



Historia de la Geología Precámbrica de Uruguay: Unidades del Cinturón Dom Feliciano y su basamento

Pablo Núñez Demarco^{1,2}, Henri Masquelin¹, Judith Loureiro³,
Claudia Prezzi², Leda Sánchez Bettucci^{1,3}

1 Instituto de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias - Universidad de la República, Montevideo, Uruguay
2 InGeBa, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales - Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina
3 Dirección Nacional de Minería y Geología, Montevideo, Uruguay.

Resumen

OPEN ACCESS

Edited by:
Lic. Néstor Campal
DINAMIGE
Uruguay

Reviewed by:
Anonimos

Corresponding author:
Pablo Núñez Demarco
pnunez@fcien.edu.uy

Received: 3 Abr 2018

Accepted: 1 Jun 2019

Published: 15 Jun 2019

La existencia de dos modelos tectonoestratigráficos para el Uruguay ha generado múltiples confusiones estratigráficas en las interpretaciones regionales. Ambos modelos implican interpretaciones estratigráficas diferentes e incluso interpretaciones geológicas diferentes. Más aún, cada unidad incluida en el Cinturón Dom Feliciano en Uruguay no solo presenta controversias en su definición, su nomenclatura o sus límites, sino que presenta múltiples versiones alternativas. Esto ha dado lugar a las más diversas propuestas estratigráficas y ha entorpecido, la comprensión de la evolución geológica regional, así como la ubicación de recursos minerales de interés económico.

En este trabajo se busca realizar una revisión de las distintas unidades litoestratigráficas que componen al Cinturón Dom Feliciano y sus modelos alternativos, detallando su historia, y las controversias a las que están sujetas, de forma de lograr un entendimiento más cabal de las diversas propuestas estratigráficas del Uruguay.

Palabras clave: Grupo Lavallega, Unidad Campanero, Arroyo del Soldado, Carape.

Citation:

Núñez Demarco, P., Masquelin, H., Loureiro, J., Prezzi, C., Sánchez Bettucci, L. (2019) Historia de la Geología Precámbrica de Uruguay: Unidades del Cinturón Dom Feliciano y su basamento, Revista Investigaciones, Montevideo, 2(1):36-57

1. Introducción

- 1.1 Cinturón Dom Feliciano
- 1.2 Problemas Estratigráficos

2 Cinturones/fajas de rocas metamórficas

- 2.1 Grupo Lavallega
- 2.2 Mármoles de Polanco
- 2.3 Cuarzitas Cerro de los Bueyes
- 2.4 Grupo Arroyo del Soldado
- 2.5 Formación Barriga Negra
- 2.6 Formación Playa Hermosa
- 2.7 Formación las Ventanas

3 Intrusiones Ígneas

- 3.1 Complejo Sierra de las Animas
- 3.2 Complejo Granítico Carapé
- 3.3 Complejo Granítico Polanco y Batolito Puntas del Santa Lucía
- 3.4 Batolito de Aigua

4 Basamento pre-orogénico

- 4.1 Unidad campanero
- 4.2 Complejo Las Tetas
- 4.3 Litodema Taruman

5 Controversias Estratigráficas

1. Introducción

1.1 El Cinturón Dom Feliciano

El **Cinturón Dom Feliciano** en Uruguay es, tal vez, el dominio estructural de mayor complejidad estratigráfica, debido a su geología y a las múltiples propuestas estratigráficas, vigentes y en desuso, de las unidades que lo integran. Definido por [Fragoso Cesar \(1980\)](#) está constituido por un conjunto de unidades que se formaron, deformaron y metamorfizaron durante el ciclo orogénico Brasiliano-Panafricano (750-550 Ma) en Uruguay, sur de Brasil y oeste de África ([Porada 1979](#); [Fragoso César et al., 1987](#); [Fragoso César 1991](#); entre otros). Su génesis está relacionada a episodios tectónicos ocurridos durante la convergencia de los cratones Río de la Plata, Congo y Kalahari, y al desarrollo de los cinturones Kaoko, Gariep y Damara en el sur de África, durante el Neoproterozoico ([Porada 1989](#); [Prave 1996](#); [Dürr & Dingeldey 1996](#); [Basei et al. 2005, 2008](#); entre otros). Algunos autores ([Hartmann et al., 2011](#); [Gubert et al., 2016](#)) consideran que el cinturón Dom Feliciano se compone de las asociaciones litológicas generadas durante los eventos orogénicos São Gabriel (900-680 Ma) y Dom Feliciano (650-540 Ma).

Este dominio estructural se extiende por más de mil kilómetros desde el sur de Uruguay hasta la ciudad de Florianópolis en Brasil. Limita al Noroeste con el terreno Nico Pérez a través de la zona de cizalla **Fraile Muerto** –

María Albina ([Bossi y Campal 1992](#); [Sánchez Bettucci et al., 2010b](#); [Oyhantçabal et al., 2011, 2012, 2018](#); [Masquelin et al., 2017](#), [Núñez Demarco et al., 2018](#) y referencias), al Oeste con el Terreno Piedra Alta mediante la zona de cizalla **Sarandí del Yí** ([Preciozzi et al., 1979](#); [Oyhantçabal et al., 2005, 2011](#); entre otros) y al Este con el Terreno Punta del Este mediante la zonas de cizalla **Alfárez-Cordillera** ([Masquelin 1990](#), [Nuñez Demarco et al., 2018](#) y referencias). Las litologías de este cinturón se organizan en cuatro unidades tectono-estratigráficas dispuestas como fajas paralelas (sub-cinturones) de Oeste a Este ([Preciozzi et al., 1993](#); [Sánchez Bettucci 1998](#); [Preciozzi et al., 1999a,b, 2001, 2003](#); [Basei et al., 2000](#); [Rapalini y Sanchez Bettucci 2008](#); [Sánchez Bettucci et al., 2010](#); [Masquelin et al., 2011, 2017](#)):

- (i) un cinturón de rocas metasedimentarias
- (ii) un cinturón esquistos
- (iii) un cinturón granítico (650-550 Ma) y
- (iv) unidades de basamento expuestas, intercaladas y retrabajadas durante la orogenia Brasiliana.

Sin embargo, no todos los autores están de acuerdo con esta propuesta tectono-estratigráfica y plantean una división diferente ([Bossi y Ferrando 2001](#); [Bossi et al., 2001, 2002](#); [Bossi y Gaucher 2004, 2014](#); [Maldonado et al., 2003](#); [Mallmann et al., 2007](#)). Estos autores dividen en dos la región del Cinturón Dom Feliciano antes descrito, siendo su límite oriental la zona de cizalla **Sierra Ballena** (ver [Núñez Demarco et al., 2018](#) y referencias). Las unidades

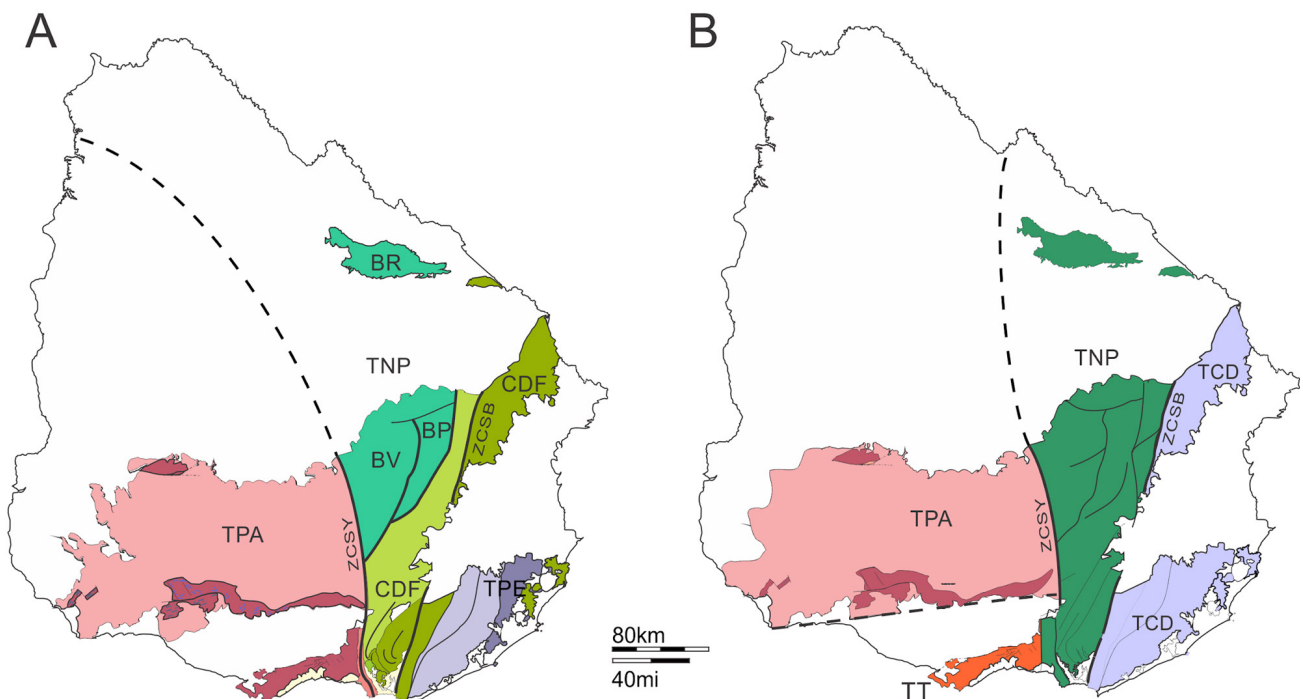


Figura 1 - Modelos Tectónicos para el Uruguay. **A:** modelo según [Sánchez Bettucci et al. \(2010\)](#), [Oyhantçabal et al. \(2010\)](#), [Preciozzi et al. \(1999\)](#), [Masquelin et al. \(2012\)](#), [Núñez Demarco et al. \(2018\)](#). **B:** modelo según [Bossi y Ferrando \(2001\)](#); [Bossi et al. \(2001, 2002\)](#); [Bossi \(2002\)](#); [Bossi y Gaucher \(2014\)](#).

Oeste de este límite, son consideradas como parte del **Terreno Nico Pérez** (Bossi y Campal 1992), mientras que las unidades al este son consideradas como parte del **Terreno Cuchilla de Dionisio** (Bossi et al., 2001). Asimismo, las unidades dentro del Terreno Nico Pérez, no son consideradas como parte de la orogenia Brasiliana-PanAfricana, sino como unidades asociadas a un margen pasivo o rift (Bossi et al., 2001; Bossi 2002; Bossi y Gaucher 2004, 2014; Blanco y Gaucher, 2005; Blanco et al., 2009). Así por ejemplo, los cuerpos graníticos de esta región son considerados como anorogénicos (Blanco et al., 2009; Bossi y Gaucher 2014) o orogénicos (Fragoso César et al., 1987; Basei et al., 2000; Rapalini y Sanchez Bettucci 2008; Sánchez Bettucci et al., 2010; Masquelin et al., 2011, 2017; entre otros).

Por otra parte las unidades del Terreno Cuchilla de Dionisio (al Oeste de la zona de cizalla Sierra Ballena) mantienen su asociación con la orogenia Neoproterozoica, y a su basamento se le atribuye una clara afinidad Africana (Bossi et al., 2001; Maldonado et al., 2003; Bossi y Gaucher 2004; Mallmann et al., 2007).

1.2 Problemas Estratigráficos

La existencia de dos modelos tectónicos para el Uruguay es origen de múltiples confusiones estratigráficas (ver Núñez Demarco et al., 2018). Ambos modelos implican interpretaciones diferentes e incluso descripciones geológicas diferentes. Más aún, cada unidad incluida en el Cinturón Dom Feliciano de Uruguay presenta sus propias controversias y divergencias, ya sea en su definición, su nomenclatura o sus límites. Esto ha dado lugar a las más diversas propuestas estratigráficas y ha entorpecido la comprensión de la evolución geológica regional así como la ubicación de recursos minerales.

Las principales unidades litoestratigráficas incluidas en este dominio estructural son: Grupo Arroyo del Soldado, Formación Barriga Negra, Formación las Ventanas, Formación Playa Hermosa, Grupo Lavalleja, Mármoles de Polanco, Complejo Carapé, Batolito de Santa Lucía, Complejo Granítico Polanco, Batolito de Aiguá, Unidad Campanero y Complejo Las Tetas.

Algunas unidades como los **Grupos Lavalleja, Barriga Negra, Arroyo del Soldado** o el **Complejo las Tetas**, son el eje de las diversas divisiones estratigráficas y centro de múltiples discusiones históricas. Las divergencias son notorias cuando se comparan los mapas de diversos autores (Fig. 2). La extensión de las distintas unidades varía notoriamente reflejando no sólo los diferentes criterios estratigráficos y una falta de consenso en cuanto a la nomenclatura de estas unidades, sino también una falta de homogeneización de los criterios de mapeo geológico, de datos geocronológicos, análisis petrológico, entre otros. La falta de concordancia, no sólo en las interpretaciones, sino en las descripciones y límites geológicos, entre los

diversos autores (como se aprecia en la Fig. 2) es prueba innegable de este problema. La principal dificultad es que las unidades estratigráficas son continuamente creadas y mapeadas en escala regional (1:500.000) o en áreas restringidas y desconectadas, sin una definición apropiada de su extensión, límites o contactos.

En este trabajo se busca realizar una revisión de las distintas unidades litoestratigráficas que componen al Cinturón Dom Feliciano, detallando su historia así como las controversias y divergencias a las que están sujetas.

2 Cinturones de rocas metamórficas

2.1 Grupo Lavalleja

Los primeros relevamientos y descripciones geológicas del país se deben a Larrañaga (1809), Schröder (1910), Guillemain (1911), Walther (1911, 1919, 1920, 1924, 1927), y posteriormente MacMillan (1931-1933). Schröder (1910) describió las cuarcitas del cerro Verdún y una sucesión litológica compuesta por pizarras, calizas y mármoles, que ocurren desde la ciudad de Minas hasta la mina El Soldado, ubicada en las proximidades del arroyo homónimo, de donde se extrajo oro y minerales cupríferos (estancia “La Serrana”). MacMillan (1933) definió la **Serie de Minas** como el conjunto de rocas metamórficas que se encuentra en discordancia sobre el basamento gnéisico más antiguo, al que denominó **Complejo Arcaico**. Esta serie estaría representada, según el autor, por rocas metamórficas de bajo grado; calizas cristalinas, filitas-esquistos, esquistos sericíticos y micáceos, esquistos conglomerádicos, pizarras calcáreas y arcillosas, areniscas, cuarcitas, conglomerados, brechas volcánicas, meta-riolitas y lavas básicas. (MacMillan 1932) Su propuesta estratigráfica está basada en la idea de que las rocas con mayor metamorfismo son más antiguas; tesis dominante en esa época (ver Núñez Demarco et al., 2018).

Caorsi y Goñi (1958) denominaron Serie metamórfica de Lavalleja a la Serie de Minas de MacMillan (1933) por entender que generaba confusiones con la Serie de Minas de Brasil. Goñi (1958) propuso la división en Serie de Lavalleja inferior y Serie de Lavalleja superior, además, separó un conjunto de calizas a las que denominó Serie de Polanco y le asignó erróneamente una edad silúrica, basándose en los fósiles encontrados por Lugeon (1925) en la cantera Burgueño. Goñi (1958) y Goñi et al. (1962) introdujeron modificaciones en la estratigrafía gracias al aporte de otros investigadores como Jones (1956). Sus investigaciones les permitieron dividir a la Serie de Lavalleja en dos unidades, teniendo en cuenta sus litologías y relaciones de contacto con granitos intrusivos: (i) La parte inferior constituida por rocas de origen predominantemente detrítico (filitas,

pizarras, cuarcitas, mármoles, etc.) interestratificada con lavas y depósitos piroclásticos asociados y afectados por metamorfismo de contacto de los plutones. (ii) La secuencia superior no afectada por el plutonismo y compuesta de sedimentos básicos, ricos en Fe y Mg (“*itabiritos* [BIFs], *cuarcitas magnesíferas*, *cloritoesquistos*, *talcoesquistos*,

serpentinitas y esquistos carbonosos a grafitosos” Goñi & Hoffstetter 1964, p. 84 a 90).

Ferrando y Fernández (1971) definieron el zócalo de la cuenca del río de la Plata y realizaron la primera interpretación cronoestratigráfica a partir de datos radiométricos obtenidos por Umpierre (1965) en Bossi

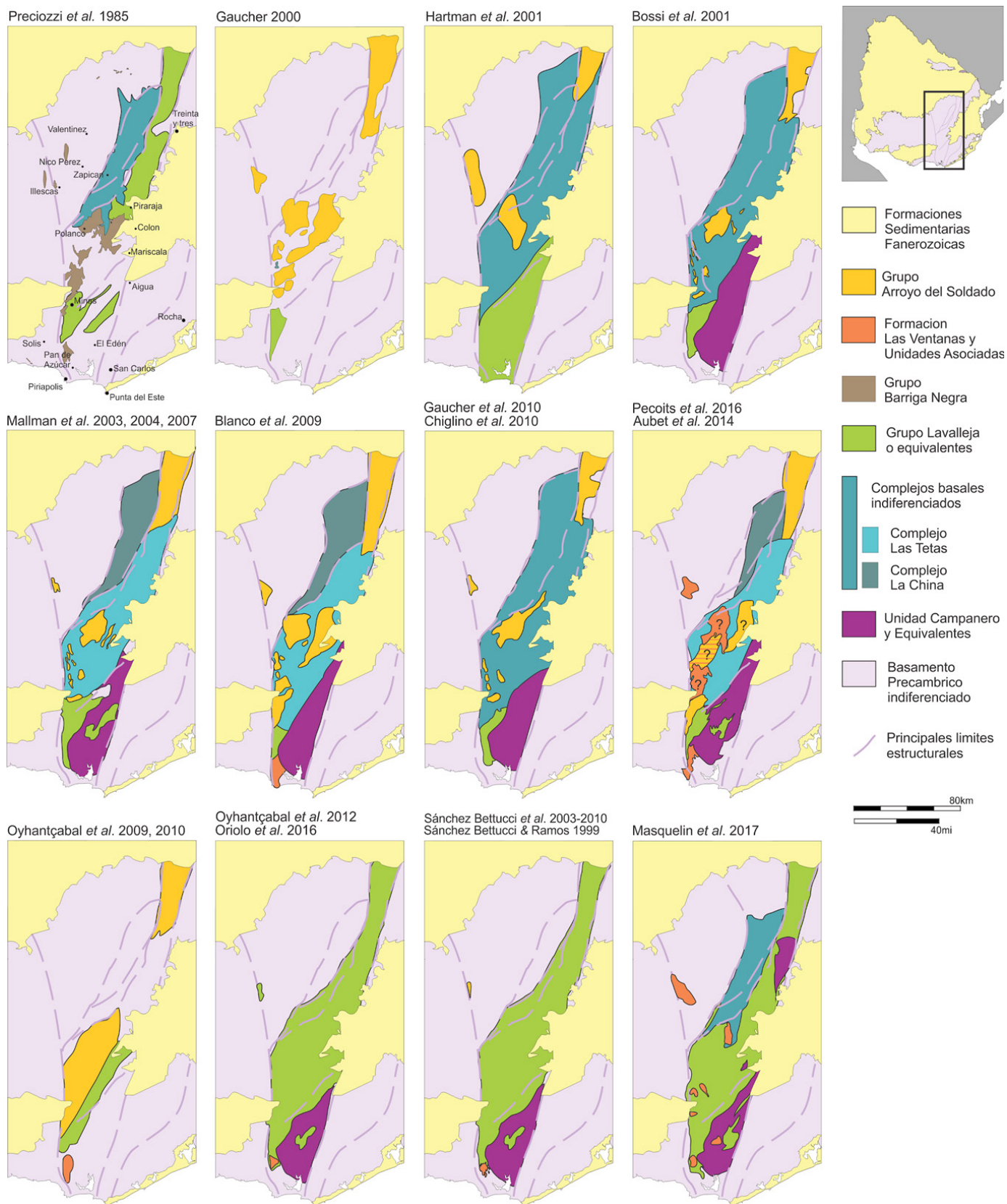


Figura 2 - Diferencias entre las principales unidades en el Cinturón Dom Feliciano según diversos autores.

(1966), Hart (1966) y Umpierre y Halpern (1971). Así también, separaron al basamento cristalino uruguayo en dos grandes unidades, un ciclo joven que correlacionaron con el ciclo orogénico Baikaliano y un ciclo antiguo que correlacionaron con la orogénesis Limpopo - Kibali, de África.

Posteriormente Bossi *et al.* (1965) modernizaron la nomenclatura reemplazando el término de “Serie” por el de “Grupo” con lo cual redefinieron a la Serie Lavalleja como **Grupo Lavalleja**. Estos autores advirtieron también que: “carece de fundamentación [realizar] divisiones dentro del Grupo Lavalleja” (Bossi *et al.*, 1965, p.59) ya que se carecía de mapas precisos aunque reconocieron que los aportes de Goñi (1958 y 1962) pueden ser considerados para este fin (Bossi *et al.*, 1965, p.59). Además, redujeron la extensión del Grupo Lavalleja, limitándose solo a los departamentos de Maldonado, Lavalleja y Treinta y Tres, pudiéndose incluir tentativamente a las unidades de filitas y cuarcitas del departamento de Rocha. Estos autores indicaron que faltaban evidencias para probar la supuesta existencia de la discordancia entre el Basamento cristalino y la serie Lavalleja, que había sido indicada por MacMillan (Bossi *et al.*, 1965, p.5).

El Grupo Lavalleja fue denominado como **Grupo Lavalleja-Rocha** por Preciozzi *et al.* (1979, 1985, 1993), e incluido dentro del denominado zócalo del área atlántica (o zócalo del este y sureste de Ferrando y Fernández (1971), donde agruparon a las rocas con metamorfismo de grado bajo a medio: filitas, calizas, cuarcitas, prasinitas (esquistos verdes), esquistos cuarzo-feldespáticos, micaesquistos, esquistos anfibólicos y mármoles. También definieron como **Grupo Carapé-Velázquez** al conjunto de rocas gnéissicas y granítico-migmatíticas que está desarrollado entre las dos fajas de metamorfitas.

Midot (1984) realizó importantes aportes al conocimiento del Grupo Lavalleja; describió brechas volcánicas y separó al grupo en dos series sincrónicas con pasaje lateral por variaciones de facies: (i) la serie sedimentaria de Minas, constituida por cuarcitas y calizas aflorantes en las proximidades de la ciudad homónima y que correspondería a una zona de plataforma carbonática sometida a aportes detríticos frecuentes. (ii) una serie caracterizada por depósitos carbonáticos y pelíticos, asociado a un volcanismo básico de carácter calcoalcalino a tholeítico y una secuencia volcano-sedimentaria, denominada Fuente del Puma, que aflora al sur de la ciudad de Minas.

Posteriormente, Bossi y Navarro (1991) separaron por un lado al **Grupo Lavalleja** y por otro lado al **Grupo Rocha**, sugiriendo que la naturaleza litológica es diferente, aunque puedan ser parcialmente sincrónicas.

Sánchez Bettucci (1998) realizó un mapeo extensivo y estudios petrológicos en la porción sur del Cinturón Dom Feliciano y enmendó al Grupo Lavalleja siguiendo los criterios del código de nomenclatura estratigráfica definiendo tres formaciones (Minas, Fuente del Puma y Zanja del Tigre) compuestas por sucesiones

meta-sedimentarias y meta-volcánicas deformadas (Fig. 3). Es importante destacar que hasta el momento el Grupo no poseía unidades claramente definidas, a excepción de los mármoles de Polanco.

Sánchez Bettucci (1998) incluyó dentro del Grupo Lavalleja a las litologías orto y para derivadas que presentan un grado medio de metamorfismo asignadas anteriormente al Grupo Carapé (Bossi, 1989; Bossi y Navarro, 1991) y lo denominó Complejo Carapé. Este Complejo está representado (sensu Sánchez Bettucci 1998; Sánchez Bettucci *et al.*, 2010b) por granitos, granodioritas, granitos protomiloníticos y miloníticos, gneisses orto derivados y migmatitas, que afloran en contacto tectónico con el grupo Lavalleja

2.1.1 Formación Zanja del Tigre

La formación Zanja del Tigre consiste en una secuencia meta volcano-sedimentaria, meta-gabros, orto y para anfibolitas, rocas calcosilicatadas, micaesquistos variados, cuarcitas, mármoles y BIF (Sánchez Bettucci 1998). El metamorfismo de esta unidad alcanza facies anfibolita. Los BIF consisten en bandas alternantes de cuarzo, magnetita y hematita (especularita); rocas carbonáticas, calcosilicatadas y anfibolitas (Sánchez Bettucci 1998; Oyhantçabal *et al.*, 2007). Una muestra de una meta-psamítica rítmica de esta unidad fue analizada por U-Pb (SHRIMP) revelando edades entre 3.4 y 2.2 Ga para el área fuente (Sánchez Bettucci *et al.* 2010b). Circones en meta-ignimbritas retrabajadas de la Formación Zanja del Tigre, analizados por U-Pb (SHRIMP) indicaron edades de 1.43 Ga mientras que circones detríticos presentaron edades entre 3.35 y 1.4 Ga (Oyhantçabal *et al.*, 2005).

2.1.2 Formación Fuente del Puma

La Formación Fuente del Puma (Midot 1984) aflora al sur de la ciudad de Minas. Esta unidad fue dividida en tres asociaciones informales: sedimentaria, volcánica e intrusiva (meta gabro hornblendico) afectadas por metamorfismo en facies esquistos verdes superior (Sánchez Bettucci 1998, 2010b). La unidad sedimentaria está representada por mármoles, metapelitas, metacalcopelitas y meta-arcosas interestratificadas con una asociación de rocas volcánicas ácidas y básicas. En la unidad ocurren mineralizaciones de Cu-Zn-Pb y SEDEX Zn-Pb con un origen sin-genético a tardi-metamórfico (Sánchez Bettucci *et al.*, 2004, 2010b). Los depósitos de mármol son actualmente explotados para la fabricación de cemento Portland y *clinker*.

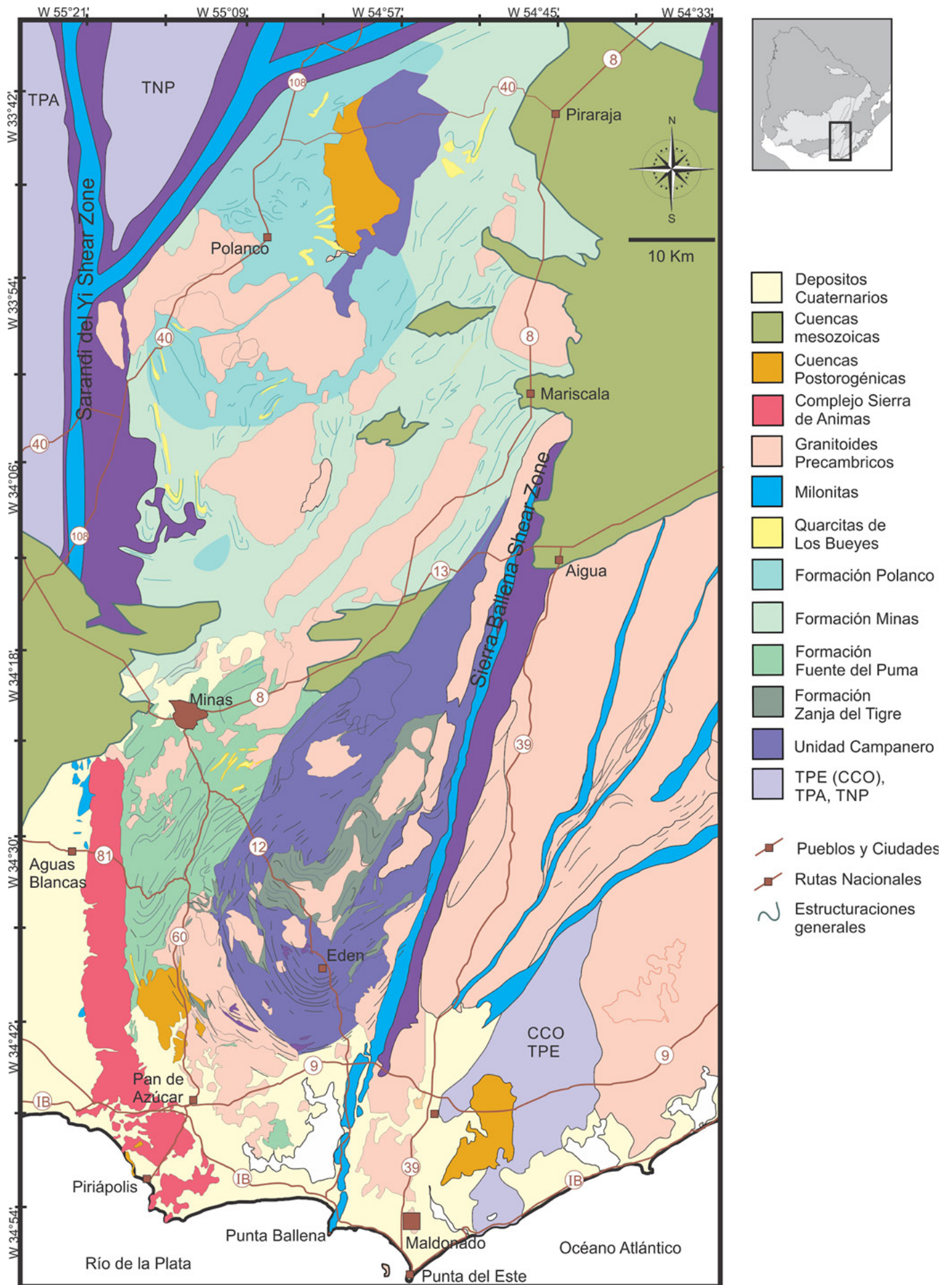


Figura 3. Mapa de la porción sur del cinturón Dom Feliciano. TPA: Terreno Piedra Alta. TNP: Terreno Nico Pérez, TPE: Terreno Punta del Este, CCO: Complejo Cerro Olivo.

2.1.3 Formación Minas

Esta unidad se encuentra aflorando en los alrededores de la ciudad de Minas (Sur de la zona de estudio), comprende metaconglomerados, meta-areniscas, metapelitas, y rocas meta-carbonáticas (mármoles dolomíticos y calcáreos, algunos con estructuras estromatolíticas) afectados por metamorfismo de bajo grado. La asociación metamórfica de la unidad es calcita ± dolomita ± forsterita ± espinela ± tremolita ± clorita ± flogopita ± ilmenita ± esfeno. BIFs y meta-chert ocurren ocasionalmente (Sánchez Bettucci 1998; Sánchez Bettucci *et al.*, 2001, 2010b). Los BIFs se encuentran intercalados con metapelitas que presentan fenocristales característicos de rocas volcánicas, así como texturas tipo *shards* sugiriendo una contribución volcánica junto a la fuente de precipitación del hierro.

El Grupo Lavalleya así definido es una de la unidades mejor estudiadas en la región (Sánchez Bettucci y Ramos 1999, Sánchez Bettucci *et al.*, 2003a,b, 2004, 2010; Pazos *et al.*, 2008; Fambrini *et al.*, 2005; Rapela *et al.*, 2011; Masquelin *et al.*, 2011, 2017; Oyhantcabal *et al.*, 2009, 2010, 2011, 2012) Sin embargo algunos autores han publicado modificaciones y propuestas alternativas como se detalla más adelante (Gaucher 2000; Chigolino *et al.*, 2010; Blanco *et al.*, 2010; Poiré *et al.*, 2005; Pecoits *et al.*, 2016).

El Grupo Lavalleya presenta una gran complejidad litológica, y estructural. Está afectada por pliegues y corrimientos. Sin embargo, está mapeado en detalle solo en su mitad sur (Sánchez Bettucci 1998; Spurno *et al.*, 2012) y solo hay pequeños mapas y cortes geológicos en su porción norte (i.e. Gaucher, 2000; Masquelin *et al.*, 2007) o mapas muy generales que varían sustancialmente según el autor (Fig. 2). Mientras el mapa de Sánchez Bettucci (1998) es utilizado como referencia para la porción sur del Cinturón por diversos autores (Sánchez Bettucci y Ramos 1999; Sánchez Bettucci *et al.*, 2003a,b, 2004, 2010; Pazos *et al.*, 2003, 2008, 2011; Masquelin *et al.* 2011; Oyhantcabal *et al.* 2009, 2010, 2011; Rapalini *et al.* 2015).

Escasos estudios isotópicos se han realizado en el Grupo Lavalleya. Metabasaltos intercalados en la secuencia metasedimentaria (Formación Fuente del Puma) arrojaron edades U/Pb en circones y rutilos de 670 Ma para la cristalización y ca. 630 Ma para el metamorfismo (Sánchez Bettucci *et al.*, 2003).

Por otro lado, algunos autores argumentan que las edades del Grupo Lavalleya no corresponden al ciclo Brasiliano sino al Grenvilliano y por lo tanto la unidad debe ser renombrada y redefinida (Bossi *et al.*, 2002; Bossi y Gaucher 2014). Estos autores, propusieron una estratigrafía paralela, renombraron a la Formación Fuente del Puma, porción sureste del Grupo Lavalleya (*sensu* Preciozzi *et al.*, 1993; Sánchez Bettucci 1998; Sánchez

Bettucci y Ramos 1999) como Grupo Fuente del Puma (Bossi *et al.*, 2002) y más tarde como Grupo Parque UTE (Chigolino *et al.*, 2010), quienes sugirieron además que la secuencia no se encuentra metamorfizada. La estratigrafía propuesta presenta al menos cinco problemas: (i) el cambio de nombres genera un problema de prioridad y sinonimias - pues la Formación Fuente del Puma fue originalmente definida por Midot (1984) y es parte del Grupo Lavalleya (Sánchez Bettucci 1998; Sánchez Bettucci y Ramos 1999, 2002) (Murphy y Salvador 1999, ítem 3.4.3.f). (ii) estos autores definieron incorrectamente al Grupo dado que deben definirse primero las formaciones que lo componen, como estipula el código estratigráfico, y no fue definida ninguna unidad constitutiva. (iii) La redefinición o el cambio de rango de formación a grupo debe hacerse sin cambiar el nombre (Murphy y Salvador 1999, ítem 3.B.5). (iv) No preserva un nombre tradicional y bien establecido como lo es “Grupo Lavalleya” (Murphy y Salvador 1999, ítem 3.B.3.g). Pero sobre todo, (v) *las unidades deben separarse por sus caracteres físicos observables y no por su edad inferida* (sic) (Murphy y Salvador 1999, ítem 5.B.3) pero las nuevas unidades propuestas mantienen todos los caracteres físicos (tanto el mapa como la descripción litológica) y solo se cambia su interpretación y edad.

La estratigrafía de la unidad está lejos de ser resuelta satisfactoriamente, hacen falta mapeos extensivos y detallados en su porción norte, así como estudios petrológicos y estructurales que permitan identificar y clasificar las imbricaciones tectónicas que afectan a la unidad.

2.2 Mármoles de Polanco

La unidad Mármoles de Polanco o Formación Polanco fue definida por Goñi (1958) y publicada formalmente por Goñi y Hoffstetter (1964), en el *Lexique Stratigraphique International*. Estos autores propusieron separar a esta unidad del Grupo Lavalleya alegando a que descansa en discordancia sobre dicho Grupo (Goñi y Hoffstetter, 1964, p. 118). Esta unidad fue definida como compuesta por calizas marmóreas y mármoles calcáreos y dolomíticos (sic), definiendo su área tipo en la localidad Polanco (Fig. 3), pero sin presentar mapa de la unidad o de su discordancia con el basamento (Goñi y Hoffstetter 1964, p.117). Bossi *et al.* (1965) volvieron a incluirla dentro del Grupo Lavalleya debido a la carencia de mapas precisos que evidenciaron la discordancia entre ambas unidades. Mientras que, un estudio detallado de las “calizas metamórficas” de la región de Polanco fue llevado a cabo por Bossi y Caggiano (1975) en el cual se identifica y caracteriza el metamorfismo de contacto con los granitoides de la región.

Preciozzi *et al.* (1979) y Midot (1984) incluyeron a esta unidad dentro dentro del Grupo Lavalleya-Rocha. Sin embargo, Preciozzi *et al.* (1985), en el mapa geológico del Uruguay, integraron a los Mármoles de Polanco dentro

en el cual describen tres unidades, *de carácter provisorio sujeto al aporte de nuevas investigaciones* (Preciozzi y Fay 1988, p. 6):

- Unidad Paso de los Talas
- Unidad Arroyo del Soldado
- Unidad Polanco

De éstas, la Unidad Polanco, equivale a su antigua Unidad calco-pelítica y equivale a la unidad mármoles de Polanco. Estos autores indicaron, además, que la unidad posee una estructura en domos y cubetas afectando un plegamiento previo, al tiempo que se observa una mayor deformación en las proximidad de los granitos. Al mismo tiempo, Díaz *et al.* (1990) en la memoria explicativa del mapa geológico de la hoja Cerro Partido describieron a las rocas en la localidad de Polanco como *esquistos de bajo y muy bajo grado metamórfico*, agrupando meta-conglomerados meta-areniscas, meta-pelitas y meta-calizas sin mayores descripciones.

Con la separación Grupo Lavalleya y el Grupo Rocha, propuesto por Bossi y Navarro (1991) la unidad Polanco volvió a ser incluida en el Grupo Lavalleya, retomando los criterios de Bossi *et al.* (1965).

Posteriormente, Gaucher *et al.* (1996, 1998) y Gaucher (2000) redefinieron al **Grupo Arroyo del Soldado**, e incluyeron en él a la Formación Polanco de Goñi y Hoffstetter (1964). Sin embargo, la unidad fue redefinida y se cambió su estratotipo para el Sinclinal de Arroyo de

los Tapes en el área de Cerro Partido (Fig 4). Además, estos autores consideran que la unidad corresponde a rocas sedimentarias (calizas) y no rocas a metamórficas como surge de la definición original de Goñi y Hoffstetter (1964) (Gaucher *et al.*, 1998a según Gaucher 2000, ítem 5.2.1, Bossi y Gaucher 2014). También, volvieron a indicar la existencia de una discordancia que separa a esta unidad del basamento metamórfico. Gaucher *et al.* (1998) enfatizaron que la “Formación Calizas de Polanco” no pertenece al Grupo Lavalleya, porque **a)** no presenta intercalación con rocas volcánicas como el área tipo del Grupo Lavalleya (sic), **b)** la secuencia sedimentaria es distinta (sic) y **c)** El Grupo Lavalleya presenta metamorfismo de bajo grado (Gaucher *et al.*, 1998, p. 110-111). Esta definición de Formación Polanco “sedimentaria” se mantuvo por varios años en los trabajos de diversos autores (eg: Blanco *et al.*, 2010; Gaucher *et al.*, 2011; Bossi y Gaucher 2014). Incluso, se alegó que Gaucher (2000) fue el autor de la unidad debido a que, otros autores (eg. Preciozzi y Fay 1988) la utilizaron como una unidad informal (Blanco *et al.*, 2010). Estos hechos ha causado controversias por la violación del principio de prioridad (véase Sánchez Bettucci *et al.*, 2010b; Blanco *et al.*, 2010; Murphy y Salvador 1999: ítem. 3.B.4).

Estudios posteriores de Gaucher *et al.* (2011) y Cabrera *et al.* (2014) reconocieron que la unidad calcárea en la región de Polanco, no pertenecía al Grupo Arroyo

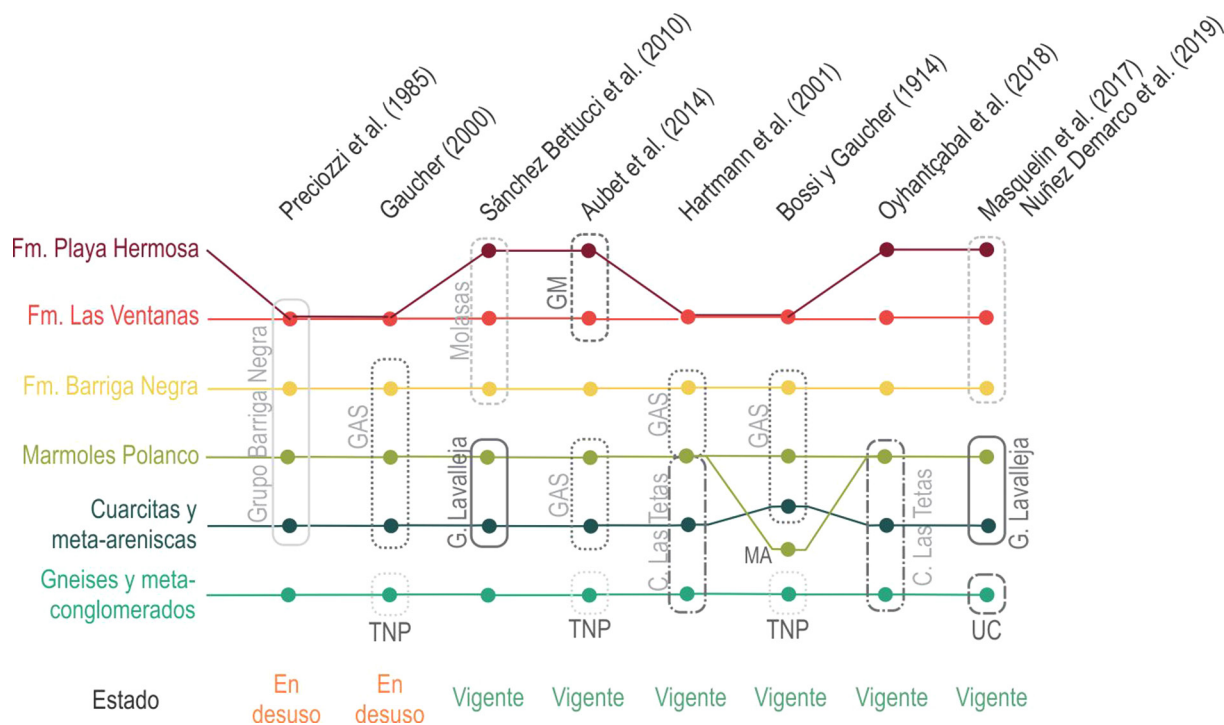


Figura 5. Esquemas estratigráficos de las distintas unidades definidas al norte de la ciudad de Minas y sus unidades asociadas. GAS: Grupo Arroyo del Soldado, TNP: Terreno Nico Pérez, GM: Grupo Maldonado, MA: Formación Manguera Azul, UC: Unidad Campanero, G: Grupo, C: Complejo.

del Soldado sino que subyace a éste, además de presentar deformación, inversión y metamorfismo incipiente. También determinaron diferencias químicas (isótopos de Sr y C) entre los mármoles de la región de Polanco (área tipo de la Formación Polanco según [Goñi y Hoffstetter 1964](#)) y la región de Sinclinal de Arroyo de los Tapes (área tipo de la Formación Polanco según [Gaucher 2000](#)). En función de estas evidencias propusieron separar la unidad en el área tipo de Polanco-Manguera Azul y renombrarla como **Formación Manguera Azul**. Asimismo, propusieron mantener a la Formación Polanco ([Gaucher 2000](#)) en la región del Sinclinal de Arroyo de los Tapes manteniendo a ésta como una unidad sedimentaria del Grupo Arroyo del Soldado. La propuesta ha sido motivo de más polémicas y fue rechazada por gran número de autores debido a: *i*) que la unidad litoestratigráfica fue separada en base a criterios químicos, algo no permitido por el código estratigráfico internacional, el cual define que las unidades deben separarse por sus caracteres y límites físicos observables ([Murphy y Salvador 1999, ítem 5.B.3](#)), *ii*) al cambio inapropiado de nombre de una unidad que estaba bien establecida e históricamente arraigada en la estratigrafía nacional ([Murphy y Salvador 1999, ítem 3.4.3.g](#)), *iii*) el mantenimiento del nombre de la unidad para una zona diferente y con una definición diferente a la original ([Murphy y Salvador 1999, ítem 3.B.3.g](#); [Sánchez Bettucci et al., 2010b](#); [Masquelin et al. 2017](#), [Silva Lara et al., 2018](#); [Silva Lara et al., 2018](#); [Núñez Demarco et al., 2019](#)). Lo más cuestionable ha sido el hecho de que la nueva interpretación de “Manguera Azul” retoma exactamente la definición original de los Mármoles de Polanco, pero asignándole un nuevo nombre. Alternativamente, los mármoles de polanco (según [Goñi y Hoffstetter 1964](#)) fue incluido junto con unidades de cuarcitas y metaconglomerados y gneises de basamento en el Complejo las Tetas por [Hartmann et al. \(2001\)](#). Otra propuesta controvertida y poco entendida que será abordada más adelante en el texto junto con las unidades de basamento (véase [ítem 4.2](#)).

Recientemente, extensivos trabajos de mapeo llevados a cabo en la región Polanco-Manguera Azul, permitieron determinar y cuantificar la deformación, metamorfismo y relaciones de contacto de la unidad ([Núñez Demarco 2014](#); [Núñez Demarco et al., 2019](#); [Silva Lara et al., 2016](#); [Silva Lara et al., 2018](#)). [Silva Lara et al. \(2018\)](#) y [Núñez Demarco et al. \(2019\)](#) redefinieron a la unidad como Mármoles de Polanco, retomando su nombre y definición original. Estudios petrográficos y microtectónicos en la región de Polanco indican que esta unidad está compuesta por mármoles impuros de grano fino (dolomíticos y calcáreos) con niveles centimétricos a decimétricos de calcoesquistos, mientras que la asociación mineral y microestructuras indican que la unidad se encuentra en facies esquistos verdes superior ([Silva Lara et al., 2018](#)). Asimismo se reconoció la deformación antes mencionada por otros autores y se precisó la naturaleza del bandeo, foliación, cizallamiento y pliegues de interferencia en la

unidad ([Silva Lara et al., 2018](#)). Los granitos recortan a la unidad en una relación intrusión dúctil-encajante frágil, con aureolas de contacto de menos de un kilómetro lo que permite acotar la deformación dúctil con edades anteriores a los 610 Ma ([Silva Lara et al., 2018](#)).

Las Unidades de cuarcitas, meta-areniscas y metaconglomerados que se encuentran plegadas junto con la unidad, fueron separados de la misma como las unidades Cuarcita de Cerro de los Bueyes y Litodema Taruman respectivamente ([Núñez Demarco 2014](#); [Núñez Demarco et al., 2019](#)).

Pese al avance del conocimiento actual y a las controversias existentes, los Mármoles de Polanco sólo han sido mapeados en zonas restringidas ([Fig 4](#), [Midot 1984](#); [Preciozzi y Fay 1988](#); [Preciozzi et al., 1981](#); [Díaz et al., 1990](#); [Gaucher 2000](#); [Silva Lara et al., 2018](#)) pero nunca se ha publicado un mapa completo de la unidad y sus límites (véase [Fig. 4](#)). Según los diferentes autores esta unidad ha sido considerada y mapeada como discordante sobre el Grupo Lavallega ([Preciozzi et al., 1985](#), [Preciozzi y Fay 1988](#); [Gaucher 2000](#)), parte del Grupo Lavallega ([Midot 1984](#); [Fragoso Cesar 1987](#); [Bossi y Navarro 1991](#); [Masquelin et al., 2017](#); [Núñez Demarco et al., 2019](#)) e incluso subyacente al Grupo Lavallega ([Hartman et al., 2001](#); [Bossi y Gaucher 2014](#)), sin embargo la naturaleza de su relación estratigráfica con el Grupo Lavallega es aún objeto de debate.

2.3 Cuarcitas de los Bueyes

Las meta-areniscas y cuarcitas de esta unidad, asociadas a la unidad Polanco, fueron reconocidas por [Walther \(1927\)](#) y [MacMillan \(1931\)](#), siendo incluidas dentro del Grupo Lavallega por diferentes autores ([Caorsi y Goñi 1958](#); [Bossi et al., 1965](#); [Preciozzi et al., 1979, 1981](#); [Fragoso Cesar et al., 1987](#); [Díaz et al., 1990](#); [Bossi y Navarro 1991](#)). Los primeros en separar estas cuarcitas en una unidad fueron [Preciozzi et al. \(1981\)](#), a la cual denominaron **Unidad Salus**, considerándola suprayacente a la unidad Polanco. [Preciozzi \(1985\)](#) y [Preciozzi y Fay \(1988\)](#) las incluyeron en el **miembro Arroyo del Soldado** (parte del ya obsoleto Grupo Barriga Negra). [Núñez Demarco \(2014\)](#) y [Núñez Demarco et al. \(2019\)](#), propusieron denominar Cuarcitas de los Bueyes a esta unidad ya que la denominación “Formación Salus” ya había sido utilizada para definir una unidad de metaconglomerados de cantos rodados unos 60 km al Sur ([Chiron 1982](#)), y el término “Arroyo del Soldado” también fue utilizado para denominar un grupo sedimentario en la zona ([Gaucher et al., 1996](#); [Gaucher 2000](#)).

La litología de esta unidad se caracteriza por niveles métricos y decamétricos de cuarcitas masivas blancas a meta-areniscas de grano fino friables plegadas junto con la Formación polanco ([Fig. 3 y 4](#), [Preciozzi et al., 1985](#); [Fragoso César et al., 1987](#); [Preciozzi y Fay 1988](#);

Núñez Demarco 2014; Maquelin *et al.*, 2017; Silva Lara *et al.*, 2018; Núñez Demarco *et al.*, 2019). La selección de las areniscas y su redondez es muy buena, su granulometría es variada desde media, muy fina a microcristalina. El grado de cementación es variable, encontrándose algunas veces masivas, fuertemente silicificadas con grano no visible a simple vista, hasta con débil cementación de óxidos que hacen a la muestra friable. Aún es tema de estudio si todos los cerros de cuarcitas representan la misma unidad afectada por deformación, metamorfismo e hidrotermalismo diferencial o si las unidades masivas y meta-areniscas representan unidades o niveles diferentes. Su extensión y relación estratigráfica también tema de debate, ya que los afloramientos de cerros de cuarcitas y metareniscas ocurren a lo largo de todo el Grupo Lavalleja y mármoles de Polanco. Sin embargo, por sus características litológicas y geomorfológicas, permiten que sean mapeados y separados mejor que ninguna otra unidad en este cinturón metamórfico.

2.4. Grupo Arroyo del Soldado

Gaucher *et al.* (1996) señalaron que había unidades, consideradas como parte del Grupo Lavalleja, que no estaban metamorfizadas y que presentaban edades diferentes. En consecuencia, deciden definir el Grupo Arroyo del Soldado, reuniendo en él esas unidades sedimentarias. Las Unidades originalmente incluidas en Arroyo del Soldado son de base a tope:

- Polanco (rocas calcáreas).
- Formación Yermal: secuencia pelítico-arenosa,
- Formación Polanco: secuencia de calizas,
- Formación Barriga Negra: unidad conglomerádica
- Formación Cerro Espuelitas: pelitas, chert y formaciones de hierro bandeado (BIF)
- Formación Cerros San Francisco: secuencia de areniscas
- Formación Cerro Victoria: secuencia carbonática oolítica y estromatolítica

Una de las unidades indicadas como sedimentarias reunidas en este grupo fueron los ya mencionados Mármoles de Polanco (que dentro de este Grupo son siempre denominados Formación Polanco, Gaucher *et al.*, 1996; Gaucher 2000). Sin embargo, varios autores indicaron que un bajo grado de metamorfismo afecta a esta unidad y a varias unidades incluidas en el Grupo Arroyo del Soldado, poniendo entredicho la definición del mismo (Goñi y Hoffstetter 1964; Midot 1984; Preciozzi y Fay 1988; Hartmann *et al.*, 2001; Sánchez Bettucci 1998; Sánchez Bettucci *et al.*, 2010a,b; Bossi y Gaucher 2014; Núñez Demarco *et al.*, 2019; Silva Lara *et al.*, 2019). El resultado ha sido una gran confusión estratigráfica, dado que diversos autores definen de forma distinta a este grupo

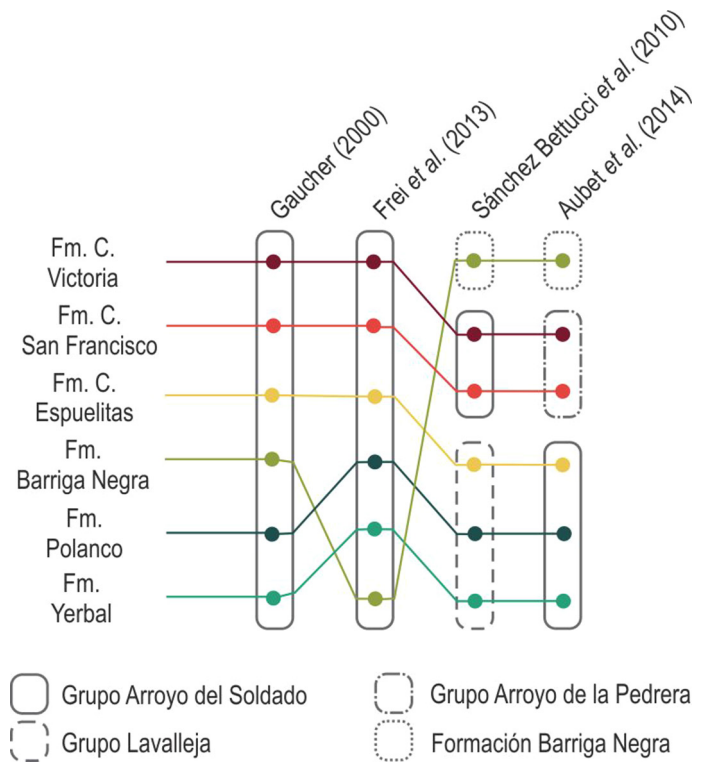


Figura 6. Esquema de las principales propuestas estratigráficas para las unidades del Grupo Arroyo del Soldado según distintos autores.

según qué unidades consideran sedimentarias y/o en discordancia con el Grupo Lavalleja (ver Fig 5, Gaucher 2000; Sánchez Bettucci *et al.*, 2010b, Núñez Demarco *et al.*, 2019). Más aún, a pesar que hay publicados docenas de perfiles estratigráficos y análisis detallados no existen mapas detallados mostrando la completa extensión del Grupo Arroyo del Soldado, ni la de sus formaciones constitutivas. Solo hay mapas en pequeñas regiones “clave” (ver Fig. 4, Gaucher 2000; Gaucher *et al.*, 2008; Pecoits *et al.*, 2016; Bossi y Gaucher 2014) y mapas regionales a escala 1:500.000 que varían notoriamente según los diversos autores (Fig. 2, Gaucher 2000; Gaucher *et al.*, 2003; 2008; Hartmann *et al.*, 2001; Mallmann *et al.*, 2007; Rapalini y Sánchez Bettucci 2008; Sánchez Bettucci *et al.*, 2003, 2010b; Chiglini *et al.*, 2010; Blanco *et al.*, 2009, 2010; Oyhantçabal *et al.*, 2010; Oriolo *et al.*, 2016; Pecoits *et al.*, 2016; Masquelin *et al.*, 2017).

Los autores originales también han reordenado y actualizado la estratigrafía original de la unidad. Recientemente, Bossi y Gaucher (2014) dividieron a la Formación Polanco, excluyendo de ella a las unidades en la región de Polanco (ver ítem 3, Mármoles de Polanco, Tabla 1), aunque sin presentar mapa de los límites de la nueva unidad o de la unidad excluida, o mapas consistentes de la nueva distribución del grupo tras este cambio. Así también, la Formación Barriga Negra no estaría incluida en el Grupo Arroyo del Soldado según varios autores (Sánchez Bettucci *et al.*, 2010b; Aubet *et al.*, 2014; Pecoits *et al.*, 2016; Masquelin *et al.*, 2017; Núñez Demarco *et al.*, 2019).

2.5. Formación Barriga Negra

Midot (1984), basado en un boceto geológico no publicado de Fay y Arrighetti (1981), definió a la **Formación Barriga Negra** (Fig. 3, 4), una sucesión de conglomerados, arcosas y pelitas, en las inmediaciones del arroyo homónimo. Sin embargo, Preciozzi *et al.* (1985), por su parte, definieron en el Mapa Geológico del Uruguay, al **Grupo Barriga Negra** (Fig. 2), reuniendo en él a todas las litologías sedimentarias discordantes con el basamento metamórfico. Este grupo asociaba diversas unidades conglomerádicas –espacialmente no relacionadas–, areniscas, arcosas, cuarcitas, y las rocas calcopelíticas subyacentes (incluyendo los Mármoles de Polanco y unidades que posteriormente se definirían como el Grupo Arroyo del Soldado). Independientemente, Frago Cesar *et al.* (1987) en una revisión de la geología del Uruguay, definen la Formación Barriga Negra reuniendo todas las secuencias conglomerádicas previamente incorporadas en el Grupo Barriga Negra. Preciozzi y Fay (1988), mantuvieron al Grupo Barriga Negra, y lo dividieron en tres “unidades informales”:

- Paso de los Talas (conglomerados),
- Arroyo del Soldado (areniscas y cuarcitas) y
- Polanco (rocas calcáreas).

Sin embargo, Díaz *et al.* (1990) y Bossi y Navarro (1991) retomaron y enmendaron a la Formación Barriga Negra de Midot (1984), a la cual le suman otras unidades conglomerádicas en la región. Posteriormente, Gaucher (2000) retoma la Formación Barriga Negra (*sensu* Midot 1984), y la incluye, junto a la unidad Polanco, en el Grupo Arroyo del Soldado.

Finalmente, Núñez Demarco (2014); Masquelin *et al.* (2017) y Núñez Demarco *et al.* (2019) redefinen la Formación Barriga Negra, enmendando su mapa y estratotipo, y dividiendo a la unidad en cuatro miembros. Estos son, de base a tope:

- Miembro volcano-sedimentario: compuesto por rocas volcánicas y piroclásticas ácidas.
- Miembro de conglomerados arcósicos: caracterizado por ortoconglomerados gravosos arcósicos.
- Miembro de conglomerados calcáreos: formado por ortodiamictitas oligomícticas de bloques calcáreos y matriz arenosa.
- Miembro conglomerados petromícticos: formado por ortodiamictitas a paradiamictitas petromícticas de bloques con matriz arenosa y niveles de arenitas arcósicas y pelitas.

La Formación Barriga Negra se apoya en discordancia angular y paraconformidad (contacto de falla) sobre los Mármoles de Polanco y las Cuarcitas

de los Bueyes y en disconformidad sobre el basamento gnésico y el Litodema Taruman (Núñez Demarco 2014; Núñez Demarco *et al.*, 2019). Esta unidad está afectada por metamorfismo hidrotermal, en sus dos miembros inferiores y plegada en los extremos norte y sur. Al tiempo que, un conjunto de fallas asignadas al eventos distensivos de edad mesozoica corta el graben en el que se encuentra la unidad con intrusiones de diques riolíticos.

El descubrimiento de rocas volcánicas y volcanoclásticas en la base de la unidad permitió asignar una edad U-Pb de 633 ± 3.4 Ma para el miembro inferior (Núñez Demarco *et al.*, 2019). Asimismo se determinó que esta unidad corresponde a un ambiente continental árido (litología arcósica, grietas de desecación, preservación de gotas de lluvia) con topografía de gradientes elevados y en condiciones de tectónica activa (vulcanismo, cambios abruptos de área fuente y de granulometría, slumps) (Núñez Demarco *et al.*, 2019). Además, no se constata continuidad estratigráfica con ninguna unidad del Grupo Arroyo del Soldado (Núñez Demarco *et al.*, 2019).

En base, la falta de continuidad estratigráfica con otras unidades, datos geocronológicos y a la nueva interpretación paleoambiental y tectónica de la unidad, fue propuesto retirar a la misma del Grupo Arroyo del Soldado y se la correlacionó, en cambio, con la Formación las Ventanas como ya había sido sugerido previamente (ver Fig. 5 y 6, Sánchez Bettucci *et al.*, 2010b, Núñez Demarco 2014; Masquelin *et al.*, 2017, Núñez Demarco *et al.*, 2019)

2.6. Formación Playa Hermosa

La Formación Playa Hermosa (Masquelin y Sánchez Bettucci, 1993) constituye una secuencia volcano-sedimentaria. Sánchez Bettucci y Pazos (1996) definieron la cuenca Playa Verde como una cuenca transtensional con su eje mayor orientado aproximadamente Norte-Sur, desarrollada hacia finales del Neoproterozoico. Las unidades desarrolladas dentro de la misma son la Formación Playa Hermosa y Formación Las Ventanas así ordenadas estratigráficamente. Esta unidad aflora a lo largo de la costa entre Playa Verde y Playa Grande, a pocos kilómetros al Oeste de la ciudad de Piriápolis (departamento de Maldonado). La base de la secuencia se encuentra en contacto con gneisses tonalíticos (Sánchez Bettucci *et al.*, 2009).

La sucesión se compone de conglomerados, areniscas, diamictitas y limolitas de colores marrones a verdosos con presencia de ritmitas y cadilitos en el miembro inferior e intercalaciones de flujos volcánicos y diques sinsedimentarios en su miembro superior (Pazos *et al.* 2008, 2011; Sánchez Bettucci y Rapalini 2002). La presencia de cadilitos (dropstones) en diamictitas fue interpretada por Pazos *et al.* (1998, 2003) y Fambrini *et al.* (2003) como una evidencia de procesos glaciogénicos

durante su sedimentación.

La Formación Playa Hermosa ha sido afectada por un basculamiento tectónico. No han sido reconocidos efectos de deformación interna o metamorfismo. [Lossada et al. \(2010\)](#) realizaron estudios isotópicos U-Pb SHRIMP sobre 41 circones detríticos sugiriendo una distribución bimodal de poblaciones donde más de la mitad de los circones se agrupan entre 2,0 y 2,2 Ga y un 40% de los mismos se agrupan alrededor de los 600 Ma siendo la edad más joven 592 (+0,011/-0,018) Ma. Estudios geocronológicos y paleomagnéticos sugieren que la unidad se depositó en el intervalo ca. 594 - 578 Ma y en bajas latitudes durante la Glaciación Gaskiers, aunque se destaca la necesidad de mayores estudios ([Rapalini et al., 2015](#)). [Stareczek \(2012\)](#) sugirió que los cristales de palagonita presentes en los basaltos presentan contenidos de MgO y K₂O similares a los de palagonitas que tienen origen en la interacción con agua de mar ([Ramanaidou y Noack, 1987](#)), que junto con la presencia de hialoclastitas y peperitas arrojan evidencias de la interacción entre magma y agua marina.

Esta unidad es considerada como parte de la Formación las Ventanas por [Gaucher et al. \(2003, 2005b, 2008a,b, 2011\)](#) ([Fig 5](#)). Otros autores agrupan a esta unidad con la formación las Ventanas en el Grupo Maldonado ([Fig 5, Pecoits et al. 2004, Aubet et al. 2014, Pecoits et al. 2016](#)). Otros autores la consideran parte de la Cuenca de la Playa Verde ([Fig 5, Masquelin y Sánchez Bettucci 1993, Sánchez Bettucci y Pazos 1996, Pazos et al. 1998, 2003, 2008, 2011, Sánchez Bettucci y Rapalini 2002, Sánchez Bettucci et al. 2009](#)).

2.7. Formación las Ventanas

La formación las Ventanas ([Midot 1984](#)) constituye una unidad volcano-sedimentaria, dominada por conglomerados, areniscas feldespáticas con un nivel volcánico en la base, depositada en un sistema extensional transcurrente (*pull-apart*) durante el Ediacarano ([Midot 1984, Masquelin y Sánchez Bettucci 1993; Pecoits 2003](#)). También, fue considerado un sistema de abanicos aluviales Ordovícicos, producto del desmantelamiento de los complejos volcánicos adyacentes ([Midot 1984, Sánchez Bettucci 1998](#)). [Preciozzi et al. \(1990\)](#) la incluyeron dentro del Grupo Barriga Negra mientras que [Masquelin y Sánchez Bettucci \(1993\)](#), la consideran junto con la formación Playa Hermosa como depositadas de la Cuenca de *pull-apart* de Piriápolis. [Pecoits et al. \(2005\)](#) la incluyen dentro del Grupo Maldonado junto con la formación Playa Hermosa y San Carlos reuniendo depósitos sedimentarios y volcánicos ediacaranos ([Pecoits et al. 2008; Oyhantçabal et al. 2009, Spoturno et al., 2012; Aubet et al., 2014; Pecoits et al., 2016](#)).

3 Intrusiones Ígneas

3.1 Complejo Sierra de las Animas

Esta unidad previamente denominada Formación Sierra de Ánimas, fue originalmente considerada como vulcanismo cámbrico ([Bossi 1966, Ferrando y Fernandez 1971, Preciozzi et al., 1979; Bossi et al., 1993, 2001](#)). [Caorsi y Goñi \(1958\)](#) la consideraban como los niveles superiores de la antigua Serie Lavallega., mientras que [Preciozzi et al. \(1990\)](#) y [Oyhantçabal et al. \(1993\)](#) asociaron esta unidad con el antiguo Grupo Barriga Negra ([ver ítem 2.5](#)). Originalmente también se consideró que la unidad se habría formado a lo largo de 30 Ma en dos pulsos magmáticos ([Sánchez Bettucci & Rapalini 2002, Sánchez Bettucci y Linares 1996, Oyhantçabal et al., 2007](#)). El Complejo Sierra de las Ánimas es una asociación bimodal de rocas plutónicas, volcánicas y piroclásticas, generadas durante una etapa post-orogénica extensional en la evolución del Cinturón Dom Feliciano ([Fig. 3, Sánchez Bettucci 1997; 1998; Sánchez Bettucci et al., 2003, 2009](#)). La unidad se compone predominantemente de traquitas, acompañadas en menor medida por riolitas, dacitas, basaltos y flujos piroclásticos. Los cuerpos plutónicos, están constituidos por sienitas, microsienitas y granitos, constituyen las cámaras magmáticas someras del complejo ([Sánchez Bettucci et al., 2003, Oyhantçabal et al., 2007](#)). Este complejo presenta una tendencia subalcalina a alcalina ligeramente sobresaturada debido a la presencia de piroxenos (augita aegirina) y anfíboles alcalinos como accesorios frecuentes, la ausencia de feldespatoideos y la presencia de cuarzo. Los datos paleomagnéticos sugieren que la unidad se formó en un corto intervalo de tiempo durante el Ediacarano ca. 578 Ma ([Rapalini et al., 2015](#)). Las unidades que componen al complejo son: la **Formaciones el Ombú** y **Las Flores** (representando al vulcanismo máfico), la **Formación Pan de Azúcar** (sienitas), **Formación el Tambo** (volcanismo ácido), **Formación Piriápolis** (lavas traquíticas) ([Sánchez Bettucci 1997; Sánchez Bettucci et al., 2003](#)).

3.2 Complejo Carapé y Unidad Campanero

Los granitos de la Sierra de Carapé, al sur de Uruguay, fueron estudiados por [Walter \(1927\)](#), quien describió a la región como compuesta por granitos protomiloníticos y gneises. [Bossi \(1983\)](#) definió al Grupo Carapé como una unidad con metamorfismo de medio a alto grado, compuesta por: micaesquistos, anfíbolitas, mármoles, gneises y migmatitas. [Preciozzi et al. \(1985\)](#) redefinieron

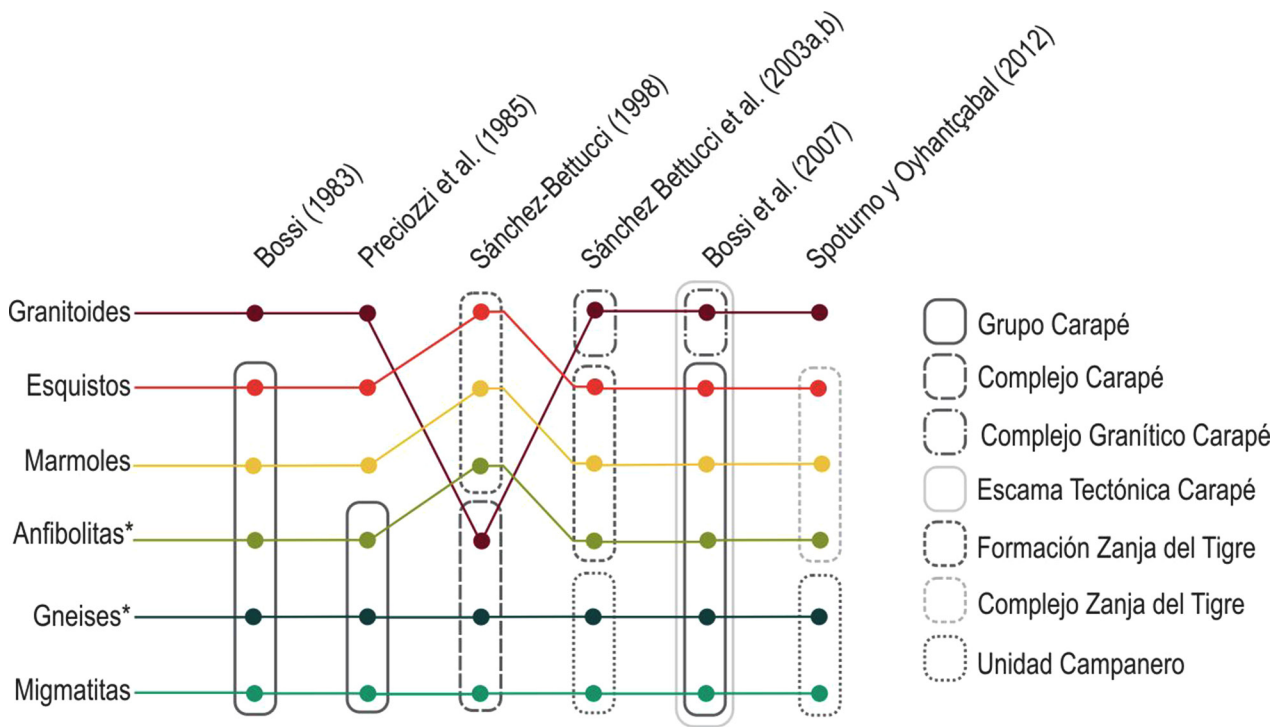


Figura 7. Esquema de las principales propuestas estratigráficas para la región de las Sierras de Carapé. (*) El cuadro indica las litologías dominantes en cada unidad, pero anfibolitas y gneises se encuentran en menor medida en otras unidades.

al Grupo Carapé como un complejo gnéisico-migmatítico que presenta intrusiones graníticas. Litológicamente está constituido por orto y para-gneises, anfibolitas y migmatitas. Bossi y Navarro (1991) consideraron que el Grupo Carapé (*sensu* Bossi 1983) está relacionado genéticamente con el Grupo Lavalleya. Sánchez Bettucci (1998), propuso reunir a las rocas metamórficas supracorticales (esquistos, anfibolitas, mármoles) en la **Formación Zanja del Tigre** (Grupo Lavalleya) y a las rocas del basamento (granitoides, gneises, milonitas, migmatitas) en la **Unidad Campanero** reservando el nombre **Complejo Granítico Carapé** para el conjunto de las diferentes litologías graníticas sin- a post- orogénicas que intruyen la Unidad Campanero y al grupo Lavalleya. Sin embargo, Sánchez Bettucci y Ramos (1999, 2002) y Sánchez Bettucci et al. (2001) no hacen una clara distinción entre Unidad Campanero y Complejo Granítico Carapé. Posteriormente, Sánchez Bettucci et al. (2003a,b) y Sánchez Bettucci y Oyhantçabal (2003), ampliaron la definición de esta unidad denominada **Unidad Campanero** a las rocas del basamento (granitoides pre-orogénicos, gneises, milonitas, migmatitas).

El Complejo Carapé abarca granitoides sin- a tardío-post- orogénicos y alcalinos que intruyen al basamento prebrasiliano (Unidad Campanero) y al Grupo Lavalleya. Las intrusiones presentan contactos discordantes con la roca caja, bordes con enfriamiento rápido (*chilled margins*) y aureolas de contacto. La deformación sobrepuesta produce variaciones texturales y desarrollo local de texturas miloníticas y cataclásticas. Pueden ser divididos en función de los rasgos petrográficos y las características

geoquímicas en: granitos sin-orogénicos, tardío-post orogénicos y alcalinos post-colisionales (Sánchez Bettucci y Oyhantçabal 2003). Los granitos sinorogénicos presentan texturas metamórficas penetrativas, mientras que los granitos post-orogénicos cortan o adaptan su estructura a la roca caja. Ambos tipos de granitos son caracterizados como calcoalcalinos de medio a alto potasio, entre metaluminosos y peraluminosos, vinculados a un arco magmático de madurez normal. Las edades de los Granitos del Complejo Carapé se pueden dividir en tres grupos *sensu* Sánchez Bettucci et al. (2003a), el primero con edades entre los 540 y 500 Ma, el segundo con valores entre los 600 y 540 y el tercero entre 850 y 750 Ma..

Sin embargo, la estratigrafía propuesta para el Complejo Carapé y Unidad Campanero y sus redefiniciones también ha sido motivo de controversias y confusiones (ver: Bossi et al. 2002, Sánchez Bettucci y Ramos 2002). La definición original de Bossi (1983) entendía que la unidad Carapé eran las unidades de basamento donde intruyen los granitos, sin embargo, en los últimos décadas el término pasó a designar a los granitoides intrusivos (Fig. 7). Esto explica que autores como Mallman et al. (2007) se basaran en la definición de Sánchez Bettucci (2001), pero utilizaran el término “Complejo Carapé” para referirse al basamento granito-gnéisico en vez de a los granitos sin- a post-orogénicos, con lo cual, en la mencionada publicación, el Complejo Carapé tiene el mismo significado que la Unidad Campanero de Sánchez Bettucci et al. (2003a). Al mismo tiempo, algunos autores continuaron utilizando el **Grupo Carapé** (*sensu* Bossi 1983): (Bossi et al. 2001, Gaucher

et al. 2011, Bossi & Gaucher 2014) e incluso utilizan simultáneamente tanto el Grupo Carapé como el Complejo Granítico Carapé (ver Fig. 7), ya que pese a la sinonimia representan unidades distintas (Bossi et al., 2007, Bossi y Gaucher 2014). Más aún, Bossi et al. (2007) propusieron el término **Escama Tectónica Carapé** para reunir en una unidad al Grupo Carapé, al Complejo Granítico Carapé y al Granito El Renegado (Fig 7, Bossi et al. 2007, p.8).

3.3 Complejo Granítico Polanco y Batolito Puntas del Santa Lucía

Las primeras descripciones de granitoides en la zona de Polanco-Barriga Negra se deben a Walther (1919) y MacMillan (1931). Ferrando y Fernández (1971) describen por primera la presencia de un gran cuerpo intrusivo denominado *Polanco* (Ferrando y Fernández 1971, p. 208). Preciozzi et al. (1981), en la Carta Geológica de Polanco (Fig. 4: G24), identifican seis granitoides distintos, a los cuales agrupan en dos unidades: el **Granito de Polanco** y el **Granito de Barriga Negra**. El Granito de Polanco o Complejo Granítico Polanco (Fig. 8) incluye granitos biotíticos de grano grueso, granitos hornblendo-biotíticos, leucogranitos de grano medio y flones de leucogranito; mientras que en el Granito Barriga Negra (Fig. 8) se in-

cluyen leucogranitos con biotita y una granodiorita de grano medio.

Díaz et al. (1990), en la carta geológica de Cerro Partido (Fig. 4: F24), identifican y definen a la sienita del arroyo Barriga Negra, y el **Granito del arroyo Mangacha**. La Sienita Barriga Negra consiste en un macizo de sienitas, granitos y microgranitos, asociados a brechas ígneas (Fig. 8). Mientras que el Granito de Mangacha es un leucogranito con biotita y hornblenda y con deformación frágil.

Bossi (1991) denominó al conjunto de plutones en la localidad de Polanco como **Macizo Granítico Polanco**, sin mayores contribuciones a la unidad. Mientras que, Bossi et al. (1998) agrupan a las sienitas y granitos identificados por Díaz et al. (1990) junto con otros granitoides en el **Batolito Puntas del Santa Lucía** (Fig. 8).

En este punto se hacen evidentes problemas de sinónimas y prioridad en el nombramiento de unidades en la región. El Granito del arroyo Mangacha (*sensu* Díaz et al. 1990) es el mismo Granito Barriga Negra ya definido en la hoja geológica contigua (Preciozzi et al. 1981, ver Fig. 8). Asimismo, ya que se tiene tres unidades geológicas con el nombre “Barriga Negra” en la misma zona: un granito, una sienita, una formación meta-volcano-sedimentaria (sin considerar a la unidad histórica “Grupo Barriga Negra”). Más aún, Gaucher et al. (2008) y Bossi y Gaucher (2014) definen a un segundo cuerpo como el **Granito del Arroyo**

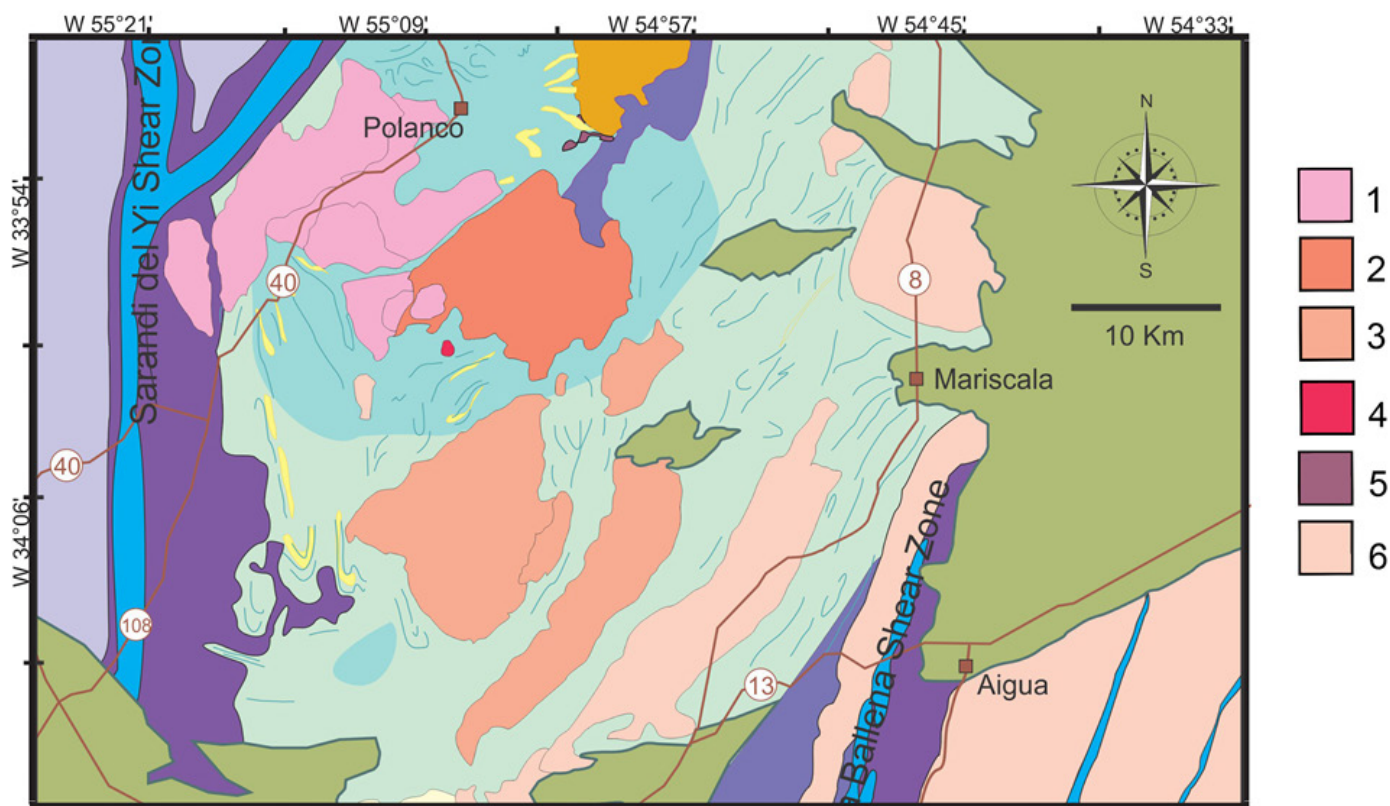


Figura 8 - Detalle de los Cuerpos graníticos en la región central del Cinturón Dom Feliciano en Uruguay. Se indican las variaciones en su nomenclatura según los diversos autores: **1:** Complejo Granítico Polanco (Preciozzi y Pena 1981), **2:** Granito de Barriga Negra *sensu* Preciozzi y Pena (1981) o Granito Mangacha *sensu* Díaz et al. (1990). **2 y 3:** Batolito Puntas del Santa Lucía (Bossi et al. 1998). **4:** Granito de Mangacha *sensu* Gaucher (2000) and Bossi y Gaucher (2014); **5:** Sienita Doña Eustaquia *sensu* Núñez Demarco et al. (2019) (Sienitas del arroyo Barriga Negra *sensu* Díaz et al. 1990). **6:** Otros Granitoides indiferenciados.

Mangacha al NE del fotoplano Arroyo del Soldado, al sur del Granito del Arroyo Mangacha previamente definido (Díaz *et al.* 1990) y lo consideran separado del Batolito Puntas del Santa Lucía (Fig. 8). Recientemente, Bossi y Gaucher (2014) identificaron dos nuevos cuerpos graníticos en la localidad de Polanco: el **Granito Lavaderos** y el **Granito Sierra de Cabral**. Cabe destacar que el Granito Sierra de Cabral coincide en ubicación y descripción con los granitos horblendo-biotíticos ya considerados parte del Complejo Granítico de Polanco (Preciozzi *et al.*, 1981).

Hartmann *et al.* (2002) realizaron estudios isotópicos del monzogranito de Puntas del Santa Lucía (30°07'24"S, 55°12'17"W) por el método U-Pb SHRIMP obteniendo una edad de cristalización de 633 ± 8 Ma y una edad de 607 ± 7 Ma atribuida al metamorfismo en facies anfibolita. Granitos biotíticos del Complejo Granítico Polanco fueron datados por Rb-Sr en roca total en 530 ± 15 Ma (Umpierre y Halpern 1971). Posteriormente, Bossi *et al.* (1998) recalcularon esta edad en función de una nueva constante de desintegración y obtuvieron una edad de 548 ± 15 Ma. Sin embargo, Umpierre y Halpern (1971) indicaron que no fue posible trazar la isócrona ya que la razón inicial de Sr/Sr = 0.708 fue supuesta.

3.4. Batolito de Aiguá

Spoturno *et al.* (2012) redefinen esta unidad como un conjunto de granitos calcoalcalinos sin- a tardi cinemáticos vinculado a la orogenia Brasileña. Fue definido originalmente por Preciozzi *et al.* (1979) aflorando al sur y sureste de Aiguá. Preciozzi *et al.* (1985) mapearon de esta unidad como granitos tardi- a posttectónicos, granitos sintectónicos y complejos gnéisico-migmáticos de edad Neoproterozoica. Por otra parte, Masquelin (1990) sugirió que este macizo está afectado por zonas de cizalla extensas con un padrón estructural característico. Bossi *et al.* (2001) separaron una intrusión granítica del Neoproterozoica al sureste de Aiguá, mientras el resto del área corresponde a granitos sintectónicos y granitoides deformados de edad Mesoproterozoica. Oyhantçabal (2005) incluyó el área del Batolito de Aiguá en la faja que se encuentra entre las zonas de cizalla Sierra Ballena y Cordillera.

4 Basamento Pre-orogénico

El basamento está constituido por gneises, anfibolitas, serpentinitas, micaesquistos, cuarcitas con fucsita, conglomerados deformados ductilmente, formaciones ferríferas bandeadas y mármoles dolomíticos. Unidades como el **Complejo Gnéisico Basal** de Preciozzi y Fay (1988), la **Formación Zapicán** de Preciozzi *et al.* (1990), la **Formación Isla Patrulla** de Oyhantçabal y Vaz (1990), el Complejo Las Tetas de Hartman *et al.* (2001), el

Grupo Cebollatí de Gaucher *et al.* (2014) y el **Litodema Taruman** de Núñez Demarco (2014) y Núñez Demarco *et al.* (2019) parecen ser todas partes o redefiniciones de la misma unidad, asociada al Terreno Nico Pérez y más específicamente al Bloque Pavas (Preciozzi *et al.*, 1985, Masquelin 2006, Núñez Demarco *et al.*, 2018 y referencias). Un problema al intentar definir "límites" - particularmente de las unidades de basamento - es no considerar que la tectónica Neoproterozoica registra importantes imbricaciones y repeticiones de bloques que posteriormente fueron cortados y desplazados por fallas frágiles.

Resumimos a continuación las principales unidades de basamento descritas en el área y sus controversias estratigráficas:

4.1. Unidad Campanero

La Unidad Campanero, (Sánchez Bettucci 1998, Sánchez Bettucci *et al.* 2003a,b,c ver Complejo Granítico Carape) incluye granitos pre-orogénicos caracterizados por una gran variación composicional y deformación dúctil variable desde ligera a intensa, habiendo sido interpretados como basamento pre-Brasileño (Fig. 2 y 3). Dataciones por el método U/Pb en circón arrojan una edad de ca. 1.7 Ga y los isótopos de Nd indican que el magma se formó predominantemente por la fusión parcial de unidades Arqueanas (Sánchez Bettucci *et al.*, 2003a,b; Oyhantçabal *et al.*, 2005; Mallmann *et al.*, 2007).

4.2. Complejo Las Tetas

Al norte de la zona de estudio, en el límite con el terreno Nico Pérez, Hartman *et al.* (2001), definieron el Complejo Las Tetas (Fig. 3), en el que se agrupa un conjunto indiferenciado de mataconglomerados, cuarcitas, mármoles, rocas calcosilicatadas y gneises del basamento, que según los autores se extiende hasta el norte de la ciudad de Minas. Estudios isotópicos en los mataconglomerados arrojaron edades Arqueanas. Sin embargo las litologías comprendidas en este "complejo" fueron previamente mapeadas y definidas independientemente, por diversos autores (eg: Midot 1984, Preciozzi y Fay 1988; Sánchez Bettucci 1998). En la Fig. 3 se observa los límites del mapa de Hartman *et al.* (2001); dentro de los mismos, las rocas correspondientes al Complejo las Tetas pueden ser separadas en al menos cuatro unidades: el Grupo Lavalleja, los Mármoles de Polanco, el Litodema Taruman y el complejo gnéisico basal (Midot 1984; Preciozzi y Fay 1988; Silva Lara *et al.*, 2018; Núñez Demarco *et al.*, 2019). Las cuatro Unidades pueden ser perfectamente cartografiadas poniendo en entredicho la denominación "Complejo" de la unidad (Murphy y Salvador 1999,

ítem 5.C.3.8). Pero sobre todo, tres de estas unidades ya habían sido definidas, separadas y mapeadas por lo que la definición de esta unidad, que mezcla unidades ya separadas (sin diferenciarlas), es más que cuestionable (Ver también ítem 4 y 4.3).

4.3. Litodema Taruman

El litodema Taruman (Núñez Demarco 2014, Núñez Demarco *et al.*, 2019) se compone de una secuencia de cuarcitas, metaconglomerados, niveles de meta-areniscas y esquistos calcáreos con sericita intercaladas y niveles de filitas y mármoles intercalados, altamente deformados en intercalación con el complejo de gneises y esquistos del basamento. Las cuarcitas de grano muy fino a medio, masivas, presentan una importante foliación mesoscópica. La foliación es paralela, a veces lenticular y anastomosada. En contacto con las cuarcitas se observan metaconglomerados oligomícticos con cantos cuarcíticos fuertemente silicificados y deformados, presentando un importante estiramiento. Los clastos se componen principalmente de cuarcitas blancas y negras, con tamaños entre los 5 cm y los 25 cm, con escasos clastos feldespáticos fracturados y redondeados, pero poco deformados. El estiramiento observado alcanza relaciones axiales 7:1 entre los ejes mayor y menor. Los niveles de meta-areniscas son decimétricos de colores castaño rojizos, porosos, con preservación de la granulometría original y presentan intercalaciones de niveles decimétricos de esquistos calcáreos con sericita de colores grisáceos con fuerte foliación y crenulación además de niveles de material fino pulverulento de colores ocre (óxido de hierro). Las filitas presentan fuerte foliación y pliegues de tipo kink y chevrón encontrándose interestratificadas con mármoles masivos y foliados.

Si bien el Litodema Taruman es diferenciable del basamento cristalino, sus relaciones estructurales con el mismo no son claras. La unidad puede ser considerada como parte del Complejo las Tetas (Hartman *et al.* 2001) o correlacionable con la Formación Zanja del Tigre del Grupo Lavalleya (Sánchez Bettucci, 1998; Sánchez Bettucci *et al.* 2010b). Los niveles conglomerádicos - en los que Hartman *et al.* (2001) determinó edades arqueanas - son litológicamente correlacionables con conglomerados de la Formación Salus (Chiron 1982) que actualmente son incluidos en la Formación Fuente del Puma (Sánchez Bettucci 1998) o con la unidad de meta conglomerados Cerros del Diamante (Gaucher y Bossi 2014).

5. Conclusiones

Controversias Estratigráficas y desafíos futuros...

Como ya ha sido señalado la gran mayoría de las unidades geológicas mencionadas están sujetas a controversias (eg. Complejo las Tetas, Mármoles de Polanco, Grupo Arroyo del Soldado, Granito del Arroyo Mangacha, entre otras). Bossi *et al.* (2001) y Bossi y Gaucher (2014) han propuesto una estratigrafía totalmente nueva para el escudo Uruguayo, redefiniendo, reagrupando y descartando unidades previamente aceptadas como el Grupo Lavalleya (Sánchez Bettucci 1998), el Complejo Granítico Carapé, y la Unidad Campanero (Sánchez Bettucci 1998, Sánchez Bettucci *et al.* 2003a,b,c). Curiosamente, estos autores tampoco utilizan los mapas geológicos preexistentes, pese a ser más detallados. Asimismo, proponen diferentes límites para el Terreno Nico Pérez y sus bloques integrantes (véase Núñez Demarco *et al.*, 2018 y referencias), y cuestionan la definición del cinturón Dom Feliciano, proponiendo una división estructural del Uruguay diferente (Figura 1B, Bossi y Ferrando 2001; Bossi *et al.*, 2001, 2002; Bossi 2002; Gaucher y Bossi 2004, 2014). En esta nueva interpretación consideran a todos los cuerpos calcoalcalinos Brasileños en Uruguay como representantes de un magmatismo en ambiente extensional (rift), y al Grupo Arroyo del Soldado como depósitos marinos de plataforma estable (límite pasivo).

Otros modelos y nomenclaturas estratigráficas han sido propuestas (Rossini y Aubet 2000; Oyhantçabal *et al.*, 2005; Aubet *et al.*, 2014; Pecoits *et al.*, 2004, 2016).

Se considera que la causa de la variedad en alternativas estratigráficas se debe a una omisión en el análisis de los antecedentes geológicos y a una importante falta de mapeo adecuado. Nuevas unidades, perfiles estratigráficos y datos geoquímicos son producidos continuamente en áreas restrictas, sin un contexto geológico apropiado. Un ejemplo claro de la omisión de estudios previos es evidente en la nomenclatura de los granitos en la región de Polanco (ver 3.3 y Fig 4); en la Formación Barriga Negra definida “independientemente” tres veces (ver 2.5), o en la definición del Complejo las Tetas que mezcla unidades que ya habían sido definidas, mapeadas y separadas previamente (ver 4.2). Sin embargo, más allá de los problemas de nomenclatura, las unidades son mapeadas en escala regional (1:500.000) o en mapas detallados de áreas restrictas y desconectadas entre sí, sin una clara definición de la extensión, límites o contactos. Como ejemplos tenemos los Grupos Lavalleya y Arroyo del Soldado que difieren enormemente en su definición entre los diversos autores (ver Fig. 2) particularmente, en la región centro-norte del Cinturón Dom Feliciano; y el basamento pre-orogénico que representa un conjunto de bloques expuestos, poco estudiado y escasamente mapeado.

Referencias

- Aubert N.R., Pecoits E., Heaman L.M., Veroslavsky G., Gingras M.K., Konhauser K.O. 2014. Ediacaran in Uruguay: Facts and controversies. *Journal of South American Earth Sciences*, 55:43-57. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.06.007>
- Basei M.A.S., Siga Jr O., Masquelin H., Harara O.M., Reis Neto J.M. & Preciozzi F. (2000): The Dom Feliciano Belt (Brazil–Uruguay) and its foreland (Rio de la Plata Craton): Framework, Tectonic Evolution and Correlations with similar terranes of Southwestern Africa. In: Cordani U, Thomaz F & Milani E (eds). *Precambrian Evolution of South America*. Intern. Geological Congress, IUGS, Rio de Janeiro.
- 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 Gariiep (Namibia/South Africa) orogenic belts – evidence from a reconnaissance provenance study. *Precambrian Research*, 139:195-221
- Basei, M. A. S., Frimmel, H. E., Nutman, A. P., & Preciozzi, F. (2008): West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. *Geological Society, London, Special Publications*, 294(1):239-256.
- 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), 109-124.
- Blanco, G., Rajesh, H.M., Gaucher, C., Germs, G.J.B., Chemale Jr., F., (2009). Provenance of the Arroyo del Soldado Group (Ediacaran to Cambrian, Uruguay): implications for the paleogeographic evolution of southwestern Gondwana. *Precambrian Research* 171, 57–73.
- Blanco G., Rajesh H.M., Gaucher C., Germs G.J., Chemale Jr. F. (2010). Reply to the comment by Sánchez Bettucci et al. on: “Provenance of the Arroyo del Soldado Group (Ediacaran to Cambrian, Uruguay): Implications for the paleogeographic evolution of southwestern Gondwana” [*Precambrian Res.* 171 (2009) 57-73]. *Precambrian Research*, 180(3):334-342. <http://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.06.007>
- Bossi, J., Fernández, A. & Elizalde, G. (1965): Predevoniano en el Uruguay. *Bol. Investig. Fac. Agronomía, Montevideo, Boletín*, 78: 1-84.
- Bossi, J. & Navarro, R. (1991): *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Montevideo, v. 1.
- Bossi, J. & Campal, N., (1992): Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico inferior del Uruguay. En: Gutiérrez, J; Saavedra, J. y Rábano, I. (Eds.) “Paleozoico Inferior de Ibero - América”. Universidad de Extremadura, p. 343-356, España.
- Bossi, J., Campal, N., Hartmann, L.A., Schipilov, A., (2001). Predevoniano en el Uruguay: Terrenos y SHRIMP II. In: Congreso Latinoamericano de Geología, 15. Montevideo, Actas CD, Resúmenes Ampliados, n°94.
- Bossi, J., & Ferrando, L. (2001). Carta geológica del Uruguay. *Geoditores*.
- Bossi, J. (2002). Neoproterozoico-Cámbrico en el Uruguay: Cinturón Dom Feliciano vs Terreno Cuchilla Dionisio. *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología*, III, n9.
- Bossi, J, Navarro y Gaucher, C. (2002) Discusión de: Sánchez Bettucci L. & Ramos, V. A. (1999). - *Revista Brasileira de Geociências*, 32(4): 598-601.
- Bossi, J., & Gaucher, C. (2004): The Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay: an allochthonous block accreted in the Cambrian to SW-Gondwana. *GONDWANA RESEARCH.*, 7(3), 661-674.
- Bossi & Gaucher (Ed.) (2014): *Geología del Uruguay – Tomo 1: Predevónico - Polo S.A.* Montevideo. Pp 1-450.
- Cabrera, J. Gaucher, C., Frei, R., Sial, A., Ferreira, V. (2014) Formación Manguera Azul en Bossi & Gaucher (Ed.) (2014) *Geología del Uruguay – Tomo 1: Predevónico - Polo S.A.* Montevideo. Pp 1-450.
- Caorsi, J & Goñi, J., (1958): *Geología Uruguaya*. Boletín del Instituto Geológico del Uruguay. 37:1-73. Montevideo.
- Chigilino, L. Gaucher, C. Sial, A.N. Ferreira, V.P. Pimentel, M.M. (2010) Chemostratigraphy of Mesoproterozoic and Neoproterozoic carbonates of the Nico Pérez Terrane, Río de la Plata Craton, Uruguay - *Precambrian Research*
- Chiron, J.J. 1982. *Inventario Minero del Uruguay*. Primera fase-informe final. BRGM- Dirección Nacional de Minería y Geología (informe inédito), 79 p., Montevideo.
- Díaz J., Albanell A., Bossi J. (1990). Memoria explicativa del fotoplano Cerro Partido. Montevideo: Facultad de Agronomía.
- Durr S. B., & Dingeldey D. P. (1996): The Kaoko belt (Namibia): Part of a late Neoproterozoic continental-scale strike-slip system. *Geology*, 24(6), 503-506.
- Fambrini, G. L., Paes-de-Almeida, R., Riccomini, C. & Frago-Cesar, A. R. S. (2003). Tempestitos com Influência Glacial da Formação Playa Hermosa (Neoproterozóico), Piriápolis, Uruguai. *Revista Brasileira de Geociências*, 33, 1–12.
- Fambrini, G. Romalino, A. Frago-Cesar, S. Paes de Almeida, & R. Riccomini, C. (2005), A Formação Barriga Negra (ediacarano do Uruguai): Caracterização estratigráfica e correlação com unidades do estado do Rio Grande do Sul, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 35(4):515-524.
- Fay A. & Arrighetti R. 1981. *Esbozo Geológico de Cerro*

- Partido. Inventario minero. Montevideo: Instituto Geológico del Uruguay.
- Fragoso Cesar, A. R. S. (1980): O Cráton do rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio – sul –riograndense. In: XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, (5): 2879-2892. Camboriú.
- Fragoso Cesar, A., Machado, & Gómez-Rifas, C. (1987): “Observações sobre o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio e Correlações Com o Escudo do Rio Grande do Sul”. Atas III. Simp. Sul-Bras. Geol.
- Fragoso Cesar A. R. S. (1991): Tectônica de placas no ciclo brasileiro: as orogenias dos cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).
- Gaucher C, Sprechmann P. & Schipilov A. (1996): Upper and Middle Proterozoic fossiliferous sedimentary sequences of the Nico Pérez Terrane of Uruguay: Lithostratigraphic units, paleontology, depositional environments and correlations. *Neue Jahrb. Geol. Paläont. Abh.*, 199: 339-367.
- Gaucher & Sprechmann (1998) Grupo Arroyo del Soldado: Paleontología, edad y correlaciones (Vendiano – Cámbrico inferior, Uruguay). *Actas II congreso Uruguayo de Geología* 183-187 pp. Punta del Este Uruguay.
- Gaucher, C. (2000): Sedimentology, paleontology, and stratigraphy of the Arroyo del Soldado Group (Vendian to Cambrian, Uruguay) – Ph D Tesis – Beringeria – Wuzburg.
- Gaucher, C., Boggiani, P. C., Sprechmann, P., Sial, A. N. & Fairchild, T. (2003). Integrated correlation of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumbã Groups (Uruguay and Brazil) -palaeogeographic, palaeoclimatic and palaeobiologic implications. *Precambrian Research*, 120, 241–278.
- Gaucher, C., Poiré, D., Peral, L. & Chigolino, L. (2005b). Litoestratigrafía, Bioestratigrafía y correlaciones de las sucesiones sedimentarias del Neoproterozoico– Cámbrico del Cratón del Río de la Plata (Uruguay y Argentina). *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 12, 145–160.
- Gaucher, C., Blanco, G., Chigolino, L., Poiré, D., & Germs, G. J. (2008a). Acrirarchs of Las Ventanas Formation (Ediacaran, Uruguay): implications for the timing of coeval rifting and glacial events in western Gondwana. *Gondwana Research*, 13(4), 488-501.
- Gaucher, C., Finney, S.C., Poiré, D.G., Valencia, V.A., Grove, M., Blanco, G., Pamoukaghlián, K. and Peral, L.G., (2008b). Detrital zircon ages of Neoproterozoic sedimentary successions in Uruguay and Argentina: insights into the geological evolution of the Río de la Plata Craton. *Precambrian Research*, 167(1-2), pp.150-170.
- Gaucher, C. Frei R., Chemale, Frei D, Bossi J. Martínez G. Chigolino L. Cernuschi F (2011) Mesoproterozoic evolution of the Río de la Plata Craton in Uruguay: at the heart of Rodinia? *Int J Earth Sci.* 100:273–288.
- Goñi, J. (1958): Consideraciones sobre la estratigrafía del Proterozoico y Eopaleozoico Uruguayos. *Boletín de la Sociedad Brasileira de Geología*, 7: 91-97.
- Goñi, Goso, & Issler (1962). *Estratigrafia e Geologia Econômica do Pre-Cambriano o EoPaleozoico Uruguaio e Sul-Rio-Grandense*. Avulso da escola de Geologia. Universidade do RGS, Porto Alegre, v. 3 p 1-105
- Goñi & Hoffstetter (1964): Uruguay. *Lexique stratigraphique international*, vol. V. LAmérique Latine. Fasc. 9, CNRS.
- Gubert M. L., Philipp R. P., & Stipp Basei M. A. (2016): The Bossoroça Complex, Sao Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil: U-Pb geochronology and tectonic implications for the neoproterozoic Sao Gabriel Arc. *J. South Am. Earth Sci.*, 70, 1-17.
- Guillemain, C. (1911): *Zür Geologie Uruguays*. *Zeitschr. Deutsch Geol. Ges.*, Berlin, Bd.63, n°4, pp. 203-220.
- Hartmann, L.A., Campal J, Santos, J.O.S., McNaughton,N.J., Bossi, J., Schipilov, A. & Lafon, J.M. (2001). Archean crust in the Rio de la Plata Craton, Uruguay – SHRIMP U-Pb zircon reconnaissance geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 557-570.
- Hartmann L. A., Philipp R. P., Santos J. O. S., & McNaughton N. J. (2011): Time frame of 753-680 Ma juvenile accretion during the Sao Gabriel orogeny, southern Brazilian Shield. *Gondwana Research*, 19(1), 84-99.
- Jones G.H. (1956): Memoria explicativa y mapa geológico de la región oriental del Departamento de Canelones. *Boletín del instituto Geológico del Uruguay*, 34:1-193
- Larrañaga, D. A. (1809): Memoria Geológica sobre la reciente formación del Río de la Plata deducida de sus conchas fósiles. Carpeta 1, caja 195 Archivo General de la Nación, Montevideo
- MacMillan J. (1931). Notas sobre el complejo arcaico Uruguayo. *Revista del Instituto de Geología y Perforaciones*, 1: 3-7, Montevideo.
- Maldonado, S., Piñeyro, D., & Bossi, J. (2003). Terreno Piedra Alta - Aporte a la estratigrafía del basamento cristalino del Uruguay. *Estratigrafía del Precámbrico de Uruguay, Publicación Especial*, (1), 18-37.
- Masquelin H. & Sánchez-Bettucci L. (1993): Propuesta de evolución tectono-sedimentaria para la Cuenca de Piriápolis, Uruguay. *Revista Brasileira de Geociências*, 23(3):313-322.
- Masquelin, H., D’Avila Fernandes, L. A., Lenz, C., Porcher, C. C., & McNaughton, N. J. (2011): The Cerro Olivo complex: a pre-collisional Neoproterozoic magmatic arc in Eastern Uruguay. *International Geology Review*, 54(10), 1161-1183.
- Masquelin H., Silva Lara H., Sánchez Bettucci L., Núñez

- Demarco P., Pascual S., Muzio R., Peel E., Scaglia F. (2017): Lithologies, structure and basement-cover relationships in the schist belt of the Dom Feliciano Belt in Uruguay. *Brazilian Journal of Geology*, 47(1):21-42
- Mallmann G., F. Chemale Jr., Avila J.N., Kawashita K., & Armstrong R.A. (2007): Isotope geochemistry and geochronology of the Nico Pérez Terrane, Río de la Plata Craton, Uruguay, *Gondwana Res.*, 12, 489-508. doi:10.1016/j.gr.2007.01.002
- Midot, D. (1984) : Etude Géologique et Diagnostique Metallegénique pour l'Exploration du Sector de Minas (Uruguay). Ph.D.Thesis. Université de Paris IV, París
- Murphy M. & Salvador, A. (1999): *International Stratigraphic Guide- An abridged version, Episodes Vol 22 (4) 255-271*
- Núñez Demarco P. (2014). Caracterización geológica de la porción sur de la Formación barriga Negra y las relaciones con su basamento. thesis, Universidad de la República, Uruguay, 171 p.
- Núñez Demarco P., Masquelin H., Sánchez Bettucci L. (2018): Historia de la Geología Precámbrica de Uruguay: Revisión de las divisiones estructurales, tecto-estratigráficas, límites y nomenclaturas – *Revista Investigaciones*, Montevideo, 1(2):1-16. <https://www.miem.gub.uy/mineria-y-geologia/revista-investigaciones>
- Núñez Demarco P., Masquelin H., Sánchez Bettucci L. (2019): Stratigraphy and tectonic setting of the Barriga Negra Formation in Uruguay: an update - *Brazilian Journal of Geology*. Doi: 10.1590/2317-4889201920180047
- Rapela, C. W., Fanning, C. M., Casquet, C., Pankhurst, R. J., Spalletti, L., Poiré, D., & Baldo, E. G. (2011). The Río de la Plata craton and the adjoining Pan-African/brasiliano terranes: their origins and incorporation into south-west Gondwana. *Gondwana Research*, 20(4), 673-690.
- Rapalini, A. E., & Sánchez Bettucci L. (2008): Widespread remagnetization of late Proterozoic sedimentary units of Uruguay and the apparent polar wander path for the Río de La Plata craton. *Geophysical Journal International*, 174(1), 55-74.
- Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Basei, M. A., Wemmer, K., & Siegesmund, S. (2016). The Nico Pérez Terrane (Uruguay): from Archean crustal growth and connections with the Congo Craton to late Neoproterozoic accretion to the Río de la Plata Craton. *Precambrian Research*, 280, 147-160.
- Oyhantçabal, P. (2005). The Sierra Ballena Shear zone: kinematics, timing and its significance for the geotectonic evolution of southeast Uruguay. Niedersächsische Staats-und Universitätsbibliothek Göttingen - Unpublished PHD thesis.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Presnyakov, S., & Layer, P. (2009). Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Feliciano Belt (Uruguay). *Journal of the Geological Society*, 166(6), 1075-1084.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., & Passchier, C. W. (2010). The transpressional connection between Dom Feliciano and Kaoko belts at 580–550 Ma. *International Journal of Earth Sciences*, 100(2-3), 379-390.
- Oyhantçabal P., S. Siegesmund & K. Wemmer (2011): The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature, *Int. J. Earth. Sci.*, 100:201-220.
- Oyhantçabal, P., Wagner-Eimer, M., Wemmer, K., Schulz, B., Frei, R., & Siegesmund, S. (2012): Paleo-and Neoproterozoic magmatic and tectonometamorphic evolution of the Isla Cristalina de Rivera (Nico Pérez Terrane, Uruguay). *International Journal of Earth Sciences*, 101(7), 1745-1762.
- Oyhantçabal, P., Oriolo, S., Philipp, R. P., Wemmer, K., & Siegesmund, S. (2018). The Nico Pérez Terrane of Uruguay and Southeastern Brazil. In *Geology of Southwest Gondwana* (pp. 161-188).
- Pazos, P. J., Tofalo, R. & Sánchez Bettucci, L. (1998). Procesos sedimentarios e indicadores paleoclimáticos en la sección inferior de la Formación Playa Hermosa, Cuenca Playa Verde, Piriápolis, Uruguay. II Congreso Uruguayo de Geología, Punta del Este, Uruguay, 64–69.
- Pazos, P. J., Sánchez-Bettucci, L., & Tofalo, O. R. (2003). The record of the Varanger glaciation at the Río de la Plata Craton, Vendian-Cambrian of Uruguay. *Gondwana Research*, 6(1), 65-77.
- Pazos, P. J., Bettucci, L. S., & Loureiro, J. (2008). The Neoproterozoic glacial record in the Río de la Plata Craton: a critical reappraisal. *Geological Society, London, Special Publications*, 294(1), 343-364.
- Pazos, P. J., Rapalini, A. E., Bettucci, L. S., & Tófaló, O. R. (2011). The Playa Hermosa Formation, Playa Verde Basin, Uruguay. *Geological Society, London, Memoirs*, 36(1), 547-553.
- Pecoits E, Aubet N, Oyhantçabal P & Sánchez L (2004): Estratigrafía de sucesiones sedimentarias y volcanosedimentarias neoproterozoicas del Uruguay. *Rev Soc Urug Geol*, 11: 18-27.
- Pecoits, E., Aubet, N. R., Heaman, L. M., Philippot, P., Rosière, C. A., Veroslavsky, G., & Konhauser, K. O. (2016). UPb detrital zircon ages from some Neoproterozoic successions of Uruguay: Provenance, stratigraphy and tectonic evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 71, 108-130.
- Preciozzi, F., Spoturno J., Heinzen, J. (1979): Carta Geo-Estructural del Uruguay escala 1 : 2.000.000, Ministerio de Industria y Energía – Montevideo – Uruguay.
- Preciozzi F., Pena S., Arrighetti R. 1981. Síntesis geológica de la región Pan de Azúcar – Polanco. Montevideo,

- Dirección Nacional de Minería y Geología (DINAMIGE).
- Preciozzi F., Spoturno J., Heinzen W., Rossi P. 1985. Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000. Montevideo, Ministerio de Industria y Energía, DINAMIGE, 97 p.
- Preciozzi F. & Fay A. 1988. Memoria explicativa y mapa del fotoplano Pirarajá (F-23). Montevideo: Dirección Nacional de Minería y Geología, Facultad de Agronomía, Facultad de Humanidades y Ciencias, 15 p.
- Preciozzi F., Masquelin H. & Sánchez L. (1993): Guía de Excursiones – Primer Simposio Internacional del Neoproterozoico Cámbrico de la Cuenca del Plata. Soc. Urug. Geol., La Paloma, Uruguay.
- Preciozzi F., Masquelin H., & Basei M. A. S. (1999a): The Namaqua/Grenville Terrane of eastern Uruguay. In II South American Symposium on Isotope Geology, Carlos Paz.
- Preciozzi, F., Basei, M. A. S., & Masquelin, H. (1999b). Tectonic domains of the Uruguayan Precambrian shield. In In: Proceedings of II South American Symposium of Isotope Geology (Vol. 1, pp. 344-345).
- Preciozzi, F., Peel, E., Muzio, E., Ledesma, R., & Guerequiz, R. (2001). Dom Feliciano Belt and Punta del Este terrane: geochronological features.
- Preciozzi, F., Basei, M. A. S., Peel, E., Sánchez Bettucci, L., Cordani, U., & Oyhantçabal, P. (2003). Punta del Este Terrane: Mesoproterozoic basement and neoproterozoic cover. In IV South American Symposium on Isotope Geology (pp. 338-340).
- Poiré, D. G., González, P. D., Canalicchio, J. M., Repetto, F. G., & 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.
- Porada, H. (1979): The damara-ribeira orogen of the Pan-African brasiliano cycle in Namibia (Southwest Africa) and Brazil as interpreted in terms of continental collision. Tectonophysics, 57(2-4), 237-265.
- Porada H. (1989): Pan-African Rifting and Orogenesis in Southern to Equatorial Africa and Eastern Brazil. Precambrian Research, 44(2), 103-136.
- Prave A. R. (1996): Tale of three cratons: Tectonostratigraphic anatomy of the Damara orogen in northwestern Namibia and the assembly of Gondwana. Geology, 24(12), 1115-1118.
- Ramanaidou, E., Noack, Y., 1987, Palagonites of the Red Sea: a new occurrence of hydroxysulphate: Mineralogical Magazine, 51, p. 139-143.
- Rapalini, A. E., Tohver, E., Bettucci, L. S., Lossada, A. C., Barcelona, H., & Pérez, C. (2015). The late Neoproterozoic Sierra de las Ánimas Magmatic Complex and Playa Hermosa Formation, southern Uruguay, revisited: Paleogeographic implications of new paleomagnetic and precise geochronologic data. Precambrian Research, 259, 143-155.
- Sánchez Bettucci, L. & Pazos, P. (1996). Análisis paleoambiental y marco tectónico en la Cuenca Playa Verde, Piriápolis, Uruguay. In XIII Congreso Geológico Argentino and III Congreso de Exploración de Hidrocarburos I (pp. 405-412).
- Sánchez Bettucci, L. (1997): Los Basaltos postorogénicos de la Región Piriápolis-Pan de Azúcar, República Oriental del Uruguay. Revista. de. la. Asociación. Geológica. Argentina. 52, 3 /16.
- Sánchez Bettucci L. (1998): Evolución tectónica del Cinturón Dom Feliciano en la región Minas-Piriápolis, Uruguay; Tesis de Doctorado, Univ. De Buenos Aires, 344 pp.
- Sánchez Bettucci L. & Ramos, V. A. (1999). Aspectos geológicos de las rocas metavolcánicas y metasedimentarias del Grupo Lavalleja, sudeste de Uruguay. Revista Brasileira de Geociências, 29(4), 557-570.
- Sánchez Bettucci L. & Ramos, V. A. (2002). Replica a Bossi et al., (2002) - Grupo Lavalleja: algunas reflexiones y precisiones - Revista Brasileira de Geociências, 32(4):602-604
- Sánchez-Bettucci, L., & Rapalini, A. E. (2002). Paleomagnetism of the Sierra de Las Animas Complex, southern Uruguay: its implications in the assembly of western Gondwana. Precambrian Research, 118(3-4), 243-265.
- Sánchez Bettucci, L., Oyhantçabal, P., Page, S., Ramos, V.A., (2003a). Petrography and Geochemistry of the Carapé Complex, Southeastern Uruguay. Gondwana Research 6 (1), 89–105.
- Sánchez Bettucci, L., Preciozzi, F., Basei, M.A.S., Oyantçabal, P., Peel, E., Loureiro, J., (2003b). Campanero Unit: a probable Paleoproterozoic basement and its correlation to other units of Southeastern Uruguay. In: IV South -American Symposium on Isotope Geology, Bahia (CD-room).
- Sánchez-Bettucci, L., Oyhantçabal, P., Loureiro, J., Ramos, V. A., Preciozzi, F., & Basei, M. A. S. (2004). Mineralizations of the Lavalleja Group (Uruguay), a probable Neoproterozoic volcano-sedimentary sequence. Gondwana Research, 7(3), 745-751.
- Sánchez-Bettucci, L., Koukharsky, M., Pazos, P. J., & Stareczek, S. (2009). Neoproterozoic subaqueous extrusive-intrusive rocks in the Playa Hermosa Formation in Uruguay: Regional and stratigraphic significance. Gondwana Research, 16(1), 134-144.
- Sánchez Bettucci L., Masquelin E., Peel E., Oyhantçabal P., Muzio R., Ledesma J.J., Preciozzi F. 2010a. Comment on “Provenance of the Arroyo del Soldado Group (Ediacaran to Cambrian, Uruguay): Implications for the paleogeographic evolution of southwestern Gondwana” [Precambrian Res. 171 (2009) 57-73]. Precambrian Research, 180:328-333. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.11.011>

- Sánchez Bettucci L., Peel E. & Masquelin E. (2010b): Neoproterozoic tectonic synthesis of Uruguay. *International Geology Review*, 52:51–78.
- Sánchez Bettucci L., Loureiro J., Pascale A., Faraone M., Guerrero S. (2016). Relevamiento geofísico aeroportado de la porción sur del Uruguay. In: Congreso Uruguayo de Geología, 8., Montevideo, Uruguay. Actas...
- Silva Lara H., Pascual, S., Masquelin H. (2016). Consideraciones sobre el metamorfismo y la microtectónica de los mármoles de Polanco. In: 8° Congreso Uruguayo de Geología, Montevideo. Resúmenes expandidos (CD-Rom). ISBN: 978-9974-8434-5-5
- Silva Lara, H., Masquelin, H., Núñez Demarco, P. (2018) Formación Polanco: petrografía, estructura y metamorfismo en la región de polanco-manguera azul, *Revista Investigaciones Montevideo*, 1(2):17-29
- Spoturno, J. J., P. Oyhançabal, and J. Loureiro. “Mapa geológico del Departamento de Maldonado escala 1: 100.000.” Facultad de Ciencias (UdelaR)– Dirección Nacional de Minería y Geología (MIEM), Montevideo (2012).
- Stareczek Bascans, S. (2012). Estudio petrográfico de las volcanitas aflorantes entre los balnearios Playa Verde y Palya Hermosa (Cuenca Playa Verde), Neoproterozoico Superior, Uruguay. Tesis de Grado.
- Walther, K. (1911): Las rocas cristalinas fundamentales de los alrededores de Montevideo. *Revista del Instituto de Agronomía*, (9): 1-39, Montevideo.
- Walther, K. (1919): Líneas fundamentales de la Estructura Geológica de la República Oriental del Uruguay. *Revista del Instituto Nacional de Agronomía*, Ila Serie (3):3-67, Montevideo.
- Walther, K. (1920): Ideas Generales sobre la Geología del Uruguay. *Revista de la Asociación Rural del Uruguay* 49(11): 925-951, Montevideo.
- Walther, K. (1924): Estudios geológicos y geomorfológicos. *Revista del Instituto de historia y Geografía*, tomo III No. 1, 72 pág.
- Walther K. (1927): Consideraciones sobre los restos de un elemento estructural, aún desconocido del Uruguay y el Brasil más meridional. *Instituto de Geología y Perforaciones. Boletín*. Montevideo. 10: 1-381.
- Wilson, J.T. (1966): Did the Atlantic close and then reopen? *Nature*, 211: 676-681