario metamorfizado en grado bajo a medio abarca lo que CAMPAL *et al.* (1995) denominaron Complejo Metamórfico Grenvilliano (CMG), parte de lo que BOSSI *et al.* (1965) propusieron como Grupo Lavallega y el Grupo Carapé *sensu* BOSSI (1983) y BOSSI & NAVARRO (2001). Tanto el CLCH como el CLT se encuentran seccionadas e imbricadas mediante planos de cabalgamiento con vergencia al SE, con desarrollo de talcoesquistos subhorizontales o pegmatitas muscovíticas según las litologías implicadas en las estructuras de transporte de masa. Escasas pero coincidentes edades entre 1.2 y 1.4Ga soportan la hipótesis de un evento de espesamiento crustal durante el Mesoproterozoico coetáneo a la yuxtaposición de los terrenos Piedra Alta y Nico Pérez a lo largo del LSYP.

3) El Complejo Valentines, formado por metasedimentos en facies granulita. Está integrado por gneisses oligoclásicos a biotita, cuarcitas magnetito-augíticas y piroxenitas en estructuras concordantes con granulitas isótropas a pertitas cordadas y cuarzo en el corazón de los pliegues. Esta última litología fue datada por U-Pb SHRIMP en circones obteniéndose valores de 2.7Ga en el núcleo de los cristales y 2.0Ga en la corona. La yuxtaposición del complejo Valentines y el bloque que compuesto por los complejos La China -

Las Tetras ocurrió a lo largo del Sistema Transcurrente Sierra de Sosa (STSS) en algún momento anterior al amalgamamiento entre el TNP y el TPA.

4) El Batolito de Illescas - intrusivo en el Complejo Valentines - constituido por una serie de plutones de afinidad rapakivi (CAMPAL & SCHIPILOV, 1995) con edad U-Pb en circón erosionado por el método Allegre de $1780 \pm 5\text{Ma}$ (LEAMAN, Com. Pers., 1992).

5) Durante el Vendiano y la base del Cámbrico se registran 3 unidades de importancia significativa en la evolución geológica del TNP: a) la intrusión del Batolito de Puntas del Santa Lucía en las rocas del CLT al NE de la ciudad de Minas ($633 \pm 8\text{Ma}$ - U-Pb SHRIMP - HARTMANN *et al.*, 2002); b) el haz de diques básicos del TNP, intruido en el Complejo Valentines, STSS y rocas del CLCH con edad muy poco precisa por el método Rb-Sr (WR) de $655 \pm 203\text{Ma}$ (RIVALENTI *et al.*, 1995) que igualmente indica un evento distensivo para ese momento; y c) el episodio más importante es la sedimentación de una potente (~5000m) serie sedimentaria marina plataformal que cubrió prácticamente todo el TNP y parte del TPA, constituyendo el denominado Grupo Arroyo del Soldado (GAUCHER & SCHIPILOV, 1994; GAUCHER *et al.*, 1996; GAUCHER, 2000).

6) Existe registro geológico y geocronológico de un nuevo episodio magmático intrusivo que afecta al Grupo Arroyo del Soldado con edades de $545 \pm 15\text{Ma}$ por método Rb-Sr (WR), datados por UMPIERRE & HALPERN (1971), PRECIOZZI *et al.* (1993), GAUCHER (2000) entre otros autores. Este episodio - con la imprecisión del método usado - parece razonable situarlo en el límite Vendiano - Cámbrico.

Resulta imprescindible hacer algún comentario sobre la edad de $615 \pm 30\text{Ma}$ asignada a la base de la Fm. Sierra de Animas por SÁNCHEZ & LINARES (1996)

a partir de un solo análisis por método K-Ar de una roca basáltica de afloramiento restringido. Esta cifra generaría serios problemas estratigráficos ya que se contraponen a las evidencias de campo que muestran al Grupo Arroyo del Soldado plegado post-540Ma. Los datos geocronológicos Rb-Sr (WR) de 7 muestras incluyendo desde andesibasaltos a riolitas (BOSSI *et al.*, 1993) permitieron obtener una isocrona confiable y geológicamente coherente a 520 ± 5 Ma.

Terreno Cuchilla Dionisio

Este terreno incluye, según la definición de BOSSI *et al.* (1998), al conjunto de unidades litológicas ubicadas al Este de la ZCSB. Este enfoque es motivo de controversias con autores que sostienen la existencia del Cinturón Dom Feliciano como representante de las litologías supracrustales generadas durante el Ciclo Brasiliano. Recientemente BOSSI (2002) analizó el tema con abundante consulta bibliográfica y numerosos ejemplos cartográficos concluyendo que la naturaleza geológica del zócalo cristalino precámbrico en Uruguay a ambos lados de la ZCSB es completamente diferente y debe mantenerse el criterio de terreno tectono-estratigráfico con los límites tal como fueron propuestos. Un fuerte argumento en apoyo de esta conclusión fue expuesto por BASEI *et al.* (2001) quienes mostraron sobre la base del uso estadístico de datos de edades modelo Nd_0 en Sudamérica y Sudáfrica que la gran diferencia de comportamiento se produce en la lineación Sierra Ballena – Major Gerzino. Aceptando este modelo, las intrusiones graníticas en el TNP a 633 ± 8 Ma y 545 ± 15 Ma corresponden a dos períodos de granitogénesis con una etapa de distensión intermedia que permitió el depósito del Grupo Arroyo del Soldado. La ZCSB eliminó de Uruguay las supracrustales metamórficas del Ciclo Brasiliano y dejó solamente las intrusiones distantes inyectadas en la periferia del cratón.

Este Terreno contiene rocas básicas precámbricas en dos zonas principales: Complejo Cerro Olivo en el Dpto. de Rocha

y ortoanfibolitas asociadas a serpentinitas en la zona del Cerro de la Tuna en el Dpto. de Cerro Largo. Ambas unidades han sido poco estudiadas, aunque se dispone de datos cartográficos y geoquímicos como para una identificación preliminar (figura 4).

Complejo Cerro Olivo: en el Dpto. de Rocha, PRECIOZZI *et al.* (1999), MASQUELIN *et al.* (2001), PRECIOZZI *et al.* (2002) y MASQUELÍN & MORALES (2002) proponen la existencia del Terreno Punta del Este (TPE) con variados argumentos y morfologías, hasta que según el último trabajo referido (M&M) lo hace coincidir – aunque sin mencionarlo – con la porción Sur del TCD. En el TPE los referidos autores incluyen diferentes unidades con igual nomenclatura y le asignan nombres geográficos diferentes a los mismos complejos, pero la existencia de rocas ígneas metamorfizadas ha sido documentada por todos los autores que trataron el tema.

MASQUELÍN *et al.* (2001) reconocen dos unidades: Complejo Cerro Olivo (CCO) compuesto por metamorfitos de alto grado, incluyendo rocas básicas; y Suite Metamórfica Chafalote (SMCh) integrada por migmatitas pelíticas y cuarzo-feldespáticas, gneisses calcosilicatados y anfibolitas de alto grado. MASQUELÍN & MORALES (2002) describen con más detalle al CCO como integrado por anfibolitas de grano medio, ortogneisses máficos con ortopiroxenos y biotita y granitoides tonalíticos con granate.

Por otro lado, PRECIOZZI *et al.* (2002) definen 3 unidades en el TPE: unidad Cerro Olivo integrada por leucogneisses con biotita, muscovita y granate; unidad Cerro Centinela con gneisses bandeados con segregaciones máficas; y unidad Chafalote compuesta por rocas máficas ricas en biotita, de grano medio a grueso y poco foliadas. Las estructuras dominantes son NE con alternancia de paragneisses de alto grado, gneisses calcosilicatados anfibólicos y ortoanfibolitas con hornblenda y andesina. Aunque son obvias las discrepancias en la nomenclatura, la existencia de rocas básicas metamorfizadas está documentada

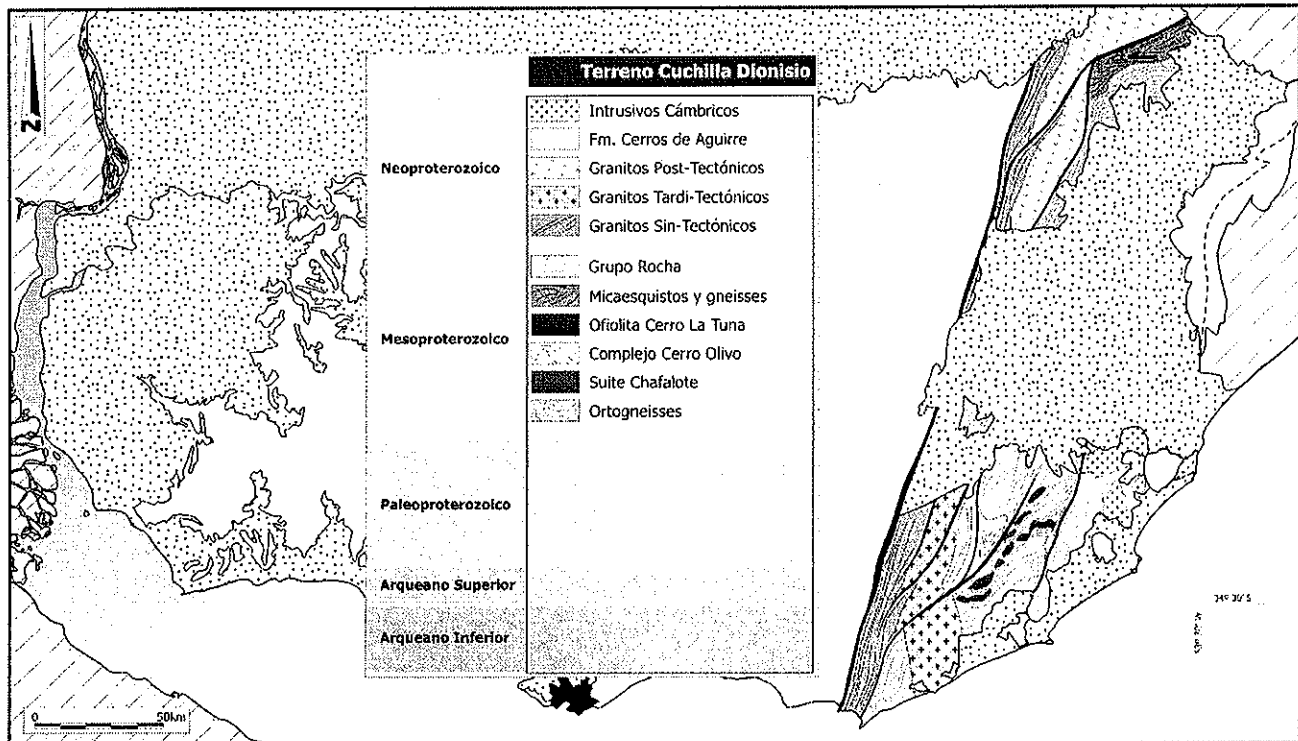


Figura 4.- Terreno Cuchilla Dionisio
Figure 4.- Cuchilla Dionisio terrain

en todos los trabajos y fueron confirmadas por algunas giras de reconocimiento realizadas por los autores de este ensayo.

La cartografía de esta zona es todavía preliminar y sólo se ha logrado exponer en la figura 5 algunos grandes trazos a partir de los datos de MASQUELÍN *et al.* (2001), MASQUELÍN & MORALES (2002), fotogeología a escala 1/20.000 de la zona entre el arroyo Alférez en el W y los Cerros Aguirre en el E y algunas giras de campo para toma de muestras y verificaciones de datos petrográficos y estructurales.

Frente a las discrepancias en la nomenclatura, en este trabajo se sigue la propuesta original para indicar la distribución de cada unidad. Las ortoanfibolitas fueron sometidas a análisis

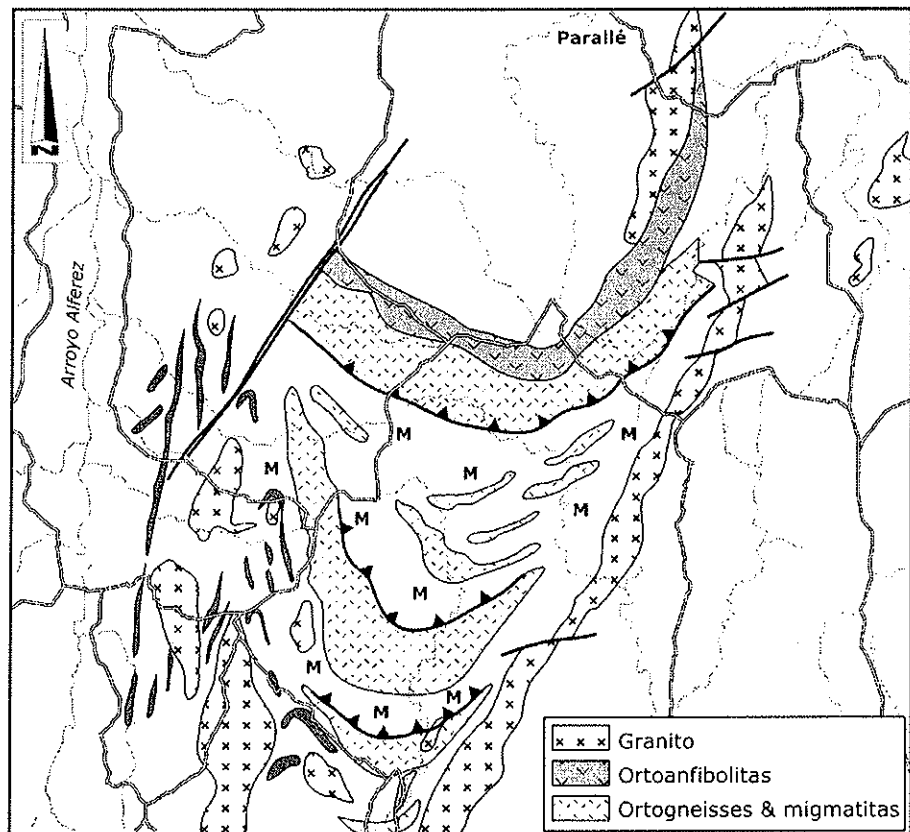


Figura 5.- Cartografía preliminar del área de estudio (según datos de Masquelin et al)

Figure 5.- Preliminary cartography of the studied area (by Masquelin et al)

geoquímico en ActLabs (Canadá), dando como resultado los siguientes valores:

poca diferenciación experimentada por las rocas básicas (el doble de REE que las

Muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Loi	Total
A-01	46.1	15.3	14.5	0.2	6.2	8.0	2.8	1.6	2.9	1.0	1.8	100.3
A-02	45.1	12.9	17.6	0.2	7.2	8.1	2.0	1.8	2.2	0.3	1.7	99.1

Los datos geocronológicos obtenidos por diversos métodos son escasos y contradictorios: a) 540 ± 50 Ma para los granitoides post-orogénicos (Santa Teresa, Aiguá, Florencia...); b) 600 a 680 Ma para las rocas deformadas (Rb-Sr en roca total); c) 1040 ± 38 Ma por U-Pb en circones de gneisses oftálmicos (milonitas?) con edades de 510 ± 135 Ma para la formación del leucoxeno.

También fueron calculadas las edades modelo de gneisses migmáticos (PRECIOZZI *et al.*, 2002) obteniendo valores entre 1.8 y 2.4 Ga. Esto sugiere una baja residencia cristal que fue confirmada por valores fuertemente negativos de ϵ_{Nd} : -13 y -14. Para estas mismas rocas, BOSSI *et al.* (1999) y HARTMANN *et al.* (2002) publicaron estudios sobre circones por método U-Pb SHRIMP con resultados de 2058 ± 10 Ma en el núcleo y 762 ± 8 Ma en los bordes de los cristales, sugiriendo un magmatismo Paleoproterozoico y un metamorfismo Neoproterozoico.

Todo parece indicar que este fragmento de lo que BOSSI & NAVARRO (1991) denominaron "Faja Granítica Central" está constituido por un zócalo Paleoproterozoico metamorfizado hacia 760 Ma con abundantes cabalgaduras con vergencia Sur de rocas de alto grado, cuya edad no es conocida. Presenta abundantes intrusiones entre 540 y 600 Ma, lo que ha conducido a identificarlo con el batolito de Pelotas en la mayoría de los ensayos sobre ciclo Brasileño.

Las rocas ígneas básicas metamorfizadas y los demás metamorfitos de grado alto han servido para diferenciar el zócalo de las intrusiones y concluir que la estructura geológica de este bloque consiste en un zócalo metamórfico Eoproterozoico intruido por abundantes y voluminosos cuerpos graníticos Neoproterozoicos. La

condritas) y el metamorfismo de facies granulita señalan el carácter infracrustal de este zócalo.

Ofiolita Cerro de la Tuna: En los alrededores del Cerro de la Tuna en el Dpto. de Cerro Largo BOSSI *et al.* (1988) describieron la existencia de serpentinitas en una estructura anticlinal de plano axial N70E y charnela buzando 15° al WSW. Trabajos posteriores de los mismos autores permitieron reconocer la existencia de ortoanfibolitas con estructura concordante y de allí sospechar la posibilidad de restos de un complejo ofiolítico integrado por ortoanfibolitas sobreyaciendo serpentinitas provenientes de rocas ultrabásicas piroxénicas (BOSSI & SCHIPILOV, 2000). Varias evidencias adicionales apoyan esta hipótesis: jaspilitas, tremolititas ricas en boro y turmalinitas en capas delgadas también concordantes con la estructura anticlinal bien definida. Las ortoanfibolitas poseen textura granoblástica con restos de textura ofítica palimpséstica: Están compuestas por hornblenda y andesina saussuritizada. Esta asociación litológica está emplazada en la Fm. Paso del Dragón de PRECIOZZI *et al.* (1985) como un conjunto de gneisses y micaesquistos muscovíticos, anfibolitas y esquistos de naturaleza variada. La actual interpretación sugiere que los gneisses y micaesquistos son metasedimentarios, mientras que las anfibolitas se asocian a las serpentinitas, ambas de origen magmático.

Son varios los datos naturalistas que apoyan una estructura de tipo ofiolítica, especialmente cuando se analiza el comportamiento geológico regional, ya que hacia el Norte se desarrolla un zócalo cristalino complejo con miles de pegmatitas filonianas peraluminosas subhorizontales. Los datos disponibles sugieren una

cabalgadura con vergencia hacia el Sur sobre un resto cortical oceánico de subducción abortada (figura 6).

La edad de estas rocas no es conocida, y sería fundamental su definición porque en esta zona podría resolverse de una vez por todas la correlación entre el TCD (Uruguay) y el batolito de Pelotas (RGS).

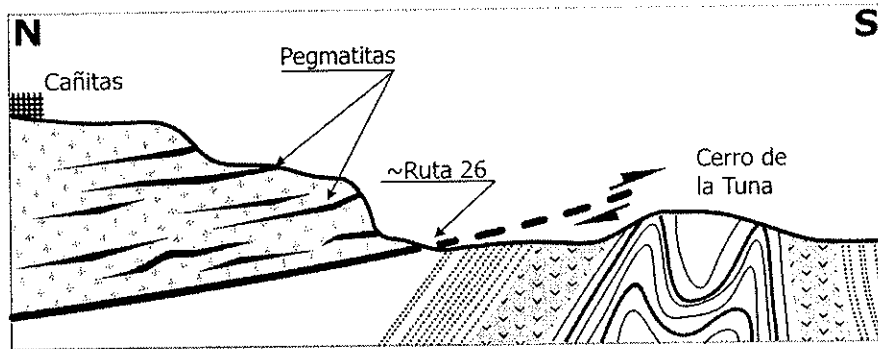


Figura 6.- Corte geológico esquemático de la estructura del Cerro de la Tuna.

Figure 6.- Sketch of the geologic structure of the Cerro de la Tuna.

CONCLUSIONES

En el TPA es posible reconocer diferencias sustanciales – especialmente evidenciadas por las rocas básicas – entre la Fm. Montevideo (ortoanfibolitas de textura nefrítica) por un lado, y las rocas básicas de las formaciones Paso Severino y Arroyo Grande por otro (metabasaltos de grado bajo, gabros hornbléndicos en suites TTG, noritas y gabros en facolitos, y un haz de diques de microgabro de escala regional). En el TNP se reconocen gabros asociados a serpentinitas vinculados geológicamente a gneisses tonalíticos del Paleoarqueano (3.41Ga), prasinitas de 1.2 – 1.4Ga en el ex-Grupo Lavalleja y ex- Grupo Fuente del Puma, y ortoanfibolitas de edad incierta integrantes del Grupo Carapé. En este caso las rocas ígneas básicas metamorfizadas han servido para definir el proceso evolutivo (Midot, 1984) reconociendo 800m de metalavas toleíticas. La cartografía disponible sugiere también que la sinforma de la ruta 81 resultó de un desplazamiento dextral del bloque oriental del LSYP, sobre la base de las evidencias resultantes de la estructura interna de las primitivas coladas. En el TCD quedó definida una posible estructura de naturaleza ofiolítica con un importante significado geológico en lo que

refiere a la relación entre el TCD y el batolito de Pelotas. Las rocas básicas metamorfizadas del Complejo Cerro Olivo pueden ser la guía para resolver la estratigrafía interna de esta compleja porción del Terreno.

El análisis de la naturaleza de las rocas ígneas básicas del zócalo precámbrico del Uruguay confirmó la conveniencia de mantener los 3 terrenos tectono-estratigráficos como unidades independientes adosadas a *ca.* 1200Ma y *ca.* 525Ma. Las rocas básicas, su grado de metamorfismo y sus relaciones geológicas son diferentes en cada terreno (figura 7):

- Las lavas y los basaltos toleíticos a komatiíticos son pre-orogénicos y han experimentado metamorfismo de grado bajo (prasinitas de las formaciones Arroyo Grande, Paso Severino y Grupo Fuente del Puma) o de grado medio (anfibolitas de la Fm. Montevideo, Grupo Carapé y Complejo Cerro de la Tuna).
- Las diabasas porfíricas se encuentran en un haz de filones de poco espesor en el TNP.
- Los microgabros y microgabronoritas constituyen el Haz de Diques del Río de la Plata en el TNP.
- Los gabros hornbléndicos (bojitas u hornblenditas porfiroblásticas) aparecen como expresiones menores en mezclas de magmas post-orogénicas de tipo TTG en los cinturones Andresito y San José del TNP.
- Los gabros y noritas son conocidos solamente en el PA y forman parte de dos facolitos anorogénicos bimodales en los complejos Guaycurú y Tía Sofía en el cinturón San José.

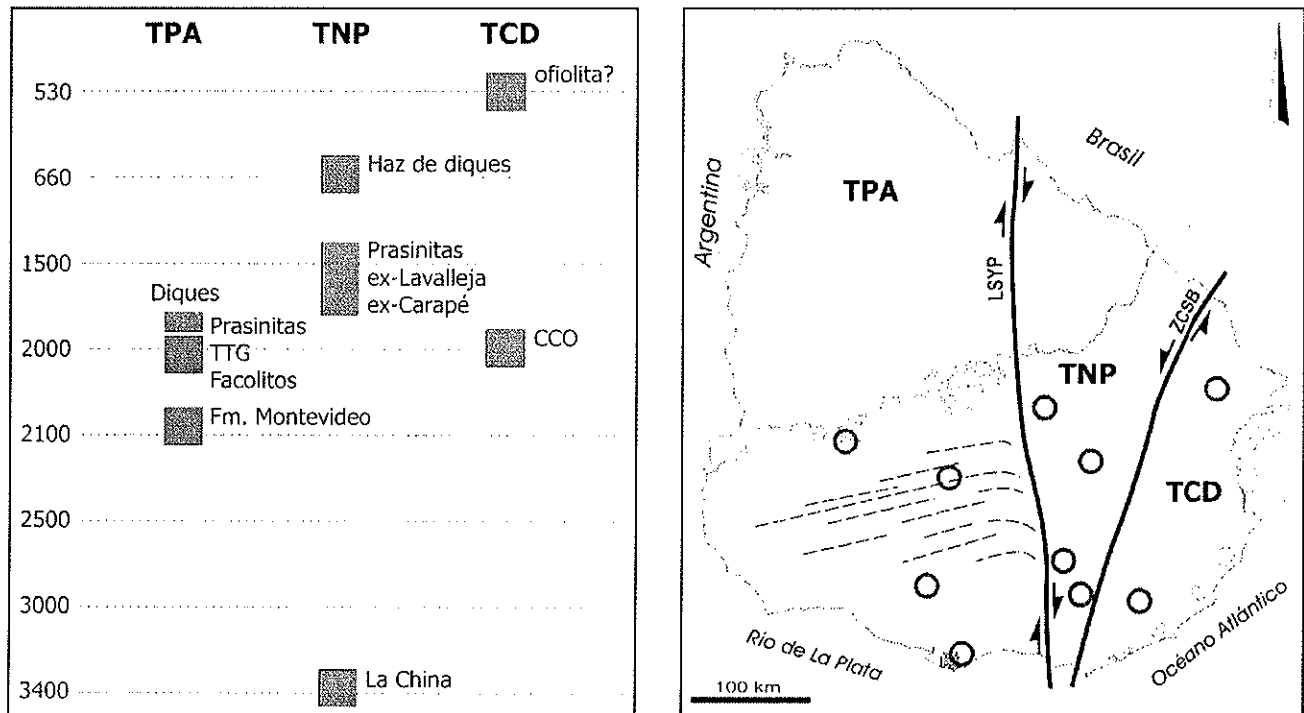


Figura 7.-

BIBLIOGRAFÍA

- BASEI, M.A.S., SIGA, Jr., HARARA, O.M., PRECIOZZI, F., SATO, K. & KAUFUSS, G. (2001). Precambrian terranes of african affinities in the southeastern part of Brazil and Uruguay. In: III SOUTHAMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, Pucón, Chile. *Abstracts*: 98-101p.
- BOSSI, J. (1983). Breve reseña sobre el conocimiento geológico del Escudo Predevoniano en Uruguay, Sud América. *Zentralblatt für Geologie und Palaëontologie*. 1(3/4): 417-429. Alemania.
- BOSSI, J. & CAMPAL, N. (1991). Granitos negros filonianos del Uruguay - Resultados de las Investigaciones. Convenio CIID - Facultad de Agronomía. Ed. FACULTAD DE AGRONOMÍA. Montevideo. Uruguay.
- 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.
- BOSSI, J.; CAMPAL, N.; CIVETTA, L.; DEMARCHI, G.; GIRARDI, V. A. V.; MAZZUCHELLI, M.; NEGRINI, L.; RIVALENTI, G.; FRAGOSO CESAR, A. R. S.; SINIGOI, S.; TEXEIRA, W.; PICCIRILLO, E. M. & MOLESINI, M. (1993). Early Proterozoic dike swarms from western Uruguay: geochemistry, Sr-Nd isotopes and petrogenesis. *Chemical Geology*. 106: 263-277.
- BOSSI, J.; CINGOLANI, C.; LLAMBÍAS, E.; VARELA, R. & CAMPAL, N. (1993). Características del magmatismo finibrasileño en el Uruguay: Formaciones Sierra de Rios y Sierra de Animas. *Revista Brasileira de Geociencias* 23(3): 282-288. San Pablo. Brasil.
- BOSSI, J.; FERNANDEZ, A. & ELIZALDE, G. (1965) Predevoniano en el Uruguay. *Boletín Facultad de Agronomía N° 78*. Montevideo. Uruguay.
- BOSSI, J.; FERRANDO, L. A.; MONTAÑA, J.; MORALES, H.; CAMPAL, N.; GANCIO, F.; PIÑEIRO, D.; SCHIPILOV, A. & SPRECMANN, P. (1998). *Carta Geológica del Uruguay, escala 1/500.000*. Geeditores. Montevideo. Uruguay.
- BOSSI, J. & FERRANDO, L. (2001). Carta Geológica del Uruguay – versión 2.0. ED. CÁTEDRA DE GEOLOGÍA (FAGRO). Montevideo.
- BOSSI, J. & NAVARRO, R. (1986). Il graniti neri dell'eocambriano dell'Uruguay. *ACCIM* 3(10): 22-35. Verona. Italia
- BOSSI, J. & NAVARRO, R. (1991). *Geología*

- del Uruguay*. 2 tomos. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República. Montevideo. Uruguay.
- BOSSI, J. & NAVARRO, R. (2001). Grupo Carapé: su reivindicación. *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología*. **III**: 2-12.
- BOSSI, J. (2002). Estratigrafía del Precámbrico de Uruguay: Terrenos tectonoestratigráficos y geocronología. In: II TALLER SOBRE LA ESTRATIGRAFÍA DEL PRECÁMBRICO DEL URUGUAY, Montevideo, Uruguay. *Resúmenes ampliados*: 5-10pp.
- BOSSI, J. & A. SCHIPILOV (2000). *Rocas Igneas Básicas del Uruguay - Volumen 2: "Magmatismo Pre-Orogénico"*, 78pp. Ed. Mim. Pesce. ISBN 9974-0-0135-8 (Dep. Legal 317.017/2000).
- CAMPAL, N.; GAUCHER, C.; SCHIPILOV, A. & BOSSI, J. (1995). El Uruaçuano en el Uruguay: evidencias geológicas, paleontológicas y radiométricas. 6° SIMPOSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGÍA. 1° ENCUENTRO DE GEOLOGÍA DEL CONO SUR. Porto Alegre. Brasil. *Boletín de Resumos Expandidos*: 97-100.
- CAMPAL, N. & SCHIPILOV, A. (1995). The Illescas bluish-quartz rapakivi granite (Uruguay - South America): Some geological features. SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS. Belen, Brazil.
- CINGOLANI, C.; SPOTURNO, J & BONHOMME, M. (1990). Resultados mineralógicos y geocronológicos preliminares sobre las unidades Piedras de Afilar, Lavallega y Barriga Negra, R. O. Uruguay. 1° CONGRESO URUGUAYO DE GEOLOGÍA. *Resúmenes Ampliados 1*: 11-17. Montevideo, Uruguay.
- CINGOLANI, C.; VARELA, R.; DALLA SALDA, L.; BOSSI, J.; CAMPAL, N.; FERRANDO, L. A.; PIÑEIRO, D. & SCHIPILOV, A. (1997). Rb/Sr geocronology from the Río de la Plata craton of Uruguay. SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY. Curitiba. Brasil
- DALLA SALDA, L., BOSSI, J. & CINGOLANI, C. (1988). The Río de la Plata Cratonic Region of South-Western Gondwanaland. *Episodes*, **11** (4): 263-269.
- GAUCHER, C. (1998). *Sedimentología, paleontología, y estratigrafía del Grupo Arroyo del Soldado (Vendiano - Cámbrico, Uruguay)*. Oberforschungsseminar, Institut für Geologie und Paäeontologie der Philipps-Universität, Marburg, Alemania.
- GAUCHER, C. & A. SCHIPILOV (1994): Formaciones de hierro bandeadas del Vendiano del Uruguay.- *Paleociencias del Uruguay*. **2**: 3-5.
- GAUCHER, C.; SPRECHMANN, P. & A. SCHIPILOV (1996): Upper and Middle Proterozoic fossiliferous sedimentary sequences of the Nico Pérez Terrane of Uruguay: Lithostratigraphic units, depositional environments and correlations.- *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **199**: 339-367; Stuttgart.
- GOMEZ, C. (1995). *A zona de cisalhamento sinistral de Sierra Ballena no Uruguay*. Universidad de San Paulo, San Paulo. Brasil. 243p.
- HART, S. R. (1966). Radiometric ages in Uruguay and Argentina and their implications concerning continental drift. GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA. San Francisco. EEUU. *Annual Meeting*: 86.
- HARTMANN, L. A., PIÑEYRO, D., BOSSI, J., LEYTE, A.D.J. & McNAUGHTON, N.J. (2000). Zircon U-Pb SHRIMP dating of Palaeoproterozoic Isla Mala granitic magmatism in the Río de la Plata Craton, Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences*. **13**(2000): 105-113.
- HARTMANN, L. A.; CAMPAL, N.; SANTOS, J. O. S.; McNAUGHTON, N. J.; BOSSI, J. SCHIPILOV, A. & J. M. LAFON (2001). Archean crust in the Río de la Plata Craton, Uruguay – SHRIMP U-Pb zircon reconnaissance geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*. **14**(6): 557-570. Elsevier.
- HARTMANN, L. A.; ORESTES S. SANTOS, J.; BOSSI, J.; CAMPAL, N.; SCHIPILOV, A. & N. J. McNAUGHTON (2002). Zircon and titanite U-Pb SHRIMP geochronology of Neoproterozoic felsic magmatism on the eastern border of the

- Río de la Plata Craton, Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences* **15(2002)**: 229-236, Pergamon Press.
- MASQUELÍN, H., SILVA, A.O.M., PORCHER, C.C., FERNANDES, I.A.D. & MORALES, E. (2001). Geología y geotermobarometría de la Suite Metamórfica Chafalote, Basamento prebrasiliano, Sureste del Uruguay. III CONGRESO URUGUAYO DE GEOLOGÍA y XI CONGRESO LATINOAMERICANO DE GEOLOGÍA, Montevideo, Uruguay. *CD Abstracts*, **191**.
- MASQUELÍN, H. & MORALES, E. (2002). Reconocimiento preliminar de campo para la prospección de rocas ornamentales migmatíticas: ejemplo del Complejo Cerro Olivo (SE de Uruguay). *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología*. **3(9)**: 43-53p.
- MAZZUCHELLI, M.; RIVALENTI, G.; PICCIRILLO, E. M.; GIRARDI, V. A. V.; CIVETTA, L. & PETRINI, R. (1995). Petrology of the Proterozoic Mafic dyke swarms of Uruguay and constraints of their mantle source composition. *Prec. Res.* **74 (1995)**: 177-194.
- MIDOT, D. (1984). *Etude géologique et diagnostique métallogénique pour l'exploration du secteur Minas (Uruguay)*; Tesis, 3eme Cycle, Univ. P. et M. Curie. París. Francia.
- MUTTI, D.; BOSSI, J.; DI MARCO, A. & PIÑEYRO, D. (1996). The Archean vulcano sedimentary San José Belt (Uruguay). SYMPOSIUM OF ARCHEAN TERRANES OF AMERICAN PLATFORM.. 26-27. Brasilia. Brasil.
- OYHANTÇABAL, P., SPOTURNO, J., GOSO, E., HEIMANN, A. & BERGALLI, L. (2001). Asociaciones litológicas en las supracrustales del Grupo Lavallega y sus intrusiones asociadas en la Hoja "Fuente del Puma" (Sur de Minas, Uruguay). III CONGRESO URUGUAYO DE GEOLOGÍA y XI CONGRESO LATINOAMERICANO DE GEOLOGÍA, Montevideo, Uruguay. *CD Abstracts*, **246**.
- PRECIOZZI, F.; MASQUELÍN, H. & BASEI, M. (1999). The Namaqua / Grenville Terrane of eastern Uruguay. II SIMPOSIO SUDAMERICANO DE GEOLOGÍA ISOTÓPICA. Villa Carlos Paz. Córdoba. Argentina. 338-340.
- PRECIOZZI, F.; MASQUELÍN, H. & BASEI, M. (1999). The Namaqua / Grenville Terrane of eastern Uruguay. VII SIMPOSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGÍA. Foz de Iguazú. Brasil.
- PRECIOZZI, F.; MASQUELÍN, E.; & SANCHEZ, L. (1993). Geología de la porción sur del Cinturón Cuchilla Dionisio. I SIMPOSIO DEL NEO PROTEROZOICO - CAMBRICO DE LA CUENCA DEL PLATA. *Guía de Excursión*. 3-39. La Paloma. Uruguay.
- PRECIOZZI, F.; SPOTURNO, J.; HEINZEN, W. & ROSSI, P. (1985). *Carta Geológica del Uruguay a escala 1/500.000.*; Ed. DINAMIGE.- Montevideo. Uruguay.
- PRECIOZZI, F., BASEI, M.A.S. & SÁNCHEZ, L. (2002). El Terreno Punta del Este: aproximación al conocimiento. In. II COLOQUIO INTERNACIONAL VENDIANO - CÁMBRICO DEL GONDWANA OCCIDENTAL. Montevideo, Uruguay, 35-42p.
- RIVALENTI, G.; MAZZUCHELLI, M.; MOLESINI, M.; PETRINI, R.; GIRARDI, V. A. V.; BOSSI, J. & CAMPAL, N. (1995). Petrology of Late Proterozoic mafic dikes in the Nico Perez region, central Uruguay. *Mineralogy and Petrology* (1995) **55**: 239-263.- Austria.
- SÁNCHEZ, L. & LINARES, E. (1996). Primeras edades en basaltos del Complejo Sierra de las Animas, Uruguay. In: XIII CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, Buenos Aires, *Abstracts I*: 399-404.
- UMPIERRE, M. & HALPERN, M. (1971). Edades Sr - Rb del Sur de la República Oriental del Uruguay. *Revista Asociación Geológica Argentina*. **26 (2)**:133-155.