

RESÚMENES

V CONGRESO URUGUAYO DE GEOLOGÍA

I REUNION SOBRE MINERIA Y EL URUGUAY PRODUCTIVO, OPORTUNIDADES Y DESARROLLO.

10 AL 12 OCTUBRE, 2007

Montevideo, Uruguay

EDICIÓN ELECTRÓNICA



**ZIRCONES DETRITICOS DE SECUENCIAS NEOPROTEROZOICAS DE URUGUAY Y ARGENTINA:
INFERENCIAS SOBRE LA EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA DEL CRATON DEL RIO DE LA PLATA**

Gaucher, C.¹; Poiré, D.G.²; Finney, S.C.³; Valencia, V.⁴; Blanco, G.⁵; Pamoukaghlián, K.²; Gómez Peral, L.²

¹Facultad de Ciencias, Iguá 4225, 11400 Montevideo, Uruguay gaucher@chasque.net

²Centro de Investigaciones Geológicas, UNLP-CONICET, Calle 1 N°644, 1900 La Plata, Argentina
poire@cig.museo.unlp.edu.ar , esmectita90@gmail.com

³ Department of Geological Sciences, California State University Long Beach, Long Beach, CA 90840-390, USA
scfinney@csulb.edu

⁴ Geosciences, University of Arizona, 1040 E Fourth Street, Tucson, AZ 85721-0077, USA

⁵ blancogonzalo2@hotmail.com

RESUMEN

Se presentan los resultados de la datación U-Pb (LA-ICP MS) de 470 zircones detríticos de sucesiones sedimentarias del Neoproterozoico-Cámbrico del Cratón del Río de la Plata (CRP) en Argentina y Uruguay. Cuarzoarenitas de la Formación Piedras de Afilas muestran espectros dominados por edades mesoproterozoicas, con picos en 1.49, 1.35, 1.25 y 1.0 Ga, pero también edades típicamente transamazónicas con picos a 2.00-2.07, 1.87 y 1.78 Ga. Se estudiaron dos muestras de areniscas del Grupo Arroyo del Soldado (formaciones Yerbal y Cerros San Francisco). Predominan edades arqueanas con máximos en 3.2 y 2.7 Ga, así como paleoproterozoicas con picos en 2.45 y 2.18 Ga, la última típicamente transamazónica. Fueron analizadas dos muestras del Grupo Sierras Bayas en Tandilia (Argentina). Areniscas de la Formación Villa Mónica arrojaron un espectro unimodal centrado en edades transamazónicas (2.13 Ga). Por el contrario, cuarzoarenitas de la sobreyacente Formación Cerro Largo presentan una población de zircones detríticos polimodal. Dominan zircones transamazónicos (picos en 2.15, 2.0 y 1.79 Ga), pero se registran importantes picos en el Arqueano-Paleoproterozoico basal (3.33, 2.99, 2.7, 2.47 Ga) y en el Mesoproterozoico (1.55, 1.23 y 1.06). Sorprende la abundancia de zircones detríticos mesoproterozoicos, sugiriéndose aquí que un cinturón Mesoproterozoico proto-andino ha sido la fuente de los mismos. La distribución de zircones de diferentes edades y las áreas conocidas de afloramiento de edades correspondientes muestran que el Terreno Nico Pérez se encontraba mucho más cercano a Tandilia en el Neoproterozoico que en la actualidad. Esto se explica por la reactivación sinistral de la Zona de Cizalla Sarandí del Yí en el Cámbrico, como resultado de la colisión tangencial del Terreno Cuchilla Dionisio-Pelotas con el CRP. La ausencia de zircones neoproterozoicos en las unidades estudiadas y otras evidencias confirman que las mismas se depositaron en una amplia plataforma estable de tipo Atlántico, desarrollada en la margen oriental del CRP. Esta cuenca evidentemente no tuvo ninguna contribución de sedimento de cinturones Brasileños-Panafricanos, apoyando la idea de acreción de terrenos como la responsable por el amalgamamiento final del Gondwana sudoccidental.

Palabras clave: Cratón Río de la Plata, Neoproterozoico, zircones detríticos, Uruguay, Argentina

ABSTRACT

We report U-Pb ages of detrital zircons from samples of five Neoproterozoic sandstone units deposited on the Río de la Plata Craton (RPC) in Uruguay and Argentina. Quartz-arenites of the Piedras de Afilas Formation show typical Transamazonian ages, with peaks at 2.00-2.07, 1.87 and 1.78 Ga. However, the most important zircon population is Mesoproterozoic, showing maxima at 1.49, 1.35, 1.25 and 1.0 Ga. Zircons recovered from two sandstone levels in the Arroyo del Soldado Group (Yerbal and Cerros San Francisco formations) are mostly Archean in age, with maxima at 3.2 and 2.7 Ga. Palaeoproterozoic zircons are also prominent in this unit, with peaks at 2.45 and 2.18, with the latter a typical Transamazonian age. Two samples from the Sierras Bayas Group in Tandilia (Argentina) show different age spectra. Sandstones of the Villa Mónica Formation show a unimodal zircon population of Transamazonian age (peak at 2.13 Ga). Sandstones of the Cerro Largo Formation are characterized by a dominant Transamazonian zircon population (peaks at 2.15, 2.0 and 1.79), but also important Archean-lowermost Palaeoproterozoic (3.33, 2.99, 2.7, 2.47 Ga) and Mesoproterozoic peaks (1.55, 1.23 and 1.06).

The abundance of Mesoproterozoic detrital zircons is surprising. A proto-Andean, Mesoproterozoic belt is suggested as the source of the Mesoproterozoic detritus. Archean rocks of the RPC crop out only in the Nico Pérez Terrane in Uruguay, suggesting that the Nico Pérez Terrane was much closer to Tandilia than it is today. The sinistral reactivation of the Sarandí del Yí Shear Zone in the Cambrian, as a result of tangential collision of the Cuchilla Dionisio-Pelotas Terrane, may explain this observations. The absence of Neoproterozoic zircons shows that the studied units were deposited in a stable continental margin opening to the East and South. These Neoproterozoic basins had obviously no contribution whatsoever from Brasiliano-Pan African belts, supporting the idea of Cambrian terrane accretion as the mechanism responsible for the present configuration of the Río de la Plata Craton and the final amalgamation of Gondwana.

Keywords: Río de la Plata Craton, Neoproterozoic, detrital zircons, Uruguay, Argentina

INTRODUCCIÓN

El Cratón del Río de la Plata (CRP, Fig. 1) fue individualizado desde los trabajos de Bossi et al. (1967) y Almeida et al. (1973). Se trata de un bloque cortical formado principalmente por rocas del Ciclo Transamazónico, con edades paleoproterozoicas mayormente entre 2200 y 1900 Ma. Bossi & Campal (1992) definen al Terreno Nico Pérez como parte integral del CRP, cuyos límites y evolución en el Neoproterozoico fueron determinados por Gaucher et al. (1998) y Bossi et al. (1998). Hartmann et al. (2001) demuestran la ocurrencia de importantes volúmenes de rocas arqueanas en el Terreno Nico Pérez y por tanto en el CRP. Por otro lado, Bossi et al. (1998) postulan la ocurrencia de un importante evento tectonotérmico en el Mesoproterozoico, como observado en edades entre 1370 y 1170 Ma, en espectros ^{40}Ar - ^{39}Ar de diques máficos emplazados en el Paleoproterozoico (Teixeira et al., 1999), así como en muscovitas sincinemáticas en planos de cabalgamiento en el Terreno Nico Pérez (1253 ± 32 Ma K-Ar, Cingolani, en Bossi et al., 1998).

La evolución neoproterozoica del CRP ha sido controvertida hasta ahora. Frago César (1980), Sánchez Bettucci & Ramos (1999) y otros sugieren que el borde E del CRP representó un borde continental activo durante el fin del Neoproterozoico. Por otro lado, Gaucher et al. (1996, 1998, 2003, 2005), Bossi et al. (1998), Gaucher (2000), Mallmann et al. (en prensa) y Basei et al. (2005) plantean la existencia de una amplia plataforma tipo Atlántico en el borde oriental del CRP en el Ediacarenses-Cámbrico basal, cerrándose la cuenca por colisión tangencial con el Terreno Cuchilla Dionisio, bloque exótico de afinidad africana.

Un método fundamental para determinar la evolución del CRP en el Neoproterozoico-Cámbrico Inferior es la datación de zircones detríticos de sucesiones sedimentarias de esa edad. En este trabajo se presentan los resultados de la datación de 470 zircones detríticos de areniscas del Grupo Arroyo del Soldado, Grupo Sierras Bayas y Formación Piedras de Afilas (Uruguay y Argentina), así como la datación del Granito del Arroyo Mangacha (Terreno Nico Pérez).

SUCESIONES SEDIMENTARIAS DEL CRATÓN DEL RÍO DE LA PLATA

En este trabajo se estudiaron sucesiones sedimentarias del Neoproterozoico tardío (principalmente Ediacarenses) y Cámbrico basal de la parte oriental y central del CRP (Fig. 1). En Uruguay se trata del Grupo Arroyo del Soldado (Terreno Nico Pérez) y de la Formación Piedras de Afilas (Terreno Tandilia *sensu* Bossi et al., 2005). En Argentina fueron analizadas muestras del Grupo Sierras Bayas en el Terreno Tandilia. A continuación se reseña la geología de las unidades estudiadas.

Grupo Arroyo del Soldado

Definido por Gaucher et al. (1996) y descrito en detalle por Gaucher (2000), se trata de una potente (5.000 m) secuencia sedimentaria depositada sobre el Terreno Nico Pérez (Fig. 2). El grupo se caracteriza por la alternancia de unidades siliciclásticas, carbonáticas y quimiogénicas, así como por la total ausencia de rocas volcánicas, piroclásticas y volcanoclásticas. La persistencia lateral de las diferentes unidades es notable, extendiéndose con geometría tabular por varios cientos de kilómetros. La petrografía de las areniscas, el importante desarrollo de depósitos carbonáticos y quimiogénicos, así como la arquitectura de facies indican una plataforma continental de tipo Atlántico para el Grupo Arroyo del Soldado (Gaucher, 2000).

De la base al tope integran al Grupo Arroyo del Soldado las siguientes unidades (Gaucher 2000; Fig. 5):

- Formación Yermal: secuencia siliciclástica grano- y estratodecreciente, con areniscas en la base y pelitas en la cima. Cerca del tope se intercalan estratos dolomíticos, de rocas ferríferas (BIF) y chert (Gaucher et al. 2004a). El espesor total supera los 1.500 m.
- Formación Polanco: compuesta de más de 900 m de calizas clásticas, dolomías y ritmitas caliza-dolomía

- Formación Barriga Negra: conglomerados y areniscas derivados de las unidades anteriores y también del basamento, en abanicos aluviales restringidos a la parte más occidental (somera) de la cuenca. Su espesor alcanza los 1.500 m.
- Formación Cerro Espuelitas: 1200 m de pelitas y espesos depósitos quimiogénicos de BIF y chert.
- Formación Cerros San Francisco: se compone de hasta 300 m de cuarzoarenitas y subarcosas.
- Formación Cerro Victoria: se trata de 400 m de dolomías estromatolíticas y oolíticas con trazas.

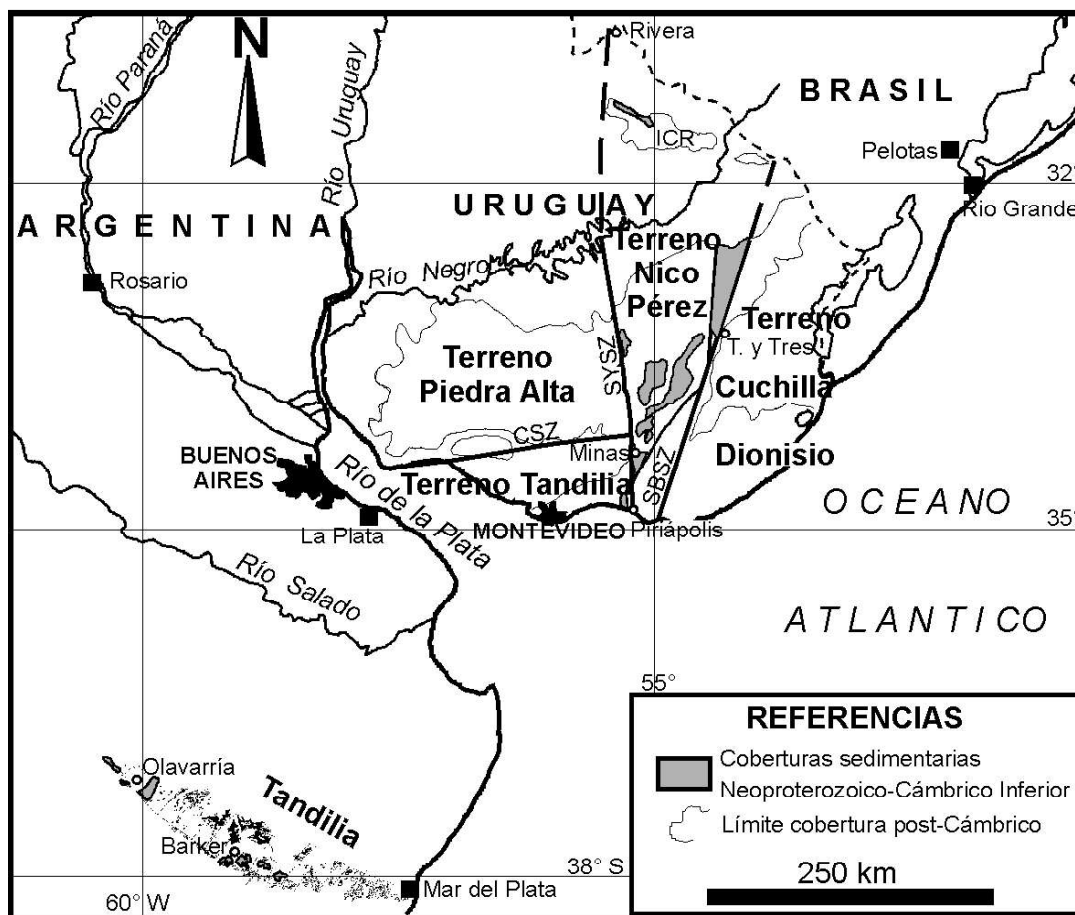


Figura Nº 1: Esquema geológico de la parte oriental del Cratón del Río de la Plata, mostrando las áreas de afloramiento del Grupo Arroyo del Soldado, Formación Piedras de Afilas y Grupo Sierras Bayas (modificado de Gaucher et al. 2005). ICR: Isla Cristalina de Rivera; CSZ: Zona de Cizalla de Colonia; SYSZ: Zona de Cizalla Sarandí del Yí; SBSZ: Zona de Cizalla Sierra Ballena.

La edad del Grupo Arroyo del Soldado es Ediacarensis tardío para su parte inferior y media, y Cámbrico basal para la Formación Cerro Victoria, y quizás, parte de la Formación Cerros San Francisco. Las evidencias al respecto son:

- (1) La ocurrencia de *Cloudina riemkeae*, fósil guía del Ediacarensis tardío (Germis, 1972, Grant 1990, Knoll 2000) y otros fósiles con esqueleto como *Titanotheca coimbrae* y *Waltheria marburgensis* en el tope de la Formación Yermal y tercio inferior de la Formación Polanco (Gaucher & Sprechmann 1999, Gaucher 2000, Gaucher et al. 2003; Fig. 5).

- (2) Asociaciones de acritarcas dominadas por *Bavlinella faveolata* o por *Leiosphaeridia* spp. ocurren en la parte inferior y media de la unidad, favoreciendo una edad Ediacareense (Gaucher et al. 1996, 1998, 2004b; Gaucher 2000; Fig. 5).
- (3) Datos quimioestratigráficos de $\delta^{13}\text{C}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en carbonatos han sido publicados para todo el Grupo Arroyo del Soldado (Fig. 5). Para las formaciones Yermal (superior), Polanco y Cerro Espuelitas/Barriga Negra (inferior) se observan variaciones de amplitud importante de $\delta^{13}\text{C}$ entre -3 y $+5.5$ ‰ PDB y razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0.7072 y 0.7085 (Gaucher et al., 2004a, c), claramente indicando edad Ediacareense (Jacobsen & Kaufman 1999, Halverson et al. 2005). Para la Formación Cerro Victoria aparecen oscilaciones de baja amplitud de $\delta^{13}\text{C}$ entre -3.5 y $+0.64$ ‰ PDB y valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ por encima de 0.7095, sugiriendo una edad Cámbrico Inferior bajo (Gaucher et al. 2007).
- (4) La edad Cámbrico para la Formación Cerro Victoria es confirmada por icnofósiles del género *Thalassinoides* descritos por Montaña & Sprechmann (1993) y Sprechmann et al. (2004).
- (5) Los datos radimétricos más significativos indican que el Grupo Arroyo del Soldado se depositó posteriormente al Batolito de Puntas del Santa Lucía (633 ± 12 Ma U-Pb SHRIMP: Hartmann et al., 2002a), y anterior a la intrusión del Granito de Guazunambí (532 ± 11 Ma Rb-Sr, $R_0=0.70624$: Kawashita et al., 1999a), apoyando la asignación al Ediacareense-Cámbrico basal.

En este trabajo se dató U-Pb SIMS el Granito del Arroyo Mangacha (muestra SOL 3; X=5613, Y=62351), que es sobreyacido con discordancia erosiva por la Formación Cerros San Francisco en el área de Cerro de la Sepultura. Se trata de un cuerpo pequeño de 2.2 km², sin deformación y elongado en dirección NS. Es porfírico, con fenocristales zoneados de ortoclasa de 1 cm de arista y color gris. La textura cumular original se ha preservado, y la mineralogía consiste en 40 % cuarzo, 38 % ortoclasa, 17 % oligoclasa y 5% biotita, con microclina, esfeno y óxidos de hierro como accesorios. Se reporta aquí una edad U-Pb SIMS en zircones, determinando una concordia correspondiente a 583 ± 7 Ma (Fig. 3). Esta edad es la mejor edad máxima hasta ahora obtenida para el Grupo Arroyo del Soldado, ya que el granito es sobreyacido por areniscas de la Formación Cerros San Francisco. En su base, las mismas muestran una arenisca gruesa, sabulítica, pobremente seleccionada, con abundantes clastos de feldspatos subangulosos a subredondeados y litoclastos graníticos claramente derivados del Granito del Arroyo Mangacha.

Formación Piedras de Afilas

Definida por Jones (1956), esta unidad está restringida a un área comparativamente pequeña (Spoturno et al. 2005) del recientemente erigido Terreno Tandilia (Bossi et al. 2005; Fig. 2). Se trata de una secuencia compuesta por (Coronel et al., 1982):

- (a) 350 m de areniscas cuarzosas maduras con estratificación cruzada (artestas, tipo hummocky), ripples y flute casts.
- (b) Limolitas laminadas principalmente grises, con una potencia de 350 m.
- (c) Calizas de grano fino con microplegamiento intenso.
- (d) Diabasas (doleritas) con importante alteración intruyen la sucesión a diferentes niveles.

Las paleocorrientes según Coronel et al. (1982) son predominantemente al N80E y N20E.

El basamento de la Formación Piedras de Afilas lo constituyen supracrustales de la Formación Montevideo, y granitoides como el Granito de Soca (2056 ± 6 Ma, U-Pb SHRIMP: Santos et al. 2003). La unidad recubre a este basamento con discordancia angular y erosiva.

La Formación Piedras de Afilas ha sido ubicada por Pamoukaghlian et al. (2006) en el Neoproterozoico (Criogénico o Ediacareense), en virtud de determinaciones de $\delta^{13}\text{C}$ en carbonatos del tope, con valores positivos entre $+5.05$ y $+5.80$ ‰ PDB (Halverson et al. 2005). En este trabajo se comunica la datación U-Pb LA-ICP MS de dos granos de zircón detrítico en 1008 ± 13 Ma y 1006 ± 31 Ma, proveyendo una edad máxima y confirmando una edad de depositación Neoproterozoico. Por otro lado, la Formación Piedras de Afilas es intruída por el

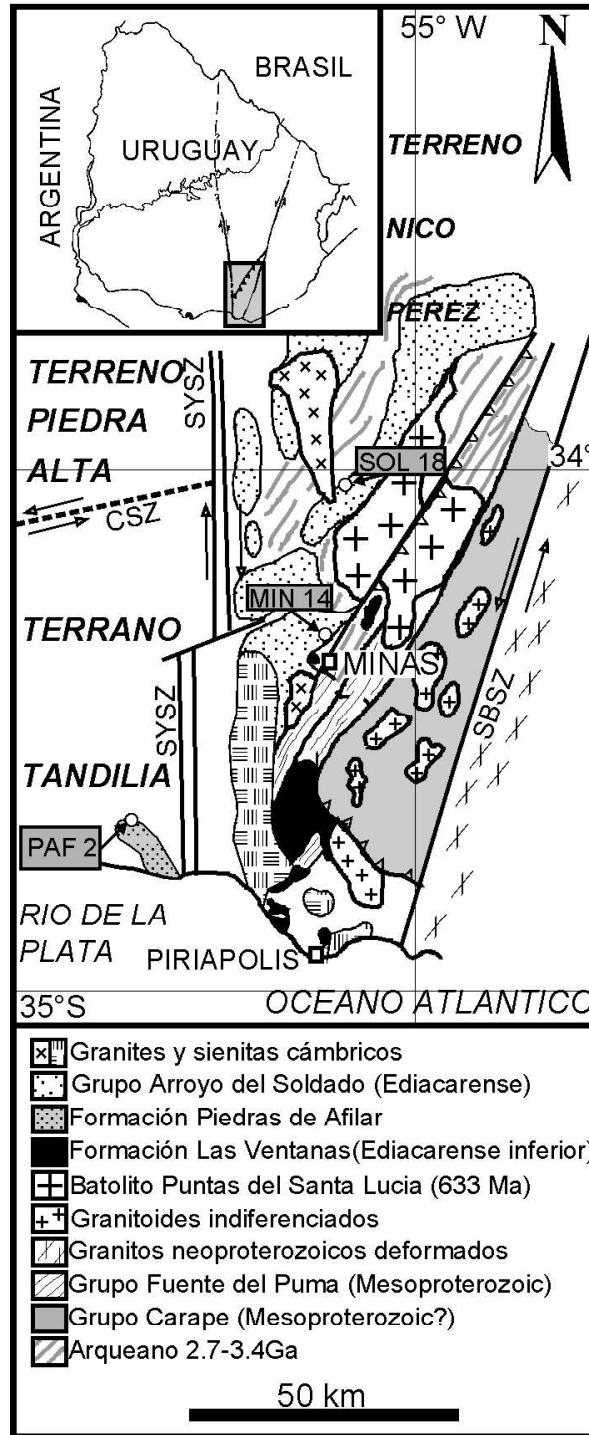


Figura Nº 2: Mapa geológico de la parte sur del Terreno Nico Pérez y áreas adyacentes de los terrenos Tandilia, Piedra Alta y Cuchilla Dionisio en Uruguay (modificado de Gaucher et al., en prensa). CSZ: Zona de Cizalla de Colonia; SYSZ: Zona de Cizalla Sarandí del Yí; SBSZ: Zona de Cizalla Sierra Ballena. Se indica la localización de las muestras SOL 18/SOL 3 (Fig. 7), MIN 14 y PAF 2.

Granito de La Tuna (Spoturno et al. 2005), cuya edad –si bien aún desconocida- muy probablemente no es más joven que Cámbrico Inferior.

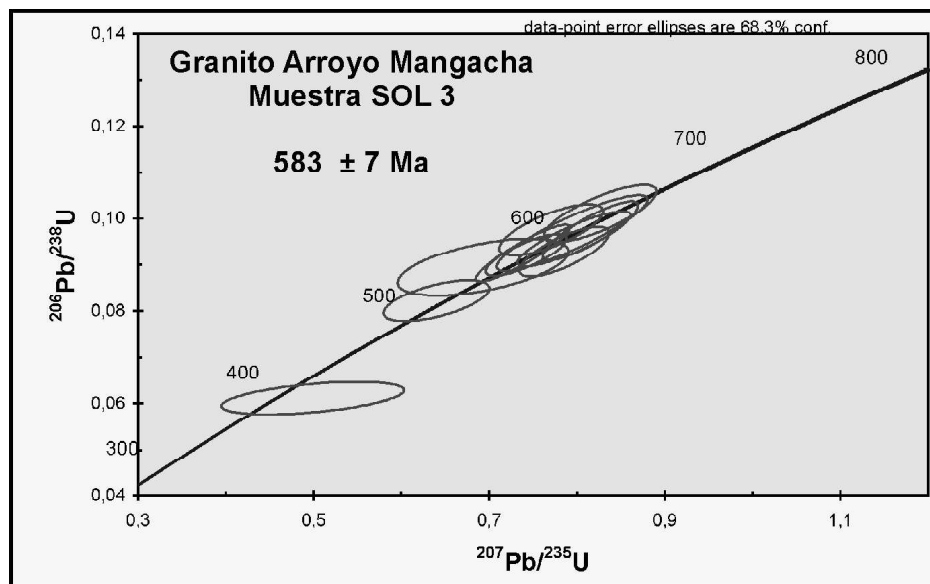


Figura Nº 3: Diagrama de concordia de datos U-Pb SIMS del Granito del Arroyo Mangacha (Fig. 7).

Grupo Sierras Bayas

El Grupo Sierras Bayas aflora en la región de Tandilia en la Provincia de Buenos Aires (Fig. 4). Se compone, de base a tope, de las siguientes formaciones (Poiré et al. 2006, Gómez Peral et al. 2007; Fig. 5):

- Formación Villa Mónica (Poiré, 1993), con cuarzoarenitas en la base y dolomías estromatolíticas en el tope y una potencia de 50 m
- Formación Cerro Largo (Poiré, 1993), caracterizada por diamictitas y pelitas en la base, pasando a cuarzoarenitas en el tope. El espesor alcanza los 45 m.
- La Formación Olavarría fue creada por Andreis et al. (1996), y está compuesta de hasta 30 m de limolitas, arcillitas y facies heterolíticas. En la parte central de Tandilia esta unidad se correlaciona con la Formación Las Águilas.
- Formación Loma Negra (Borrello, 1966), típicamente compuesta por calizas micríticas negras y color chocolate, con una potencia de 40 m. Una discordancia regional (paleokarst) constituye el tope de la unidad (Barrio et al., 1991).

La Formación Cerro Negro (Iñiguez y Zalba 1974) sobryace con discordancia erosiva al Grupo Sierras Bayas (Fig. 5). Areniscas de la Formación Balcarce (Dalla Salda and Iñiguez, 1979), de edad posiblemente Ordovícico, recubren todas las unidades anteriores con discordancia erosiva (Fig. 4).

El basamento pre-Sierras Bayas lo constituye el Complejo Buenos Aires (Marchese & Di Paola, 1975), compuesto de granitoides, migmatitas, milonitas, anfíbolitas y diques básicos (Cingolani & Dalla Salda, 2000). Dicho complejo es de edad Transamazónico (2.2-2.1 Ga: Hartmann et al., 2002b), salvo por los diques máficos que indican régimen extensional a 1588 ± 11 Ma (Iacumin et al., 2001; Teixeira et al., 2002). No se han reconocido unidades arqueanas en Tandilia.

Respecto a la depositación del Grupo Sierras Bayas, una edad Neoproterozoico tardío (Ediacareense) ha sido establecido en base a:

- (a) La ocurrencia de *Cloudina* en calizas de la Formación Loma Negra (Gaucher et al., 2005; Fig. 5).
- (b) Una asociación de acritarcas de baja diversidad y dominada por *Leiosphaeridia* ocurre en las formaciones Villa Mónica, Cerro Largo, Olavarría y Cerro Negro (Pothe de Baldis et al., 1983; Cingolani et al., 1991; Gaucher et al., 2005), consistente con una edad Ediacareense (Grey 2005).

- (c) Datos quimioestratigráficos aportados por Gómez Peral et al. (2007) arrojaron valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -1.3 y +4.5 ‰ PDB, y de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0.7069 y 0.7087 (Kawashita et al. 1999b; Fig. 5). Esto está en consonancia con una edad Ediacarensis para la mayor parte de la unidad (Jacobsen & Kaufman 1999, Halverson et al. 2005).

Gaucher et al. (2005) correlacionan al Grupo Sierras Bayas con el Grupo Arroyo del Soldado a nivel de formación (Fig. 5), representando relictos de la misma cuenca. Las formaciones Cerro Largo y Olavarría se correlacionan con la Formación Yermal, y las calizas de la Formación Loma Negra se correlacionan con la Formación Polanco (Fig. 5). De acuerdo a Gaucher et al. (2005), la Formación Cerro Negro corresponde al tercio inferior de la Formación Cerro Espuelitas. La Formación Villa Mónica no se correlaciona con ninguna unidad del Grupo Arroyo del Soldado.

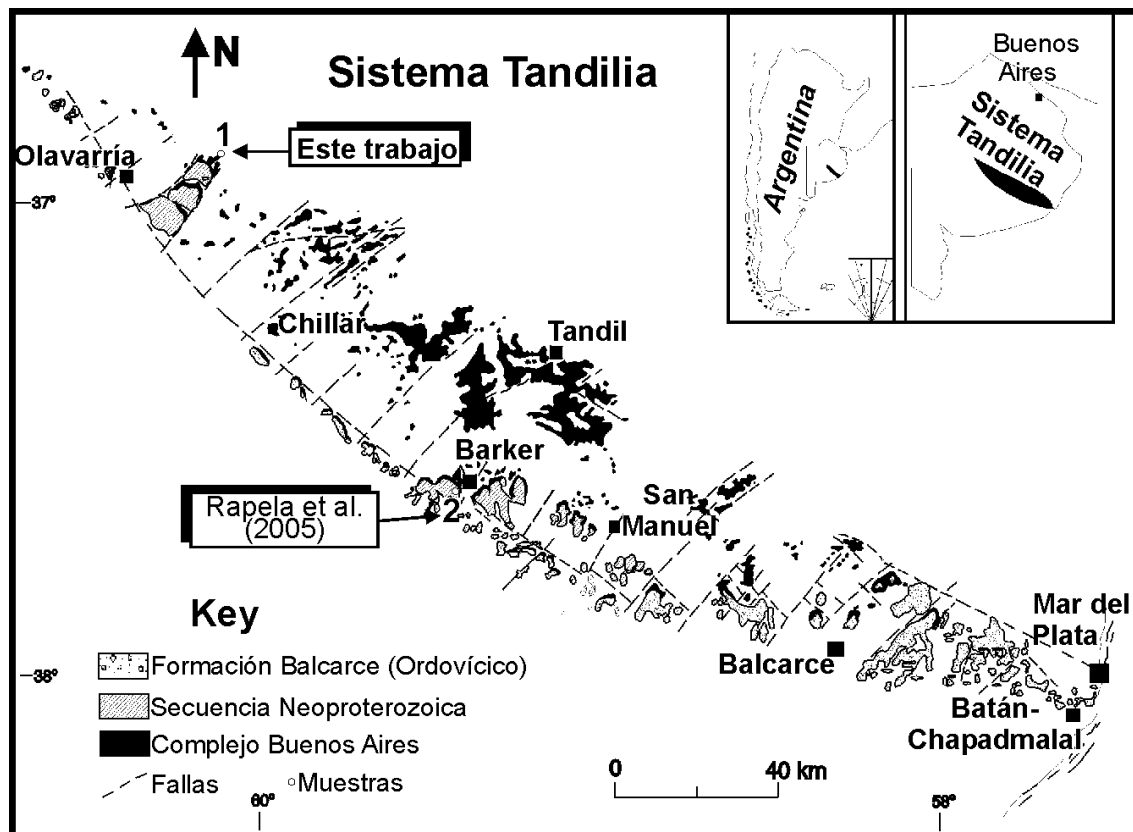


Figura Nº 4: Mapa geológico de Tandilia, mostrando los afloramientos de la secuencia neoproterozoica (Grupo Sierras Bayas/ Formación Cerro Negro) y la localización de las muestras estudiadas (Cantera Villa Mónica, este trabajo; Barker, Rapela et al. 2005, 2007). Modificado de Poiré et al. (2006).

RESULTADOS

Grupo Arroyo del Soldado

Dos muestras fueron analizadas del Grupo Arroyo del Soldado: una de la Formación Yermal y una de la Formación Cerros San Francisco.

La muestra de la **Formación Yermal** (MIN 14) proviene del Anticlinal del Arroyo Salsipuedes (X=5501, Y=62027), localizado entre la ciudad de Minas y el Cerro Arequita (Fig. 2). Dicho perfil fue estudiado por Gaucher (2000), mostrando unos 800 m de litologías asignables a la Formación Yermal en el núcleo del anticlinal, y calizas de la Formación Polanco en los flancos, permitiendo la reconstrucción de la columna estratigráfica (Fig. 6). La muestra

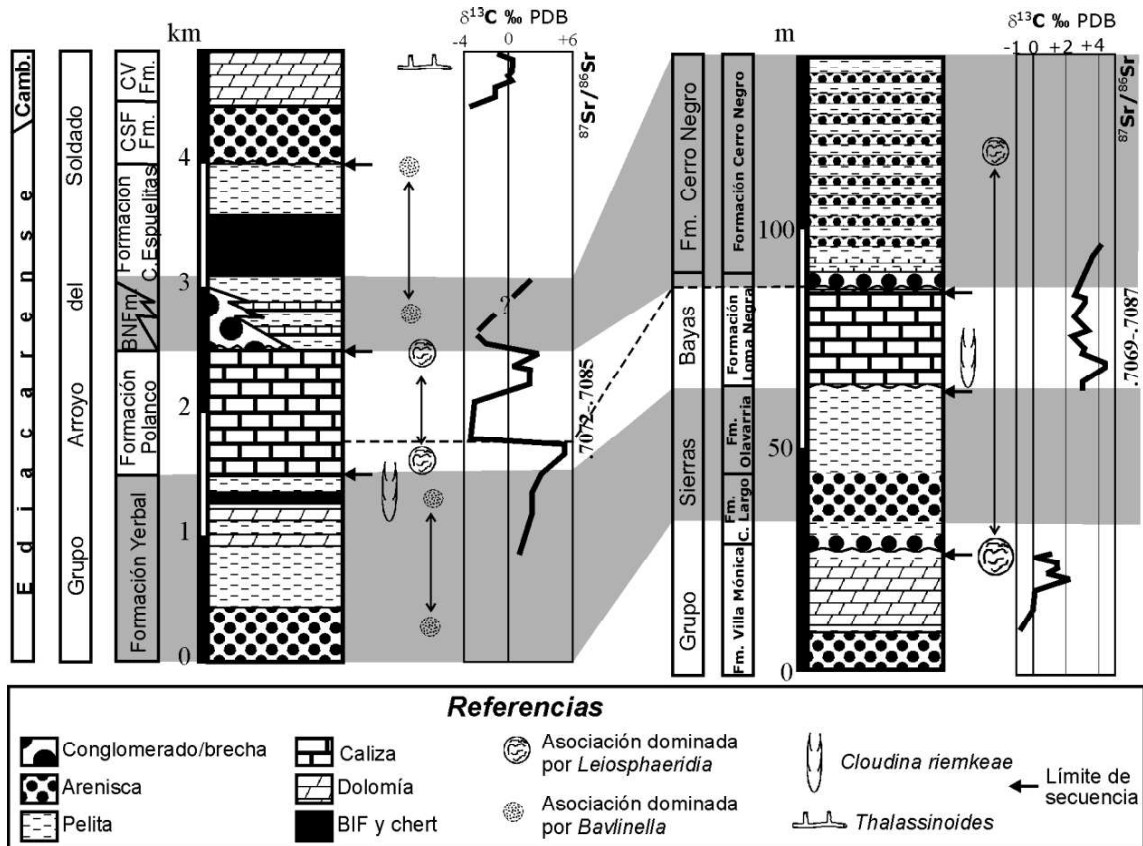


Figura N° 5: Columnas estratigráficas sintéticas y correlación del Grupo Arroyo del Soldado y el Grupo Sierras Bayas/Formación Cerro Negro (modificado de Gaucher et al. 2005). Se muestran datos lito-, bio- y quimioestratigráficos (fuente: Gaucher et al., 2003, 2004a,c, 2007 y referencias; Gómez Peral et al., 2007 y referencias). BNFm: Formación Barriga Negra, CSF Fm.: Formación Cerros San Francisco, CV Fm.: Formación Cerro Victoria.

analizada MIN 14 proviene de un nivel de areniscas gruesas a muy gruesas intercalado cerca del tope de la Formación Yerbal. Por encima de ese nivel ocurren limolitas bandeadas con abundante *Waltheria* y *Titanotheca* (Gaucher & Sprechmann 1999, Gaucher 2000), así como esporádicos ejemplares de *Cloudina*. La composición modal de la arenisca es: cuarzo 68.3% (monocristalino: 38.2%, policristalino: 30.1%), ortoclasa: 13.9%, feldspatos perfiticos: 2.3%, microclina: 2.3%, intraclastos pelíticos: 10.8%, granito: 1.4%, opacos: 0.7% y muscovita: 0.3%. Esta composición modal corresponde a una subarcosa en el esquema de Pettijohn et al. (1987). La proveniencia de la arenisca es claramente de un área granítica, como lo indican los feldspatos perfiticos, microclina y litoclastos graníticos.

Un total de 100 zircones fueron datados U-Pb por LA-ICP MS (*Laser Ablation, Inductively-Coupled Plasma Mass Spectrometry*) en un instrumento multicolector VGI Isoprobe de la Universidad de Arizona (USA). La distribución de edades obtenida (Figs. 11-12) es esencialmente unimodal, con un pico dominante centrado en 2450 Ma. Dos granos arrojaron edades de 2044 Ma y cinco granos muestran edades arqueanas entre 2895 y 2662 Ma. De esta forma, es claro que la subarcosa analizada es un sedimento de primer ciclo derivado de rocas graníticas de edad en torno a 2450 Ma del Terreno Nico Pérez. Una posible fuente es el Granito del Arroyo Perdido (Bossi et al. 1998, también llamado Granito Cerro del Cura), el cual aflora a solo 7 km del afloramiento muestreado. Dicho granito ha arrojado una edad Rb-Sr de 2001 ± 117 Ma ($R_o=0.699628$, Gaucher et al., 2006), la cual puede representar una edad mínima y no la edad de cristalización.

Blanco et al. (este congreso) reportan el análisis de zircones detríticos de la Formación Yerbal en su área tipo, unos 200 km al NE de la muestra estudiada aquí. La muestra estudiada por Blanco et al. (este congreso)

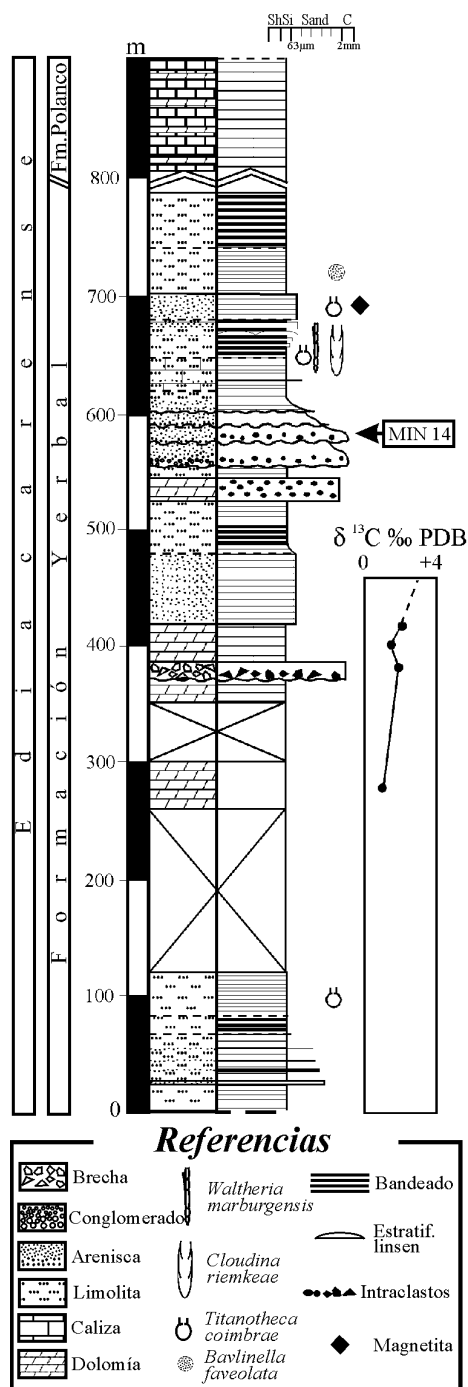


Figura Nº 6: Columna estratigráfica del Grupo Arroyo del Soldado Group en el Anticinal del Arroyo Salsipuedes, y localización estratigráfica de la muestra analizada (MIN 14). Distribución de los fósiles según Gaucher (2000) y este trabajo, datos quimioestratigráficos de Gaucher et al. (2004a).

representa mejor la totalidad de las áreas fuente de la Formación Yermal, con picos paleoproterozoicos dominantes en 2.2 y 2.0 Ga, y picos subordinados en 1.05 y 3.0 Ga.

La **Formación Cerros San Francisco** fue muestreada en el área de Cerro de la Sepultura (Fotoplano Arroyo del Soldado, X=5616, Y=62345; Figs. 2, 7). Allí, areniscas de la Formación Cerros San Francisco recubren con discordancia erosiva y angular a una secuencia metasedimentaria pre-Ediacareense (pizarras, dolomías,

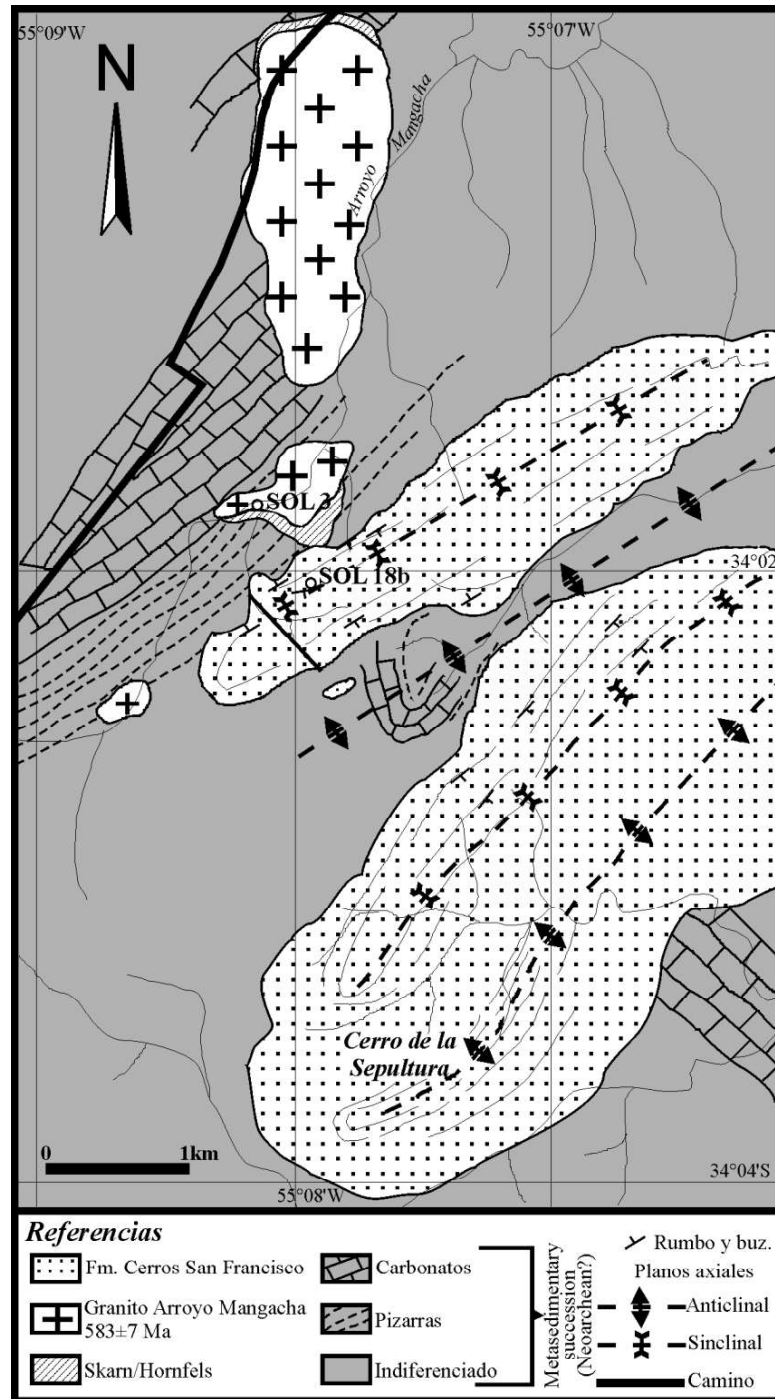


Figura Nº 7: Mapa geológico del Grupo Arroyo del Soldado Group en Cerro de la Sepultura. Se indica la localización de las muestras de la Formación Cerros San Francisco (SOL 18b) y del Granito Arroyo Mangacha (SOL 3).

metaareniscas), así como al Granito Arroyo Mangacha (ver más arriba) y también a los hornfels a andalucita del contacto de este granito con la secuencia sedimentaria (Figs. 7-8). Gaucher (2000) había sugerido que las areniscas y las pizarras serían concordantes, pero con el mapeo detallado realizado en este trabajo (Fig. 7) se ha podido comprobar el carácter discordante. La muestra analizada SOL 18 es una arenisca cuarzosa media a gruesa, ferruginosa, rojiza, que ocurre entre areniscas cuarzosas finas supermaduras, que constituyen la litología dominante. Las estructuras sedimentarias observadas incluyen estratificación cruzada planar, tipo hummocky y

tipo swaley, así como ripples asimétricos (Gaucher 2000; Fig. 8). Las paleocorrientes predominantes son hacia el E.

Se dataron U-Pb 97 zircones detríticos por LA-ICP MS de la muestra SOL 18, mostrando una distribución polimodal con picos principales en el Arqueano y Paleoproterozoico (Fig. 11). En el Arqueano se distinguen dos picos principales (Fig. 11): uno en 2715-2777 Ma que incluye 53 % del total analizado, y otro menor entre 3045 y 3225 Ma (9% del total). Ambos picos coinciden con importantes eventos tectonomagmáticos en el Terreno Nico Pérez a 2.700 y 3.100 Ma, representados por los complejos La China y Las Tetras (Hartmann et al., 2001). Los zircones paleoproterozoicos muestran esencialmente un único pico centrado en 2184 Ma, agrupando al 30% de los granos datados. Abarcan edades típicas de los terrenos Piedra Alta y Tandilia, especialmente de éste último (Bossi et al., 1998; 2005; Hartmann et al., 2002b; Santos et al., 2003; Peel and Preciozzi, 2006; Fig. 1). En el Terreno Nico Pérez, Santos et al. (2003) datan por U-Pb SHRIMP a una meta-trondhjemitita en la Isla Cristalina de Rivera en 2140 ± 6 Ma, y un evento metamórfico a 2077 ± 6 . La edad Rb-Sr de 2001 ± 117 Ma publicada por Gaucher et al. (2006a) para el Granito Arroyo Perdido refleja igualmente actividad tectonotérmica en el mismo período en el área de Minas. De todas maneras, considerando las paleocorrientes hacia el E para la Formación Cerros San Francisco, es más probable una proveniencia del Terreno Tandilia. Algunos zircones han arrojado edades entre 2358 y 2565 Ma, y el zircón más joven datado tiene una edad de 1841 ± 33 Ma.

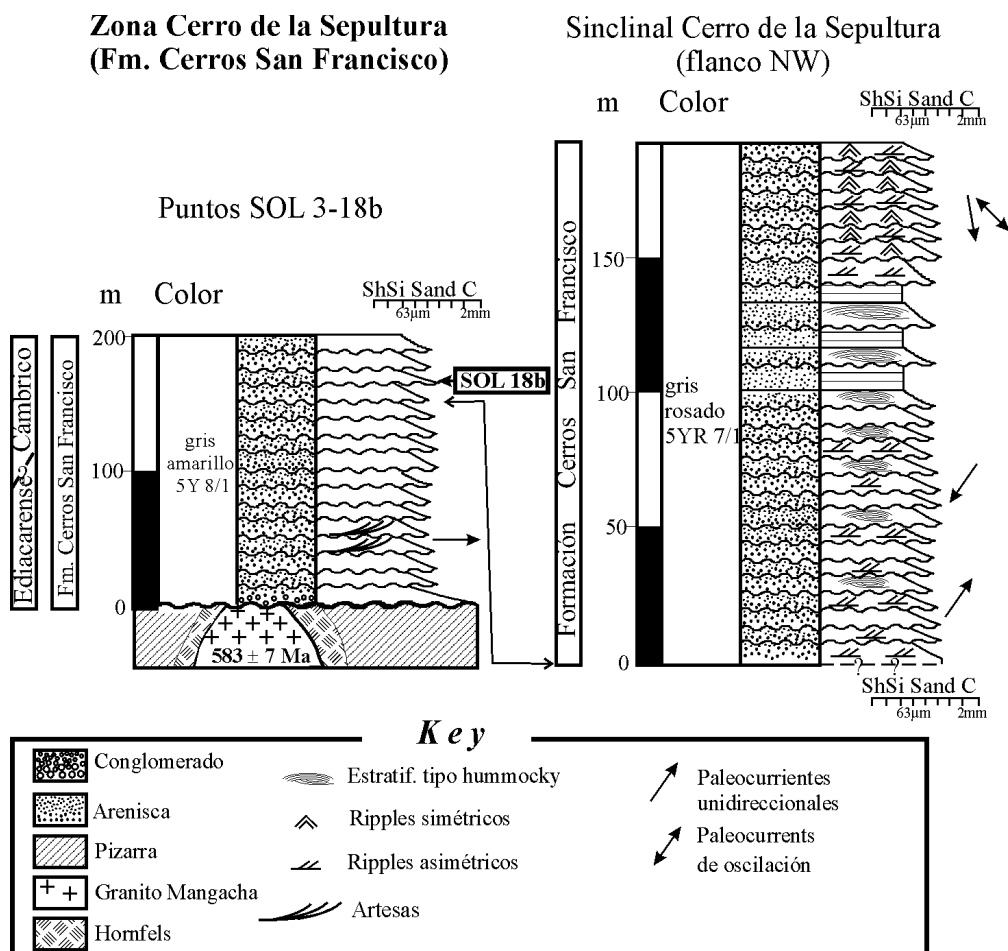


Figura Nº 8: Columna estratigráfica de la Formación Cerros San Francisco en el afloramiento muestreado y en Cerro de la Sepultura (Fig. 7), mostrando la posición estratigráfica de la muestra SOL 18 (modificado de Gaucher 2000).

Los zircones detríticos de una muestra de la Formación Cerros San Francisco en su area tipo cerca de Illescas han sido datados por Blanco et al. (este congreso). La distribución obtenida por los autores es similar a la reportada aquí, con zircones principalmente paleoproterozoicos (1.96-2.27 Ga) y arqueanos (2.5, 2.7, 3.0, 3.6 Ga).

Formación Piedras de Afilar

Una muestra (PAF 2) de la Formación Piedras de Afilar fue extraída de una gran cantera de balasto en el extremo NW de se área tipo (X=5194, Y=61592), 45 m estratigráficamente encima del basamento subyacente (Fig. 9). El mismo se compone en esa localidad del Granito de Soca (2056 ± 6 Ma, U-Pb SHRIMP: Santos et al, 2003).

La muestra analizada PAF 2 es una arena de grano grueso con la siguiente composición modal: 92% cuarzo (75% monocristalino, 17% policristalino), 5% feldspatos alcalinos, 2% litoclastos y 1% opacos. La roca se clasifica en el esquema de Pettijohn et al. (1987) como una cuarzoarenita. El contenido de matriz es bajo (5%) y la arenisca es madura composicional y texturalmente (ver Pamoukaghlián et al., este congreso).

Se dataron U-Pb (LA-ICP MS) un total de 95 zircones detríticos, dando una distribución polimodal con edades principalmente en el Mesoproterozoico y Paleoproterozoico. Se distinguen las siguientes sub-poblaciones:

- Zircones mesoproterozoicos son dominantes (62 % del total), mostrando tres picos discretos centrados en 1011 Ma, 1245-1346 Ma y 1488 Ma.
- Una subpoblación paleoproterozoica, que comprende 37% de los granos datados, mostrando picos en 1781-1872 Ma y 2005-2067 Ma.
- Un único zircón (1 %) presentó una edad arqueana de 2890 Ma.

El pico paleoproterozoico más antiguo corresponde a la Orogenia Transamazónica (Evento Camboriú, Hartmann et al., 2002b), incluyendo zircones entre 2163 y 1954 Ma. Estas edades son muy comunes en el basamento del Terreno Piedra Alta, y también en el Terreno Tandilia (Bossi et al., 1998; 2005; Hartmann et al., 2002b; Santos et al., 2003; Peel and Preciozzi, 2006; Fig. 2). El pico paleoproterozoico más joven, con edades entre 1911 y 1620 Ma también se corresponde con edades del basamento, como ser el haz de diques máficos de Piedra Alta (1725 ± 10 Ma, ⁴⁰Ar/³⁹Ar: Teixeira et al., 1999), y también metatufos ácidos en el Terreno Piedra Alta (1753 +6/-4 Ma U-Pb: Peel & Preciozzi, 2006). Importante magmatismo anorogénico se registra en el Terreno Nico Pérez en la misma edad, principalmente representado por el Granito Rapakivi de Illescas (1784 ± 5 Ma, U-Pb: Campal & Schipilov, 1995).

La importancia de zircones detríticos mesoproterozoicos en una muestra proveniente del corazón del Cratón del Río de la Plata es sorprendente, revelando aspectos del CRP hasta ahora ignorados o subestimados (ver más abajo).

Los zircones detríticos más jóvenes analizados arrojaron edades de 1008 ± 13 Ma y 1006 ± 31 Ma, confirmando una edad de depositación en el Neoproterozoico para la Formación Piedras de Afilar, como sugerido por Pamoukaghlian et al. (2006).

Grupo Sierras Bayas

En esta unidad se muestrearon areniscas de las formaciones Villa Mónica y Cerro Largo ("cuarcitas inferiores y superiores" respectivamente, Fig. 10), en ambos casos en el área de Olavarría (Fig. 4).

La muestra 06-SF-07, correspondiente a la **Formación Villa Mónica**, fue colectada en la Cantera Villa Mónica (Fig. 4), estratotipo de la unidad. Comprende wackes cuarzosos de grano grueso con 25% matriz illítica, 73% clastos de cuarzo y 2% de cemento hematítico, así como cuarzoarenitas gruesas. La unidad se apoya en un basamento paleoproterozoico alterado que pertenece al Complejo Buenos Aires (Poiré 1987; Fig. 4).

Se dataron U-Pb 75 granos de zircón detrítico por LA-ICP MS, mostrando una población unimodal centrada en 2129 Ma, abarcando edades típicamente transamazónicas entre 2022 y 2278 Ma (Fig. 11). Rapela et al. (2005, 2007) datan zircones detríticos de una muestra de la Formación Villa Mónica cerca de Barker (Fig. 4). Dichos autores encuentran edades también transamazónicas, con un pico en 2240 Ma, y otro pico menor centrado en

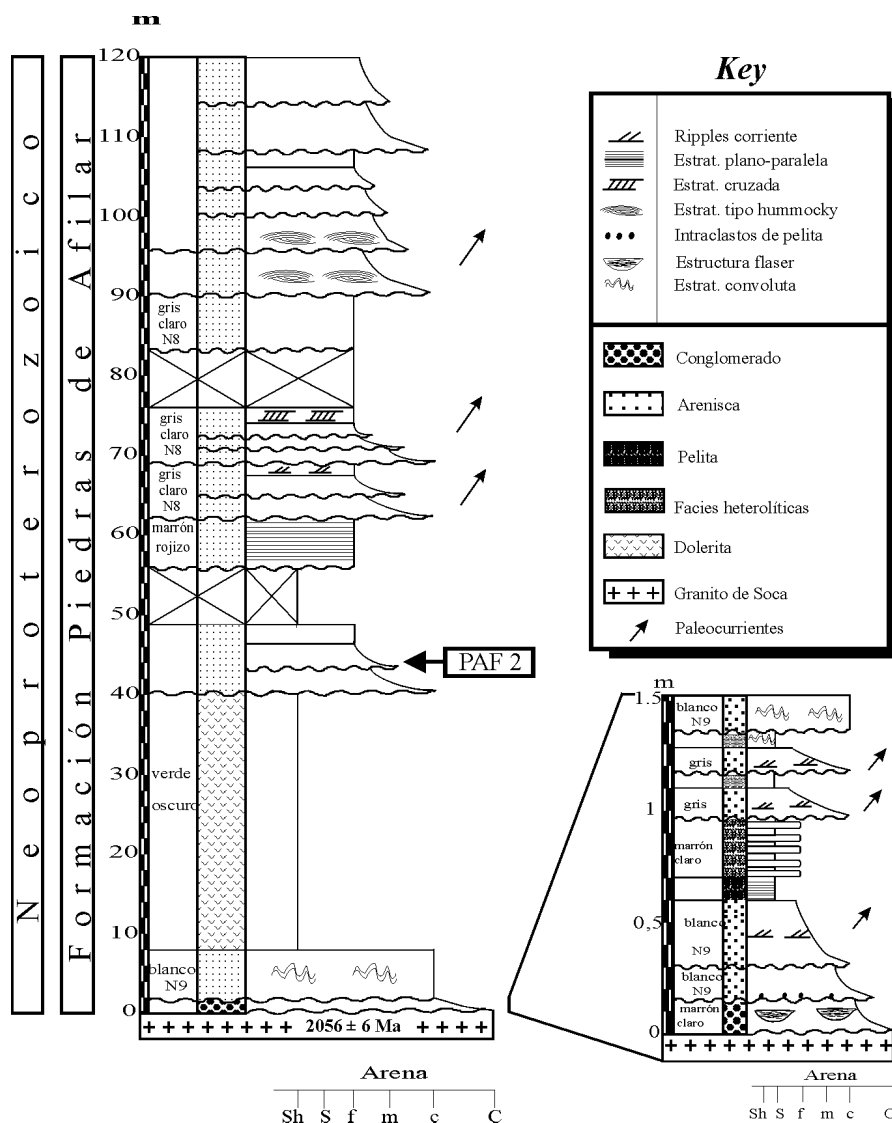


Figura Nº 9: Columna estratigráfica de la Formación Piedras de Afilar en la cantera muestreada, y localización estratigráfica de muestra PAF 2.

1135 Ma. Se concluye pues que el área fuente de la Formación Villa Mónica fue predominantemente el Complejo Buenos Aires, ya que la muestra analizada en este trabajo y la de Rapela et al. (2005, 2007) están separadas 100 km (Fig. 4), pero muestran esencialmente la misma proveniencia.

La muestra 06-SF-06 proviene de la **Formación Cerro Largo** en el cerro homónimo (área tipo, Fig. 4), cerca de la Cantera Villa Mónica. La muestra está compuesta de 97% cuarzo y 3% muscovita y arcillas (principalmente kaolinita e illita), representando por tanto una cuarzoarenita típica (Pettijohn et al., 1987). Las estructuras sedimentarias incluyen estratificación cruzada en artesa y tipo herringbone, ripples simétricos y megaripples asimétricos (Poiré, 1987).

Se dataron U-Pb (LA-ICP MS) un total de 99 zircones detríticos, arrojando una distribución polimodal compleja que abarca la mayor parte del Arqueano, Paleoproterozoico y Mesoproterozoico (Fig. 11).

Los zircones de edad transamazónica son la población más importante, con picos en 2000 y 2150 Ma, y comprendiendo el 52% de los granos analizados. Estas edades coinciden, respectivamente, con los eventos orogénicos Camboriú y Encantadas, reconocidos en Tandilia por Hartmann et al. (2002b). Un pico

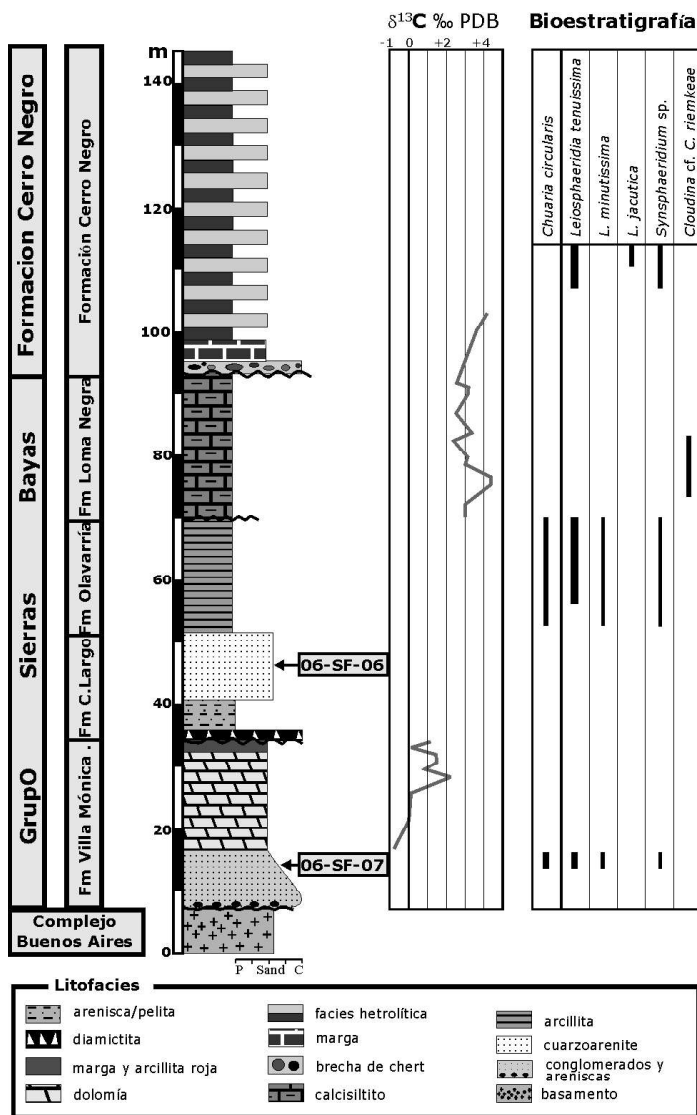


Figura N° 10: Columna estratigráfica del Grupo Sierras Bayas y Formación Cerro Negro en Olavarría (Fig. 4), modificado de Gómez Peral et al. (2007). Se indica la ubicación de las muestras estudiadas (06-SF-06 and 06-SF-07). Biostratigrafía según Gaucher et al. (2005).

paleoproterozoico más joven se ubica en 1788 Ma, coincidiendo con magmatismo anorogénico importante en los terrenos Piedra Alta y Nico Pérez en Uruguay. Un 6% de los granos mostró edades Paleoproterozoico basal, formando un pico a 2469 Ma y coincidiendo con la población principal encontrada en la Formación Yerbal (ver más arriba). Inesperadamente, 17% de los granos muestran edades arqueanas entre 2640 y 3335 Ma, representando los zircons más antiguos datados hasta ahora en Argentina. Conforman tres picos centrados en 2700, 2991 y 3334 Ma, coincidiendo a grandes rasgos con importantes eventos tectonomagmáticos en el Terreno Nico Pérez Terrane ocurridos en 3400, 3100 y 2700 Ma (Hartmann et al., 2001). Los zircons mesoproterozoicos representan el 15% del total, y se agrupan en tres picos discretos: 1554, 1233 y 1056 Ma. Estos picos coinciden estrechamente con las edades mesoproterozoicas encontradas en este trabajo en zircons detríticos de la Formación Piedras de Afilar (Fig. 11). El zircón más joven muestra una edad de 1032 ± 28 Ma.

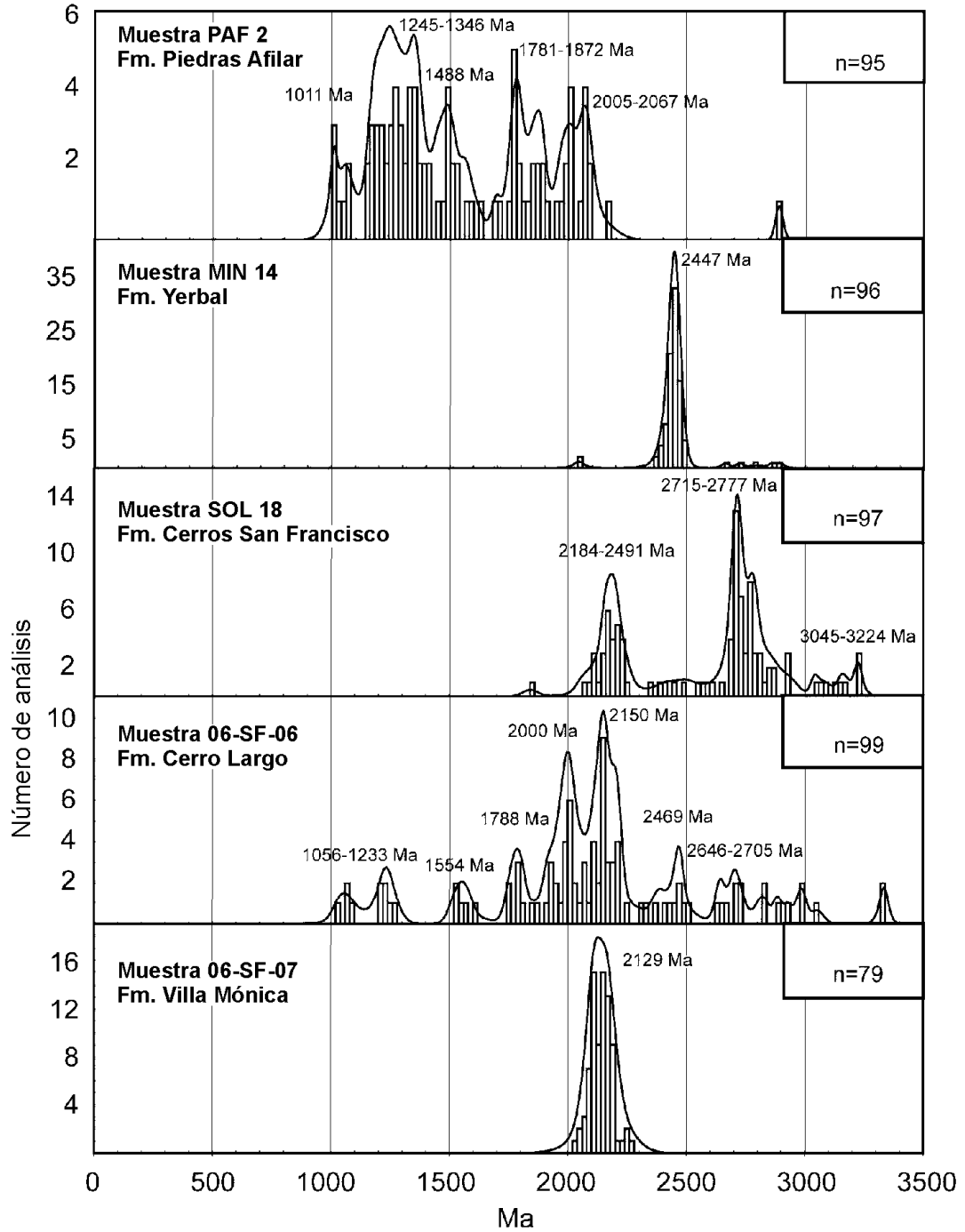


Figura Nº 11: Histogramas de edades de zircones detríticos y curvas de probabilidad relativa para toda las muestras estudiadas. N: número total de granos datados.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Estructura del Cratón Río de la Plata

Las edades más conspicuas encontradas en zircones detríticos son paleoproterozoicas, y principalmente entre 2.2 y 2.0 Ga, correspondientes a la Orogenia Transamazónica (Hartmann et al. 2002b, Santos et al. 2003).

Dichas edades ocurren en todas las muestras y son dominantes en el Grupo Sierras Bayas (Fig. 11). Se desprende que el orógeno Transamazónico fue un área fuente importante para todas las unidades analizadas, inclusive aquellas en el Terreno Nico Pérez. Considerando que las paleocorrientes en el Grupo Arroyo del Soldado son predominantemente al E (Gaucher 2000), es probable que los granos transamazónicos en esta unidad provengan de los terrenos Piedra Alta y Tandilia (Fig. 13). Apoya esto el hecho que la muestra analizada aquí (más oriental) de la Formación Cerros San Francisco presenta un 30% de zircones transamazónicos, valor que se incrementa casi al doble 60 km hacia el NW, en la muestra analizada por Blanco et al. (este congreso).

Las rocas arqueanas forman una parte integral del CRP, como lo demuestra el hecho que zircones de esa edad aparecen en todas menos una de las muestras analizadas, inclusive dominando en la muestra SOL 18 (Formación Cerros San Francisco). Hasta ahora, solo se conocen afloramientos de rocas arqueanas en el Terreno Nico Pérez (Hartmann et al. 2001).

Se postula aquí que el Terreno Nico Pérez fue desplazado hacia el N varios cientos de kilómetros durante la reactivación sinistral cámbrica de la Zona de Cizalla Sarandi del Yí (530 ± 10 Ma: Bossi & Campal 1992; Bossi & Gaucher 2004; Fig. 13). Apoyan esta hipótesis los siguientes datos:

- (a) El 17% de los zircones de la Formación Cerro Largo muestra edades arqueanas correlacionables con eventos tectonomagmáticos reconocidos en el Terreno Nico Pérez. Las paleocorrientes en esta unidad indican áreas fuentes al N y E (Teruggi, 1964; Poiré, 1987), consistentes con una posición del Terreno Nico Pérez más meridional a la actual (Fig. 13).
- (b) Por otro lado, un único zircón arqueano aparece en la Formación Piedras de Afilas, sugiriendo que el Terreno Nico Pérez no estaba en su posición actual al momento de depositarse dicha unidad.
- (c) De igual manera es difícil explicar que casi no aparezcan zircones mesoproterozoicos en el Grupo Arroyo del Soldado, mientras que éstos constituyen el 62% en la Formación Piedras de Afilas, pocos kilómetros "corriente arriba" (al W), salvo que se acepte que el Terreno Nico Pérez no estaba en su posición actual (Fig. 13).
- (d) Los zircones transamazónicos en la Formación Piedras de Afilas corresponden al evento Camboriú (ca. 2000 Ma), pero no registran el evento Encantadas (ca. 2150 Ma: Hartmann et al., 2002b). Esto indica que su área fuente estaba ubicada en el Terreno Piedra Alta, donde el evento Encantadas prácticamente no aparece (Santos et al. 2003). En contraste, los zircones transamazónicos del Grupo Sierras Bayas y del Grupo Arroyo del Soldado evidencian ambos eventos orogénicos, determinando áreas fuentes en el Complejo Buenos Aires (Fig. 13). El mismo registra tanto el evento Encantadas como Camboriú según Hartmann et al. (2002b) y Santos et al. (2003).

Por lo tanto, el Terreno Nico Pérez es para-autóctono y su desplazamiento en el Cámbrico es típico de terrenos cratónicos marginales, en analogía a la Cordillera Norteamericana (Colpron et al. 2007).

La importante presencia de zircones mesoproterozoicos en secuencias sedimentarias neoproterozoicas del núcleo y márgenes del CRP revela que el cratón contiene importantes volúmenes de rocas mesoproterozoicas que se encontraban formando un área topográficamente positiva en el Neoproterozoico. Este hecho, hasta ahora subestimado, merece estudiarse con detenimiento. Bossi et al. (1998) plantean que unidades mesoproterozoicas son importantes en el Terreno Nico Pérez. Edades K-Ar de 1253 ± 32 Ma en muscovitas sincinemáticas de planos de cabalgamiento en las cercanías de Zapicán están asociados al movimiento principal de la Zona de Cizalla Sarandi del Yí (Cingolani, en Bossi et al. 1998). Esto es corroborado por una impronta térmica registrada en el haz de diques máficos de Piedra Alta (Bossi et al., 1993b) entre 1370 y 1170 Ma, como reflejado en espectros ^{40}Ar - ^{39}Ar e isócronas Rb-Sr (Teixeira et al. 1999, Bossi & Navarro 2001). Edades mesoproterozoicas son también conocidas para las sucesiones volcanosedimentarias del sur del Terreno Nico Pérez (Fig. 2). Gómez Rifas (1995) data por K-Ar en 1208 ± 10 Ma metabasalts del Grupo Fuente del Puma (Fig. 2). Garau (in Bossi & Navarro, 2001) presenta edades Pb-Pb en galenas de la misma unidad entre 1500 y 1200 Ma.

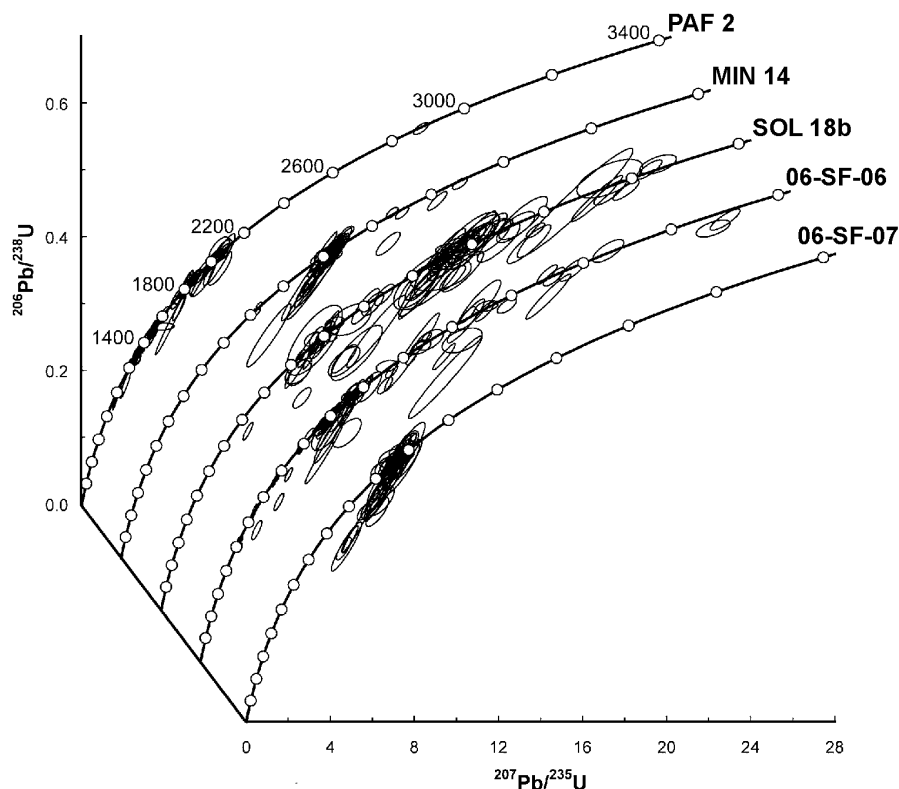


Figura Nº 12: Diagrama Tera-Wasserburg para los zircones detríticos analizados

Significativamente, riolitas de la porción oriental del Grupo Fuente del Puma (Unidad Cuchilla de Alvariza de Oyhançabal et al. 2001) arrojaron edades U-Pb en zircones de 1429 ± 21 Ma, y gabbros muestran edades U-Pb de 1492 ± 4 Ma (Oyhançabal et al., 2005). Finalmente, un magmatismo anorogénico mesoproterozoico está representado por diques máficos en Tandilia, con edades de 1588 ± 11 Ma (U-Pb en baddeleíta: Teixeira et al. 2002).

No obstante estas posibles áreas fuente intra-cratón, es altamente improbable que pueda explicarse de esta manera la importante proporción de zircones mesoproterozoicos en la Formación Piedras de Afilas y Formación Cerro Largo. Es notable la coincidencia de los espectros de zircones mesoproterozoicos obtenidos en este trabajo y aquellos típicos de secuencias neoproterozoicas del extremo SW del Cratón Amazonia. Las areniscas post-Sunsás de esa región muestran picos en 1.56, 1.45, 1.32-1.25 y 1.15-1.05 (Santos 2003), que encuentran su área fuente en el Orógeno Sunsás, correlacionable al Ciclo Grenvilliano (Santos 2003). La continuación del Orógeno Sunsás hacia el sur, al menos dentro del Bloque Río Apa en Paraguay, ha quedado probada por edades Ar-Ar de granitoides de 1300 y 1060 Ma presentadas por Cordani et al. (2005).

Gaucher et al. (2003) postulan que el Cratón Amazonia, el Bloque Río Apa y el CRP estaban unidos en el Ediacareense, presentando una extensa plataforma tipo Atlántico en su borde Este. De ser así, es posible que el cinturón Sunsás se extienda hacia el S, bordeando hacia el E el CRP y formando una cadena proto-Andina (Fig. 13). Esta cadena sería evidentemente un área positiva en el Neoproterozoico, permitiendo la incorporación de zircones mesoproterozoicos a las cuencas desarrolladas en el margen oriental del CRP. Una serie de hechos apoya esta hipótesis:

- (a) Existen importantes afloramientos de rocas mesoproterozoicas bordeando por el W al CRP, como por ejemplo el Complejo Pie de Palo (Ramos 2000). Si bien en el pasado se ha considerado a este bloque como exótico (Thomas & Astini 1996, Thomas et al. 2004), existen abundantes evidencias de que puede ser un bloque para-autóctono de afinidad gondwánica (Mulcahy et al. 2007).

- (b) Schwartz & Gromet (2004) y Rapela et al. (2007) analizan los zircones detríticos de areniscas del Neoproterozoico-Cámbrico de las Sierras Pampeanas Orientales (Fig. 13). Una importante población mesoproterozoica se observa en esas muestras.
- (c) La proporción de zircones mesoproterozoicos vs. paleoproterozoicos aumenta claramente hacia el W del CRP (Fig. 13). Mientras en el Grupo Arroyo del Soldado es 0, este valor aumenta a 0.29-0.60 para las formaciones Cerro Largo/Piedras de Afilar, llegando a valores entre 0.56 y 4.9 en las Sierras Pampeanas Orientales (formaciones La Cébila y Ancasti formations: Rapela et al., 2007). En las Sierras Pampeanas Occidentales, los zircones palaeoproterozoicos son muy raros, y dominan edades mesoproterozoicas (Finney et al., 2005; Naipauer et al., 2006; Rapela et al., 2007).

Las consecuencias paleogeográficas de este hallazgo son importantes. Evidentemente el CRP fue parte del collage orogénico Grenvilliano y por tanto del Supercontinente Rodinia.

Es interesante notar que los zircones mesoproterozoicos no provienen del Terreno Cuchilla Dionisio, donde afloran rocas de edad Mesoproterozoico (Preciozzi et al. 1999). Las evidencias son:

- (a) Si los sedimentos mesoproterozoicos tuvieran como área fuente el Terreno Cuchilla Dionisio debería aparecer un importante componente de zircones del Neoproterozoico entre 750 y 600 Ma, típicos de granitos del Terreno Cuchilla Dionisio, y registrados en areniscas ediacarenses originadas en dicha unidad (Basei et al., 2005). Dichos zircones no aparecen en las muestras analizadas, y son muy subordinados en muestras analizadas por Blanco et al. (este congreso) del Grupo Arroyo del Soldado.
- (b) La tendencia a aumentar la proporción relativa de zircones mesoproterozoicos hacia el W (ver arriba) es exactamente contraria a lo esperable si la fuente fuera el Terreno Cuchilla Dionisio.
- (c) Las muestras obicadas más al E en el CRP no contienen zircones mesoproterozoicos o bien estos son muy subordinados (Blanco et al., este congreso)
- (d) Todas las evidencias geológicas coinciden en que el Terreno Cuchilla Dionisio no se acrecionó hasta el Cámbrico (Bossi & Gaucher 2004, Basei et al. 2005).

Queda por tanto descartada una fuente de zircones mesoproterozoicos hacia el E del Cratón del Río de la Plata antes del Cámbrico, como sugirieron Rapela et al. (2007) al no contar con los nuevos datos presentados aquí.

Paleogeografía del Cratón del Río de la Plata en el Neoproterozoico

El desplazamiento hacia el N del Terreno Nico Pérez a lo largo de la Zona de Cizalla de Sarandi del Yí se asocia claramente a la colisión tangencial del Terreno Cuchilla Dionisio, que tuvo lugar en el Cámbrico (Bossi & Gaucher 2004, Fig. 13). Esa colisión adosa un bloque de afinidad africana (Basei et al. 2005) al CRP, siendo el límite la Zona de Cizalla de Sierra Ballena (Gaucher et al. 1996) y su extensión en el sur de Brasil (Fig. 13).

La conspicua ausencia de zircones neoproterozoicos en las coberturas Ediacarenses-Cámbricas del CRP es evidencia irrefutable de que estas unidades representan un amplio margen continental pasivo tipo atlántico, como fuera adelantado por Gaucher et al. (1996, 1998) y Gaucher (2000), y contrario a las propuestas —entre otros— de Sánchez Bettucci & Ramos (1999) y Basei et al. (2000). En el mismo sentido apuntan las edades modelo T_{DM} publicadas por Mallmann et al. (en prensa) y Blanco et al. (este congreso) para sedimentos del Grupo Arroyo del Soldado, que se ubican principalmente entre 1.6 y 2.9 Ga.

De igual forma se refuerza la idea de que el Terreno Cuchilla Dionisio-Pelotas es un bloque exótico de afinidad africana recién adosado en el Cámbrico al CRP (Orogenia Búzios: Schmitt et al. 2004). Los espectros de zircones detríticos obtenidos por Basei et al. (2005) para la Formación Rocha son radicalmente diferentes a los de las secuencias depositadas sobre el CRP. Cabe citar las siguientes diferencias:

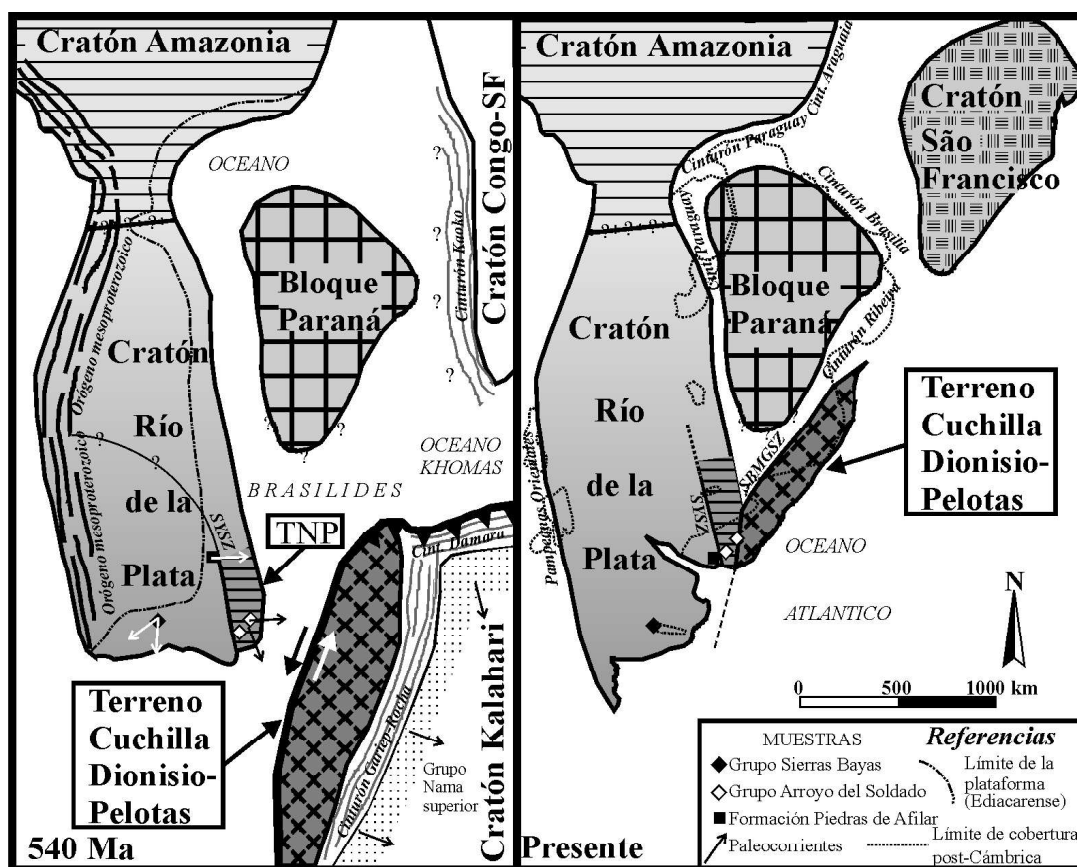


Figura N° 13: Estructura y evolución paleogeográfica inferida del CRP en torno al límite Neoproterozoico-Cámbrico (540 Ma), justo antes de la acreción del Terreno Cuchilla Dionisio-Pelotas, y configuración actual. TNP: Terreno Nico Pérez, SYSZ: Zona de Cizalla Sarandi del Yi, SBMGSZ: Zona de Cizalla Sierra Ballena-Major Gerçino. Se muestra la localización de las unidades muestreadas. Nótese que solo una pequeña porción del CRP aflora, y que todo el Bloque Paraná-Parapanema (Mantovani & Brito Neves, 2005) está cubierto. La interacción del Cratón Congo-São Francisco con el Bloque Paraná es aún poco conocida. Modificado de Gaucher et al. (2003) y Bossi & Gaucher (2004).

- 31% de todos los zircones de la Formación Rocha datados por Basei et al. (2005) caen entre 764 y 596 Ma, edades desconocidas o insignificantes en los espectros de zircones detríticos de unidades del CRP. En ese período se registra una importante actividad magmática en el Terreno Cuchilla Dionisio-Pelotas, como ejemplificado por el Sienogranito Rocha (762 ± 8 Ma U-Pb SHRIMP: Hartmann et al. 2002a) y xenolitos tonalíticos en el Batolito Pelotas (781 ± 5 Ma U-Pb SHRIMP: Silva et al., 2005), además de la principal granitogénesis ubicada entre 650 y 550 Ma (Philipp et al. 2000; Silva et al. 2005).
- En la Formación Rocha, los zircones mesoproterozoicos se ubican entre 1.0 y 1.2 Ga (Basei et al. 2005), faltando los picos más viejos de 1.25, 1.35 y 1.5 Ga, importantes en las formaciones Piedras de Afilar y Cerro Largo.
- Los zircones paleoproterozoicos en la Formación Rocha son relativamente escasos y más jóvenes que 2000 Ma (Basei et al., 2005), contrastando con la enorme cantidad de zircones detríticos datados en este trabajo que caen entre 2000 y 2250 Ma. Es aquí clara la afinidad africana de los zircones detríticos de la Formación Rocha, asignables al ciclo Eburneano, tardío con respecto al Transamazónico.
- No se registran zircones detríticos arqueanos en la Formación Rocha (Basei et al., 2005), en contraste con los resultados del CRP.

El cierre de las cuencas analizadas en este trabajo se vincula a la colisión tangencial del Terreno Cuchilla Dionisio-Pelotas con el CRP en el Cámbrico Inferior (Fig. 13), como propuesto por Bossi & Gaucher (2004) y Basei et al. (2005), y contrario a las propuestas de Oyhantçabal (2005) y Oyhantçabal et al. (2006).

Para terminar, se propone que los escasos zirrones detríticos encontrados por Blanco et al. (este congreso) en el Grupo Arroyo del Soldado se derivan de un importante magmatismo anorogénico relacionado a un evento de rift pre-Arroyo del Soldado (Blanco & Gaucher 2005, Gaucher et al. en prensa). Este magmatismo presenta dos grupos principales de edades: 630 y 580 Ma, representados en el Terreno Nico Pérez por el Batolito Puntas del Santa Lucía (633 ± 8 Ma, U-Pb SHRIMP: Hartmann et al., 2002a), el Granito Arroyo Mangacha (583 ± 7 Ma, este trabajo), el Plutón Pan de Azúcar (579 ± 1.5 Ma, Ar-Ar: Oyhantçabal et al., 2006), el haz de diques máficos de Nico Pérez (581 ± 13 Ma, K-Ar: Rivalenti et al., 1995), y volcanismo bimodal asociado a la Formación Las Ventanas (615 ± 30 Ma K-Ar: Sánchez Bettucci & Linares, 1996; Fig. 2). Todas estas unidades se asocian según Blanco & Gaucher (2005) y Gaucher et al. (en prensa) a un evento de rifting responsable de la apertura de la cuenca de Arroyo del Soldado.

Agradecimientos

Esta es una contribución al proyecto IGCP 478. Parte de la financiación de trabajos de cartografía geológica incorporados aquí fue a cargo de proyectos CSIC VSP e I+D dirigidos por el primer autor. Por inestimables aportes y discusiones se agradece al Prof. Jorge Bossi.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. DE, AMARAL, G., CORDANI, U.G., KAWASHITA, K. 1973. The Precambrian evolution of South American cratonic margin south of the Amazon River. In: Nairn, A.E.M. and Stehli, F.G. (Eds.), *The ocean basins and margins*. Vol. 1: The South Atlantic. Plenum, New York-London, 411-446.
- BARRIO, C., POIRÉ, D.G., IÑIGUEZ, A.M., 1991. El contacto entre la Formación Loma Negra (Grupo Sierras Bayas) y la Formación Cerro Negro, un ejemplo de paleokarst, Olavarría, provincia de Buenos Aires. *Asociación Geológica Argentina Revista*, 46: 69-76.
- 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: 195–221.
- _____, SIGA, JR. O., MASQUELIN, H., HARARA, O., REIS NETO, J., PRECIOZZI, F. 2000. The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its foreland domain, the Rio de la Plata Craton. In: Cordani, U., Milani, E., Thomaz Filho, A., and Campos, D. (Eds), *Tectonic evolution of South America*. Rio Janeiro, pp. 311-334.
- BLANCO, G., GAUCHER, C., 2005. Estratigrafía, paleontología y edad de la Formación Las Ventanas (Neoproterozoico, Uruguay). *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 12 (2): 115-131.
- _____, ZIMMERMANN, U., GAUCHER, C., CHEMALE JR., F., GERMS, G.J.B. (este congreso) Provenance of the Arroyo del Soldado Group (Ediacaran-Lower Cambrian, Uruguay): detrital zircon U-Pb, Sm-Nd isotopes and geochemical data. *V Congreso Uruguayo de Geología*, Montevideo.
- BORRELLO, A.V., 1966. Trazas, restos tubiformes y cuerpos fósiles problemáticos de la Formación La Tinta, Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. *Paleontografía Bonaerense, Com. Inv. Cient.*, prov. Bs. As., V: 1-42.
- BOSSI, J., FERRANDO, L., ALBANELL, H. 1967. Basamento cristalino del Sureste del Uruguay. In: *II Simposio Internacional sobre Deriva Continental*, Montevideo, pp. 60-72.
- _____, CAMPAL, N., 1992. Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico Inferior en Uruguay. In: Gutierrez-Marco, J. G., Saavedra, J., Rabano, I. (Eds.): *Paleozoico Inferior de Iberoamérica*. Mérida, pp 343- 356.
- _____, CAMPAL, N., CIVETTA, L., DEMARCHI, G., GIRARDI, V., MAZZUCHELLI, M., NEGRINI, L., RIVALENTI, G., FRAGOSO CESAR, A., SINIGOI, S., TEXEIRA, W., PICCIRILLO, E., MOLESINI, M. 1993. Early Proterozoic dike swarms from western Uruguay: geochemistry, Sr-Nd isotopes and petrogenesis. *Chemical Geology*, 106: 263-277.
- _____, FERRANDO, L., MONTAÑA, J., CAMPAL, N., MORALES, H., GANCIO, F., SCHIPILOV, A., PIÑEYRO, D., SPRECHMANN, P., 1998. Carta geológica del Uruguay. Escala 1:500.000. Geoditores, Montevideo.
- _____, NAVARRO, R., 2001. Grupo Carapé: su reivindicación. *Revista Sociedad Uruguaya Geología* 8, 2-12.
- _____, GAUCHER, C. 2004. The Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay: an allochthonous block accreted in the Cambrian to SW-Gondwana. *Gondwana Research*, 7 (3): 661-674.
- _____, PIÑEYRO D., CINGOLANI, C., 2005. El límite sur del Terreno Piedra Alta (Uruguay). Importancia de la faja milonítica sinistral de Colonia. *XVI Congreso Geológico Argentino*, La Plata (CD-ROM).

- CAMPAL, N., SCHIPILOV, A. 1995. The Illescas bluish-quartz rapakivi granite (Uruguay-South América): Some geological features. In: *Symposium on Rapakivi Granites and related rocks*, Belem, Brazil.
- CINGOLANI, C.A., RAUSCHER, R., BONHOMME, M., 1991. Grupo La Tinta (Precámbrico y Paleozoico inferior) provincia de Buenos Aires, República Argentina. Nuevos datos geocronológicos y micropaleontológicos en las sedimentitas de Villa Cacique, partido de Juarez. *Revista Técnica de YPF*, **12**(2): 177-191.
- _____, DALLA SALDA, L. 2000. Buenos Aires Cratonic region. In: Cordani, U., Milani, E., Thomaz Filho, A., and Campos, D. (Eds), *Tectonic evolution of South America*. Rio Janeiro, 31st International Geological Congress, pp. 139-147.
- COLPRON, M., NELSON, J.L., MURPHY, D.C. 2007. North Cordilleran terranes and their interactions through time. *GSA Today*, **17**, 4-10.
- CORDANI, U.G., TASSINARI, C.C.G., REIS ROLIM, D. 2005. The basement of the Rio Apa Craton in Mato Grosso do Sul (Brazil) and northern Paraguay: a geochronological correlation with the tectonic provinces of the south-western Amazonian Craton. *12th Gondwana Conference, Abstracts*, p. 113, Mendoza.
- CORONEL, N., OYANTÇABAL, P., SPOTURNO, J. 1982. Consideraciones estructurales de la Formación Piedras de Afilar. Departamento de Canelones. Uruguay. *Actas V, Congreso Latinoamericano de Geología*. Buenos Aires. Argentina.
- DALLA SALDA, L., IÑÍGUEZ, A.M., 1979. La Tinta, Precámbrico y Paleozoico de Buenos Aires. *VII Congreso Geológico Argentino, Actas*, 1, 539-550, Neuquén.
- FINNEY, S.C., PERALTA, S. H., GEHRELS, G., MARSAGLIA, K. 2005. The Early Paleozoic history of the Cuyania (greater Precordillera) terrane of western Argentina: evidence from geochronology of detrital zircons from Middle Cambrian sandstones. *Geologica Acta*, **3**: 339-354.
- FRAGOSO CESAR, A.R. 1980. O cratón do Rio de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul Riograndense. In: *Actas 31 Congresso Brasileiro de Geologia*, 5. Camboriú, pp. 2879-2891.
- GAUCHER, C. 2000. Sedimentology, paleontology, and stratigraphy of the Arroyo del Soldado Group, (Vendian to Cambrian, Uruguay). *Beringeria*, 26: 1-120.
- _____, SPRECHMANN, P. AND SCHIPILOV, A. 1996. Upper and Middle Proterozoic fossiliferous sedimentary sequences of the Nico Pérez Terrane of Uruguay: Lithostratigraphic units, paleontology, depositional environments and correlations. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 199: 339-367.
- _____, SPRECHMANN, P., MONTAÑA, J., 1998. New advances on the geology and paleontology of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado Group of the Nico Pérez Terrane of Uruguay.- *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte* **1998** (2), 106- 118.
- _____, SPRECHMANN, P., 1999. Upper Vendian skeletal fauna of the Arroyo del Soldado Group, Uruguay. *Beringeria*, **23**: 55-91.
- _____, BOGGIANI, P.C., SPRECHMANN, P., SIAL, A.N., FAIRCHILD, T.R., 2003. Integrated correlation of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumbá Groups (Uruguay and Brazil): palaeogeographic, palaeoclimatic and palaeobiologic implications. *Precambrian Research*, **120**: 241-278.
- _____, SIAL, A.N., BLANCO, G., SPRECHMANN, P. 2004a. Chemostratigraphy of the lower Arroyo del Soldado Group (Vendian, Uruguay) and palaeoclimatic implications. *Gondwana Research*, **7** (3): 715-730.
- _____, CHIGLINO, L. & PECOITS, E. 2004b. Southernmost exposures of the Arroyo del Soldado Group (Vendian to Cambrian, Uruguay): palaeogeographic implications for the amalgamation of W-Gondwana. *Gondwana Research* **7** (3): 701-714.
- _____, SIAL, A.N., PIMENTEL, M.M., FERREIRA, V.P., 2004b. Impact of a late Vendian, non-global glacial event on a carbonate platform, Polanco Formation, Uruguay. In: *1st Symposium on Neoproterozoic-Early Paleozoic Events in SW-Gondwana, Extended Abstracts*, Universidade de São Paulo, São Paulo, 21-23.
- _____, POIRÉ, D.G., GÓMEZ PERAL, L., CHIGLINO, L. 2005. Litoestratigrafía, bioestratigrafía y correlaciones de las sucesiones sedimentarias del Neoproterozoico-Cámbrico del Cratón del Rio de la Plata (Uruguay y Argentina). *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, **12** (2), 145-160.
- _____, SIAL, A.N., CASTIGLIONI, E., FERREIRA, V.P., CAMPAL, N., SCHIPILOV, A., KAWASHITA, K. 2006. South America's oldest fossils: isotopic evidences of a Neoproterozoic age for stromatolitic carbonates of the Nico Pérez Terrane, Uruguay. V South American Symposium on Isotope Geology, *Short Papers*: 245-249, Punta del Este.
- _____, SIAL, A.N., FERREIRA, V.P., PIMENTEL, M.M., CHIGLINO, L., SPRECHMANN, P. 2007. Chemostratigraphy of the Cerro Victoria Formation (Lower Cambrian, Uruguay): evidence for progressive climate stabilization across the Precambrian-Cambrian boundary. *Chemical Geology*, **237**: 46-64.
- _____, BLANCO, G., CHIGLINO, L., POIRÉ, D.G., GERMS, G.J.B. (en prensa) Acritarchs of Las Ventanas Formation (Eldiacaran, Uruguay): implications for the timing of coeval rifting and glacial events in western Gondwana. *Gondwana Research*.
- GERMS, G. J. B., 1972. New shelly fossils from Nama Group, South West Africa.- *American Journal of Science*, **272**: 752-761.

- GÓMEZ PERAL, L., POIRÉ, D.G., ZIMMERMANN, U., STRAUSS, H. 2007. Chemostratigraphic and diagenetic constraints on Neoproterozoic successions from the Sierras Bayas Group, Tandilia System, Argentina. *Chemical Geology*, **237**: 127-146.
- GÓMEZ RIFAS, C. 1995. A zona de cizalhamento sinistral de "Sierra Ballena" no Uruguai. Tesis doctoral, Instituto de Geociencias, Universidade de Sao Paulo, 244 pp.
- GREY, K., 2005. Ediacaran palynology of Australia. *Memoirs of the Association of Australasian Palaeontologists*, **31**: 1-439.
- HALVERSON, G.P., HOFFMAN, P.F., SCHRAG, D.P., MALOOF, A.C., RICE, A.H.N. 2005. Toward a Neoproterozoic composite composite carbon-isotope record. *GSA Bulletin*, **117**: 1181-1207.
- _____, DUDÁS, F.Ó., MALOOF, A. & BOWRING, S.A. (en prensa) Evolution of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of Neoproterozoic seawater. *Palaeog. Palaeoclim., Palaeoecol.*
- HARTMANN, L.A., CAMPAL, N., SANTOS, J.O., MAC NAUGHTON, N. J., SCHIPILOV, A., 2001. Archean crust in the Río de la Plata Craton, Uruguay: SHRIMP U-Pb reconnaissance geochronology. *J. South Am. Earth Sci.*, **14**: 557-570.
- _____, SANTOS, J.O., BOSSI, J., CAMPAL, N., SCHIPILOV, A., MAC NAUGHTON, N. J., 2002a. Zircon and titanite U-Pb SHRIMP geochronology of Neoproterozoic felsic magmatism on the eastern border of the Río de la Plata Craton, Uruguay. *J. South Am. Earth Sci.*, **15**: 229-236.
- _____, SANTOS, J.O.S., CINGOLANI, C., MAC NAUGHTON, N. 2002b. Two Paleoproterozoic orogenies in the evolution of the Tandilia Belt, Buenos Aires, as evidenced by Zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *International Geology Review*, **44**: 528-543.
- IACUMIN, M., PICCIRILLO, E.M., GIRARDI, V.A.V., TEIXEIRA, W., BELLINI, G., ECHEVESTE, H., FERNÁNDEZ, R., PINESE, J.P.P., RIBOT, A., 2001. Early Proterozoic calc-alkaline and middle proterozoic tholeiitic dyke swarms from central eastern Argentina: Petrology, Geochemistry, Sr-Nd isotopes and tectonic implications. *Journal of Petrology*, **42** (11): 2109-2143.
- INÍGUEZ, A.M., ZALBA, P.E., 1974. Nuevo nivel de arcilitas en la zona de Cerro Negro, partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires. *LEMIT*, Provincia de Buenos Aires Serie II, **264**: 93-100.
- JONES, G. 1956. Memoria Explicativa y Mapa Geológico de la Región Oriental del Departamento de Canelones. *Instituto Geológico del Uruguay, Boletín*, **34**: 1-193.
- JACOBSEN, S.B., KAUFMAN, A.J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*, **161**: 37-57.
- KAWASHITA, K., GAUCHER, C., SPRECHMANN, P., TEIXEIRA, W., VICTÓRIA, R., 1999a. Preliminary chemostratigraphic insights on carbonate rocks from Nico Pérez Terrane (Uruguay). In: *Actas II South American Symposium on Isotope Geology. Córdoba (Argentina)*, pp. 399-402.
- _____, VARELA, R., CINGOLANI, C., SOLIANI JR., E., LINARES, E., VALENCIO, S.A., RAMOS, A.V., DO CAMPO, M., 1999b. Geochronology and chemostratigraphy of "La Tinta" Neoproterozoic sedimentary rocks, Buenos Aires Province, Argentina. In: *Actas II South American Symposium on Isotope Geology. Córdoba (Argentina)*, pp. 403-407.
- KNOLL, A.H., 2000. Learning to tell Neoproterozoic time. *Precambrian Research*, **100** (2000): 3-20.
- MALLMANN, G., CHEMALE, F., AVILA, J.N., KAWASHITA, K., ARMSTRONG, R.A. (in press) Isotope geochemistry and geochronology of the Nico Pérez Terrane, Río de la Plata Craton, Uruguay. *Gondwana Research*.
- MANTOVANI, M.S.M., BRITO NEVES, B.B. DE, 2005. The Paranapanema Lithospheric Block: its importance for Proterozoic (Rodinia, Gondwana) supercontinent theories. *Gondwana Research*, **8**: 303-315.
- MARCHESE, H., DI PAOLA, E., 1975. Reinterpretación estratigráfica de la Perforación de Punta Mogoles I, Provincia de Buenos Aires. *Revista Asociación Geológica Argentina*, **1**: 44-52.
- MONTAÑA, J., SPRECHMANN, P., 1993. Calizas estromatolíticas y oolíticas y definición de la Formación Arroyo de la Pedrera (?Vendiano, Uruguay). *Revista Brasileira de Geociencias*, **23**: 306-312.
- MULCAHY, S.R., ROESKE, S.M., MCCLELLAND, W.C., NOMADE, S., RENNE, P.R. 2007. Cambrian initiation of the Las Pirquitas thrust of the western Sierras Pampeanas, Argentina: Implications for the tectonic evolution of the proto-Andean margin of South America. *Geology*, **35**, 443-446.
- OYHANTÇABAL, P.B. 2005. The Sierra Ballena Shear zone: kinematics, timing and its significance for the geotectonic evolution of southeast Uruguay. Tesis doctoral, Georg-August Universität, Göttingen, 1-139.
- _____, SPOTURNO, J. GOSO, E., HEIMANN, A., BERGALLI, L. 2001. Asociaciones litológicas en las supracrustales del grupo Lavalleja y sus intrusiones asociadas en la hoja Fuente del Puma (Sur de Minas, Uruguay). In: XI Congreso Latinoamericano y III Congreso Uruguayo de Geología, Actas (CD-ROM), Montevideo, Nr. 246.
- _____, SÁNCHEZ BETTUCCI, L., PEÇOITS, E., AUBET, N., PEEL, E., PRECIOZZI, F., BASEI, M.A.S. 2005. Nueva propuesta estratigráfica para las supracorticales del Cinturón Dom Feliciano (Proterozoico, Uruguay). *XII Congreso Latinoamericano de Geología*, Quito (CD-ROM).
- _____, SIEGSMUND, S., FREI, R., WEMMER, K., LAYER, P., 2006. Timing of the Sierra Ballena transcurrent shear zone in the southern extreme of the Dom Feliciano Belt (Uruguay). *V. South American Symposium on Isotope Geology, Short Papers*, Punta del Este, 150.

- PAMOUCAGHLIAN, K., GAUCHER, C., BOSSI, J., SIAL, A.N., POIRÉ, D.G. 2006. First C and O isotopic data for the Piedras de Afilar Formation (Tandilia Terrane, Uruguay): their bearing on its correlation and age. *V South American Symposium on Isotope Geology, Short Papers*: 277-283, Punta del Este.
- PEEL, E., PRECIOZZI, F. 2006. Geochronologic synthesis of the Piedra Alta Terrane, Uruguay. In: *V. South American Symposium on Isotope Geology, Short Papers*, Punta del Este, pp. 155-158.
- PHILIPP, R.L., NARDI, L.V.S., BITENCOURT, M.F. 2000. O Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. In: Holz, M. and De Ros, L.F. (Eds.): *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, pp. 133-160.
- POIRÉ, D.G., 1987. Mineralogía y sedimentología de la Formación Sierras Bayas en el núcleo septentrional de las sierras homónimas, Partido de Olavarría, Provincia de Buenos Aires. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 1-271.
- _____, 1993. Estratigrafía del Precámbrico sedimentario de Olavarría, Sierras Bayas, provincia de Buenos Aires, Argentina. *XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso Exploración de Hidrocarburos Actas II*: 1-11, Mendoza.
- _____, GONZÁLEZ, P.D., CANALICCHIO, J.M., GARCÍA REPETTO, F., CANESSA, N.D. 2005. Estratigrafía del Grupo Mina Verdún, Proterozoico de Minas, Uruguay. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 12 (2): 125-143.
- _____, SPALLETTI, L.A., GÓMEZ PERAL, L. 2006. Neoproterozoic/Lower Palaeozoic sedimentary successions of the Tandilia System, Argentina. In: Poiré, D.G., Gaucher, C. (eds.). Neoproterozoic/Lower Palaeozoic sedimentary successions of the Río de la Plata Craton, *Field trip guide. V South American Symposium on Isotope Geology*, Punta del Este, pp. 5-21.
- POTHE DE BALDIS, E.D., BALDIS, B.A., CUOMO, J., 1983. Los fósiles precámbricos de la Formación Sierras Bayas (Olavarría) y su importancia intercontinental. *Asociación Geológica Argentina Revista*, 38: 73-83.
- PRECIOZZI, F., MASQUELIN, H., BASEI, M.A.S. 1999. The Namaqua/Grenville terrane of eastern Uruguay. *II South American Symposium on Isotope Geology, Actas*, pp. 338-340, Córdoba (Argentina).
- RAMOS, V.A. 2000. The southern central Andes. In: Cordani, U., Milani, E., Thomaz Filho, A., and Campos, D. (Eds), *Tectonic evolution of South America*. Rio Janeiro, 31st International Geological Congress, pp. 561-604.
- RAPELA, C.W., FANNING, C.M., PANKHURST, R.J. 2005. The Rio de la Plata Craton: the search for its full extent. *12th Gondwana Conference, Abstracts*, p. 308, Mendoza.
- _____, PANKHURST, R.J., CASQUET, C., FANNING, C.M., BALDO, E.G., GONZÁLEZ-CASADO, J.M., GALINDO, C., DAHLQUIST, J. 2007. The Río de la Plata Craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth Science Reviews*, 83: 49-82.
- 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 Pérez region, central Uruguay. *Mineralogy and Petrology*, 55: 239-263.
- SANCHEZ BETTUCCI, L., LINARES, E., 1996. Primeras edades en Basaltos del Complejo Sierra de las Animas. *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas I*. Buenos Aires, 399-404.
- _____, RAMOS, V.A., 1999. Aspectos geológicos de las rocas metavolcánicas y metasedimentarias del Grupo Lavalleja, sudeste de Uruguay. *Revista Brasileira de Geociências*, 29: 557-570.
- SANTOS, J.O.S., 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (Eds.) *Geologia, tectónica e recursos minerais do Brasil*, pp. 169-226, CPRM, Brasília.
- _____, HARTMANN, L.A., BOSSI, J., CAMPAL, N., SCHIPILOV, A., PIÑEYRO, D., MCNAUGHTON, N.J., 2003. Duration of the Transamazonian and its correlation within South America based on U-Pb SHRIMP geochronology of the La Plata Craton, Uruguay. *International Geology Review*, 45: 27-48.
- SCHMITT, R.D.S., TROUW, R.A.J., VAN SCHMUS, W.R., PIMENTEL, M.M. 2004. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, 133, 29-61.
- SCHWARTZ, J.J., GROMET, L.P. 2004. Provenance of a late Proterozoic-Early Cambrian basin, Sierras de Córdoba, Argentina. *Precambrian Research*, 129: 1-21.
- SILVA, L.C., MCNAUGHTON, N.J., ARMSTRONG, R., HARTMANN, L.A. & FLETCHER, I.R. 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan African systems of orogens. *Precambrian Research*, 136: 203-240.
- SPOTURNO, J., OYHANTÇABAL, P., GOSO, C., AUBET, N., CAZAUX, S., HUELMO, S., MORALES, E. 2005. Mapa geológico y de recursos minerales del Departamento de Canelones a escala 1:100.000. Facultad de Ciencias-Dirección Nacional de Minería y Geología, Montevideo.
- SPRECHMANN, P.; GAUCHER, C., BLANCO, G., MONTAÑA, J., 2004. Stromatolitic and trace fossils community of the Cerro Victoria Formation, Arroyo del Soldado Group (lowermost Cambrian, Uruguay). *Gondwana Research* 7 (3): 753-766.
- TEIXEIRA W., RENNE, P., BOSSI, J., CAMPAL, N., D'AGRELLA, F., 1999. ⁴⁰Ar/³⁹Ar and Rb/Sr geochronology of the Uruguayan dike swarm, Río de la Plata Craton and implications for Proterozoic intraplate activity in western Gondwana. *Precambrian Research*, 93:153-180.

- _____, PINESE, J.P.P., IACUMIN, M., GIRARDI, V.A.V., PICCIRILLO, E.M., ECHEVESTE, H., RIBOT, A. FERNANDEZ, R., RENNE, P. Y HEAMAN, L.M., 2002. Calc-alkaline and tholeiitic dyke swarms of Tandilia, Rio de la Plata craton, Argentina: U-Pb, Sm-Nd and Rb-Sr 40Ar-39Ar data provide new clues for intraplate rifting shortly after transamazonian orogeny. *Precambrian Research*, **119**: 329-353.
- TERUGGI, M.E., 1964. Paleocorrientes y paleogeografía de las ortocuarcitas de la Serie La Tinta (provincia de Buenos Aires). *An. Com. Inv. Cient. Prov. Buenos Aires*, **V**: 1-27.
- THOMAS, W.A., ASTINI, R.A. 1996. The Argentine Precordillera: a traveler from the Ouachita embayment of North American Laurentia. *Science*, **273**: 752-757.
- _____, ASTINI, R.A., MUELLER, P.A., GEHRELS, G.E., WOODEN, J.L. 2004. Transfer of the Argentine Precordillera terrane from Laurentia: constraints from detrital-zircon geochronology. *Geology*, **32**: 965-968.