

Tandilia

Luis DALLA SALDA¹, Luis SPALLETTI¹, Daniel POIRÉ¹, Raúl DE BARRIO²,
Horacio ECHEVESTE² y Alfredo BENIALGO¹

Abstract. *TANDILIA.* Southern most proterozoic rocks of South America extend in the Tandilia region, suggesting a protracted geologic evolution, mainly within the Transamazonian cycle (2.200 to 1800 Ma). Tandilia crystalline rocks are mainly granitic to tonalitic gneisses, migmatites, amphibolites, and granitic plutons, with scarce schist, marbles and ultramafic rocks. Wide mylonitic belts are conspicuous, and in the central area metavolcanics are also present. Moreover, low grade metamorphic rocks (metacherts, metawaques and metabasitas) were interpreted as a slice of oceanic crust. Tandilia shows a swarm of diabasic dikes, pointing out to a stabilisation event ca. 1700 Ma. Transamazonian orogeny was seen as a product of a continent-continent collisional event, as suggested by the leucogranites, thick mylonites belts, ocean floor rocks, and piling up of crust. Towards the southern edge, and under the eopaleozoic cover, a low grade highly deformed metapelitic Brazilian unit appeared. The Tandilia basement is partially covered, towards the west and south-east by three sedimentary units: the neoproterozoic Sierras Bayas Group, and the eopaleozoic Cerro Negro and Balcarce Formations. The common feature of this cover is that the deposits have been formed in a shallow epeiric sea. The Sierras Bayas Group (167 m) is composed of four depositional sequences separated by regional unconformities. From base to top is constituted by quartz-arkosic arenites, dolostones and shales, followed by quartz arenites, claystones and dark micritic limestones. The Cerro Negro Formation is a more than 100 m succession of claystones and heterolithic sandstone-claystone interbeds. The Balcarce Formation (100 m) is made up of quartz arenites with subordinated claystones and fine-grained conglomerates.

Resumen. *TANDILIA.* Las rocas proterozoicas más australes de América del Sur se extienden en la región de Tandilia, indicando una evolución geológica prolongada, principalmente dentro del Ciclo Transamazónico (2200 a 1800 Ma). En Tandilia el basamento cristalino está integrado por gneises graníticos a tonalíticos, migmatitas, anfíbolitas y plutones graníticos, escasos esquistos, mármoles y rocas ultramáficas. Se destacan largos y anchos cinturones miloníticos y rocas metavolcánicas. Una asociación de metacherts, metawaques y metabasitas, se interpretó como una escama de corteza oceánica. Tandilia muestra un enjambre de diques de diabasas, señalando una estabilización ca. 1700 Ma. La orogenia Transamazónica se interpreta como producto de un evento colisional continente-continente, sugerido por los leucogranitos, los cinturones miloníticos, las rocas oceánicas, y el apilamiento cortical. Hacia el borde sur, y bajo el eopaleozoico, aparece una unidad Brasileña metapelítica muy deformada. El basamento está parcialmente cubierto, hacia el oeste y sur-este por tres unidades sedimentarias: el neoproterozoico Grupo Sierras Bayas y las formaciones eopaleozoicas Cerro Negro y Balcarce. El rasgo común de esta cubierta es que los depósitos se formaron en un mar epírico poco profundo. El Grupo Sierras Bayas (167 m) comprende cuatro sucesiones deposicionales separadas por disconformidades regionales. De la base al tope está integrada por arenitas cuarzo-arcósicas, dolomías y lutitas, seguidas por areniscas cuarzosas, arcilitas y calizas micríticas oscuras. La Formación Cerro Negro es una sucesión de más de 100 m de arcilitas con intercalaciones heterolíticas. La Formación Balcarce (100 m aflorantes) es una secuencia de arenitas cuarzosas con arcilitas y conglomerados de grano fino subordinados.

Key Words: Tandilia. Rio de La Plata Craton. Transamazonian. Neoproterozoic. Eopaleozoic.

Palabras clave: Tandilia. Cratón Río de La Plata. Transamazónico. Neoproterozoico. Eopaleozoico

¹ Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP)-CONICET, Calle 1 N° 644, La Plata.
E-mail: dallasal@museo.cig.unlp.edu.ar

² Instituto Recursos Minerales (FCNyM, UNLP), Calle 64 y 120, La Plata.

Introducción

Este trabajo sintetiza el conocimiento geológico de Tandilia (Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires), la región más estable del país que, junto con la isla Martín García y el oeste de Uruguay, compone el Cratón del Río de la Plata, (Dalla Salda *et al.*, 1988) y su plataforma (incluye el basamento de la edad del cratón y las cuencas no-orogénicas, Fig. 1). Tandilia se caracteriza por su gran antigüedad, larga historia geológica, diversidad de rocas ígneo-metamórficas, estructuras, y por una cubierta precámbrica-eopaleozoica. Corre con un rumbo general noroeste-sudeste unos 350 km desde Olavarría hasta Mar del Plata. El cordón serrano es discontinuo y de relieve general bajo, y su zona central se ensancha hasta unos 60 km. Se reconocen tres grupos serranos principales: Olavarría-Sierras Bayas-Azul hacia el noroeste, Tandil-Barker en el sector central y Balcarce-Lobería-Mar del Plata en el extremo sudoriental. En todos ellos el basamento cristalino está expuesto, pero parcialmente cubierto en los extremos por las sedimentitas neoproterozoicas del Grupo Sierras Bayas (al norte) y las eopaleozoicas de la Formación Balcarce (al sur) (Figura 2).

Tandilia es una pieza clave para resolver problemas geotectónicos y paleogeográficos del Proterozoico más temprano, conectados a la evolución tectónica del planeta previa a la de Gondwana. Es cautivante pensar, por ejemplo, en el origen de los cinturones transamazónicos regionales en Sudamérica, cuyas rocas pre-metamórficas deberían haber sido compuestas por material derivado de unidades arqueanas, cuyo manto todavía se podría localizar en la actual astenósfera. Es así que no se descarta la existencia de un relicto arqueano como prolongación más austral de la plataforma sudamericana más primitiva, similar situación a la observada en el basamento de Uruguay (Cingolani *et al.*, 1997), donde Cordani y Sato (1999) reportan dos diferentes episodios de diferenciación mantélica y cortical, el más antiguo en el Arqueano tardío y el más joven en el Proterozoico temprano. Asimismo su cubierta sedimentaria neoproterozoica/eopaleozoica se encuentra sin metamorfismo, lo que la convierte en uno de los pocos ejemplos del SO de Gondwana que muestra rasgos sedimentarios bien preservados. Más información sobre el basamento de Tandilia puede verse, por ejemplo, en Dalla Salda (1999) y Dalla Salda *et al.*, (2005). Cabe destacar que, en una perforación cercana a la ciudad de Mar del Plata, se encontró una unidad distinta al basamento cristalino (Metapelitas Punta Mogotes, Marchese y Di Paola, 1975). Esta unidad, está compuesta por metapelitas de colores variados, de bajo grado, esquistosas, con venillas cuarzosas y muy deformadas, que yacen por debajo de la Formación Balcarce. Estos casi 90 m de rocas fueron datados como neoproterozoicos (Cingolani y Bonhomme, 1982) y correlacionados con el Cinturón Orogénico Brasileño del este de Uruguay.

La estratigrafía de la cubierta sedimentaria precámbrica/paleozoica inferior de Tandilia es simple en apariencia, pero sin embargo ha sido motivo de fuertes controversias a lo largo de los años (Amos *et al.*, 1972; Marchese y Di Paola, 1975a, 1975b; Dalla Salda e Iñiguez, 1979; Leveratto y Marchese, 1983; Iñiguez *et al.*, 1989; entre otros). Aspectos geológicos tales como estratigrafía, facies, tipos litológicos, paleontología, icnología, han sido tratados en numerosos trabajos, cuyas referencias pueden encontrarse en los aportes de síntesis producidos por Teruggi y Kilmurray (1975, 1980), Iñiguez (1999) y Poiré y Spalletti (2005). Más recientemente se han desarrollado estudios avanzados en mineralogía, geoquímica y petrología sedimentaria destinados a resolver problemas de procedencia y de diagénesis de estas importantes sucesiones (Zimmermann *et al.* 2005; Zimmermann y Spalletti, 2005a, b; Rapela *et al.*, 2005; Gómez Peral *et al.*, en prensa). Otra unidad, registrada sólo en subsuelo, es la Formación Punta Mogotes (Borrello, 1962) en el área de Mar del Plata. Esta cubierta sedimentaria se asienta sobre el basamento cristalino y se compone de un conjunto precámbrico localizado en las áreas de Olavarría y Barker-San Manuel (Fig.2), y de otro conjunto paleozoico inferior que aflora fundamentalmente en los extremos SE y NO del sistema serrano. Aún cuando muchos autores han

contribuido al conocimiento estratigráfico de estas sedimentitas, el esquema más aceptado es el propuesto por Dalla Salda e Iñiguez (1979), modificado por Poiré (1987a, 1993) para los términos de la sucesión precámbrica. Entre el basamento cristalino y las unidades sedimentarias se han desarrollado saprolitos arcósicos y cuarzo-caoliníticos, previa sedimentación marina, los cuales indican niveles de paleometeorización (Zalba *et al.*, 1993). Desde el punto de vista litoestratigráfico la sucesión precámbrica está integrada por el Grupo Sierras Bayas (Dalla Salda e Iñiguez, 1979; Poiré, 1993) con las formaciones Villa Mónica (Poiré, 1987a, 1993), Cerro Largo, Poiré, 1987a, 1993), Las Águilas (Zalba, 1978; Zalba *et al.*, 1988), Olavarría (Andreis *et al.*, 1996) y Loma Negra (Borrello, 1966). Por arriba yace la Formación Cerro Negro (Iñiguez y Zalba, 1974), de probable edad ediacarana-cámbrica. La siguiente unidad, asignada al Paleozoico, es la Formación Balcarce (Dalla Salda e Iñiguez, 1979). Desde el punto de vista secuencial (sobre la base de conceptos desarrollados por Iñiguez *et al.*, 1989, Spalletti *et al.*, 1996, Spalletti y Poiré, 2000, y Andreis y Zalba, 1998), Poiré y Spalletti, (2005) definieron cuatro secuencias neoproterozoicas (Secuencias Tofolletti, Malegni, Diamante y Villa Fortabat), una ediacarana-cámbrica? (Secuencia La Providencia) y una última ordovícica? (Secuencia Batán, Fig.7).

Asimismo, la presencia de diamictitas entre el basamento y la Formación Balcarce en la Sierra del Volcán es un rasgo muy peculiar que ha sido reportado por Spalletti y del Valle (1984) y analizado con modernas técnicas petrológicas por van Staden *et al.* (2005).

La cubierta sedimentaria de Tandilia contiene estromatolitos, biopelículas, trazas fósiles, acritarcas y probables invertebrados calcáreos ("shelly fauna") como únicas evidencias de la biocenosis que habitó los mares del Precámbrico y Paleozoico en esta región del margen occidental de Gondwana.

Tanto las rocas del basamento, como sus secuencias sedimentarias, se encuentran cubiertas hacia el sur por depósitos eopaleozoicos hasta neopaleozoicos-triásicos que se extienden desde la Cuenca de Claromecó; en tanto que, hacia el norte están cubiertas por los depósitos más modernos de la Cuenca del Salado.

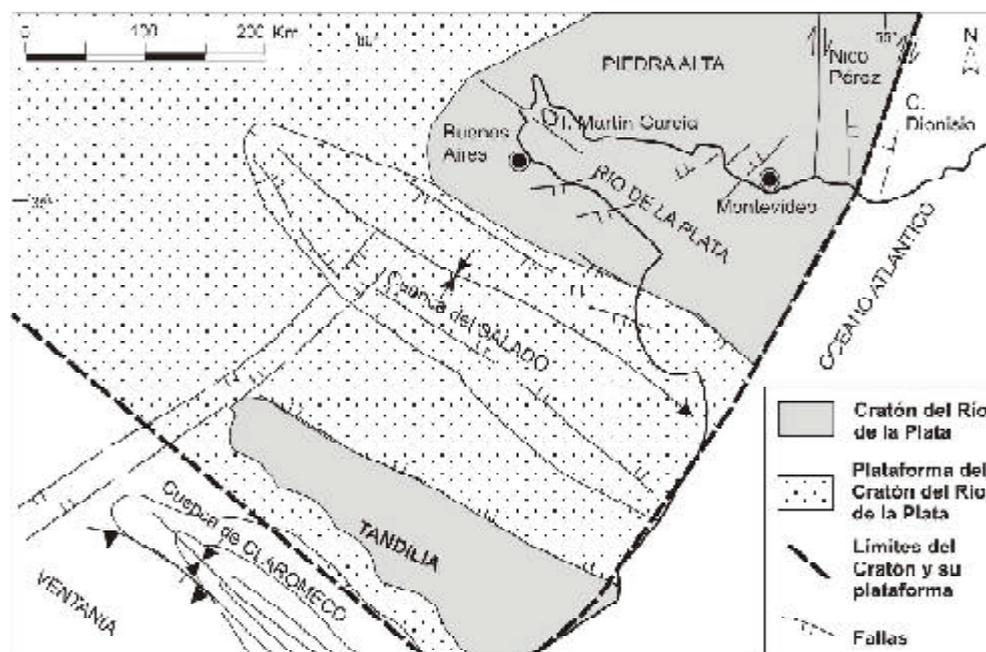


Fig. 1: Tandilia, el Cratón del Río de la Plata y su Plataforma.

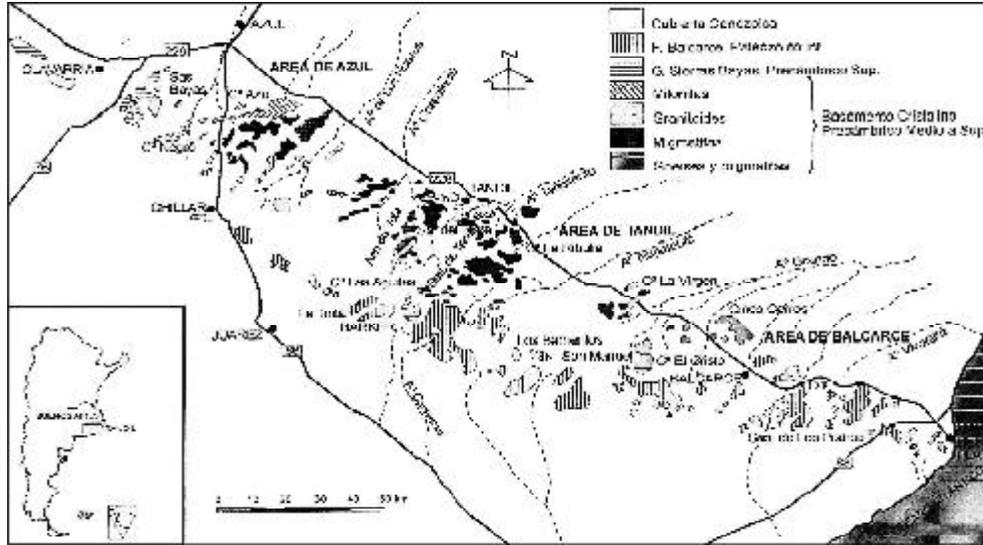


Fig. 2: Mapa geológico de Tandilia mostrando los principales tipos litológicos del basamento cristalino y la cubierta sedimentaria neoproterozoica/eopaleozoica.

Características Geofísicas de la Corteza

Estudios geofísicos regionales (gravedad y magnetismo) permitieron evaluar formas, profundidad y litología de la corteza continental de Tandilia (Kostadinoff, 1995), que alcanza un espesor de alrededor de 40 km. Las anomalías positivas gravimétricas de Bouguer, indicarían tres efectos; un leve adelgazamiento de corteza, un incremento de la densidad de las rocas del basamento y una serie de alineaciones regionales orientadas principalmente este-oeste y noreste-sudoeste y secundariamente noroeste-sudeste. El primero se debe a una disminución de 4 km en el espesor de corteza entre Vallimanca y Mar del Plata, normal si se considera que a 150 km al este del litoral se encuentra la transición entre la corteza continental y oceánica. El segundo advierte que el aporte de anomalías por rocas superficiales (las sedimentitas del Proterozoico superior y Paleozoico inferior), es despreciable a lo largo de todo Tandilia debido a su pobre espesor y baja densidad, por lo tanto la mayor parte del exceso de masa es adjudicado a las rocas con densidades mayores de 2,67 gr/cm³ de la corteza superior, como las metamorfitas y granitoides con asociaciones menores de rocas básicas y ultrabásicas. El tercero lo interpretamos como los límites de bloques tectónicos asociados con deformación post-transamazónica.

Las anomalías del campo magnético, no son de gran amplitud (± 100 nanoTeslas), coincidentes con los resultados de las mediciones de susceptibilidad hechas en las rocas del área. Esto significaría que no es posible esperar manifestaciones de gran magnitud de rocas básicas a ultrabásicas en el sector de los afloramientos de Tandilia. Una anomalía magnética de -600 nanoTeslas hallada en el sur de González Chávez cubriendo un área de 20 por 100 km es interpretada como una faja de rocas oceánicas situadas en profundidad. No obstante, Gidella et al. (2002) estudiando la corteza con observaciones magnéticas satelitales, indican que Tandilia muestra anomalías magnéticas de alta frecuencia y que la región (incluye la Cuenca de Claromecó) exhibe trenes de alineaciones NO-SE y SO-NE contribuyendo a suponer un modelo de horsts.

Kostadinoff (1995) indica que la integración de los modelos geofísicos de gravedad y magnetismo permitieron identificar las siguientes singularidades geológicas, entre las que destacamos:

- a) Rocas de tipo granítico en el área del máximo de Blanca Grande (2800 km²), similares a las que

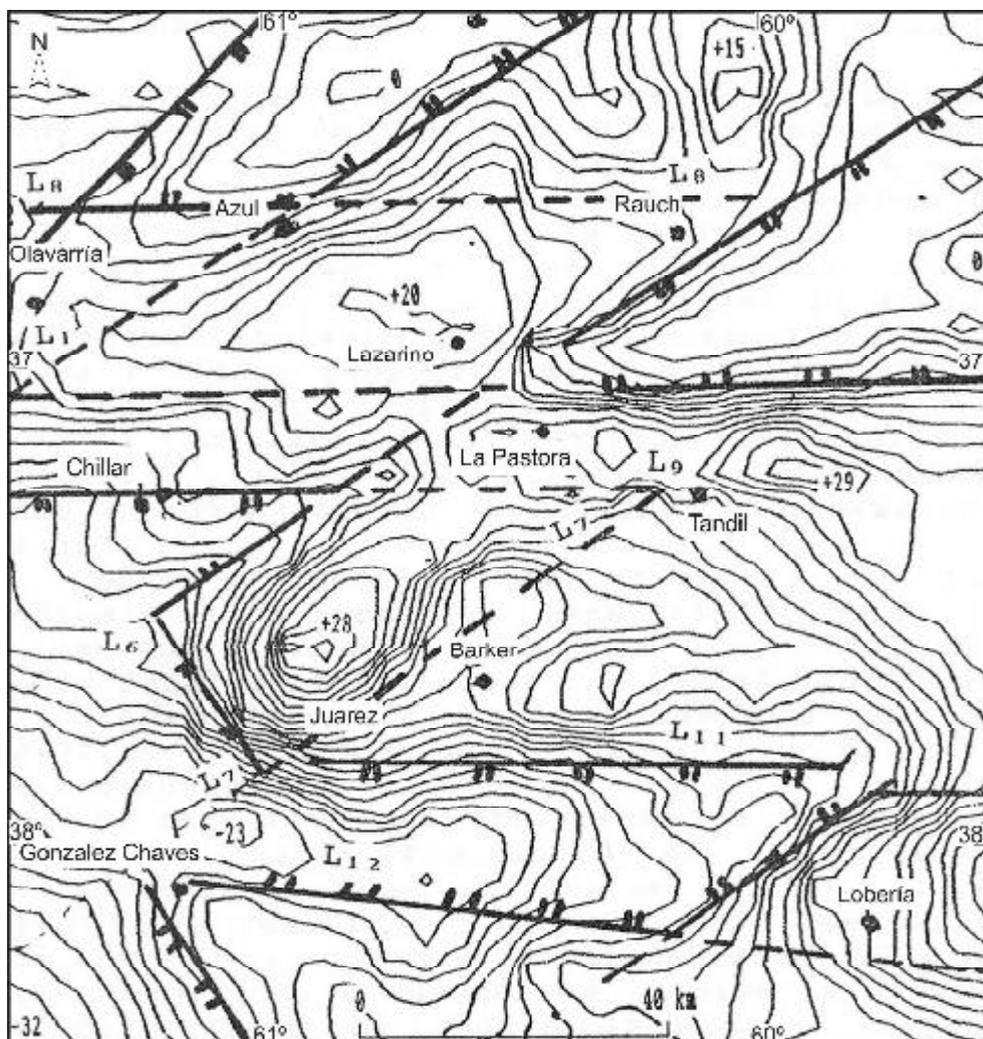


Fig. 3: Lineamientos de los gradientes gravitatorios importantes. Curvas cada 2 miligales, Kostadinoff (1995).

afloran en Sierra Chica, pero con una delgada cobertura sedimentaria. Al norte y al este del máximo antes citado se detectaron dos cuencas: Vallimanca y Cacharí. La primera sobre un lineamiento y la segunda al noroeste de lineamiento Azul-Cacharí.

b) Kostadinoff interpreta la anomalía de Juárez como el registro de una roca granulítica profunda de alta densidad.

c) Describe que el sector norte de Tandil, La Pastora, está formado por una serie de máximos de anomalías de gravedad atribuidos a una secuencia de rocas graníticas y metamórficas que, de oeste a este, incrementan su densidad de 2,67 a 2,77 gr/cm^3 .

d) Interpreta el área Balcarce-Mar del Plata, por la orientación (este-oeste) y la dimensión (corta longitud de onda) de los máximos de anomalías de Bouguer, como el producto de una orogenia diferente del resto de la región, así como al área de Mar Chiquita donde postuló la presencia de un cuerpo mayor de rocas ultrabásicas identificables por la magnitud de las anomalías gravitatorias (mayores de 40 miligales) y magnetométricas (mayores de 330 nanoTeslas).

La evaluación de los resultados de Kostadinoff (1995) le permitió asociar estas singularidades geofísicas al Ciclo Brasiliano. Con ello postuló la extensión de la faja Ribeira hasta el área del sistema de Tandilia, como resultado de los episodios de apertura y cierre durante el desarrollo de la orogenia Pan Africana. Finalmente indica que los lineamientos más importantes gravimagnetométricos (Fig. 3) corren según los dominios tectónicos A y B (Teruggi *et al.*, 1973 y 1974a); estos dominios por su dimensión y longitud de onda, afectan en profundidad a gran parte de la corteza terrestre. La sísmica y los métodos potenciales indicaron que las rocas del basamento halladas en la línea Balcarce-Mar del Plata continúan hasta 57 km al este de la línea de costa.

Las Rocas del Basamento

Las Metamorfitas

Las rocas del basamento cristalino de Tandilia (Fig. 2), denominadas Complejo Buenos Aires (Marchese y Di Paola, 1975), son una típica asociación de rocas ígneo-metamórficas de gneises graníticos a tonalíticos, migmatitas, anfibolitas, esquistos, mármoles y plutones de granitoides, con escasas rocas metavolcánicas (ácidas y básicas) y diques básicos tardíos y discordantes. Anchos cinturones miloníticos llamaron la atención por su desarrollo.

Las rocas metamórficas son conspicuas en el tercio sur-sureste de las sierras. Los gneises son comunes en el área de Balcarce en los Cerros El Cristo, Cinco Cerros, El Morro, Bachicha, INTA, La Virgen, Punta Tota y El Triunfo. Los gneises granatíferos de Punta Tota (2176 Ma, U-Pb, Cingolani *et al.*, 2002; Hartmann *et al.*, 2002) son rocas bien foliadas con almandino, plagioclasa, biotita, anfíbol, epidoto y, eventualmente, piroxeno. En el Cerro El Triunfo, en sectores se relacionan con granulitas ortopiroxénicas y hornblenda, de una edad de 2197 Ma (U-Pb, Cingolani *et al.*, 2002).

En el Cerro El Cristo se reconoció una asociación de gneises, migmatitas y granitoides sincinemáticos y tardiocinemáticos, reunidos en el Grupo Cerro El Cristo e integrado por: Gneis Dos Naciones, Migmatita Cerro Las Piedras y Granitoide San Verán (Dalla Salda, 1975 y 1981a). Esta asociación se repite, agregando más o menos material granítico y anfibolitas, en el resto de los Cerros del área de Balcarce. Este conjunto fue denominado por Dalla Salda (1975) "Complejo Balcarceano". En esta zona el único cuerpo granítico independiente lo constituye la tonalita granatífera anatética (2073 Ma, U-Pb, Cingolani *et al.*, 2002; Hartmann *et al.*, 2002) de la Cantera Chacofi, emplazada en gneises y migmatitas (2194 Ma, U-Pb, Cingolani *et al.*, 2002). El conjunto compone una estructura antiformal alargada según la esquistosidad, que conecta el Cerro El Morro con Cinco Cerros. Otras variedades de gneises descritas en Tandilia, también tonalítica a granodiorítica, portan biotita y epidoto, a los que puede acompañar escasa muscovita y sillimanita. En general los gneises se encuentran parcialmente granitizados, mostrando diferenciados cuarzo-feldespáticos (en general de grano más grueso), venas concordantes con la foliación o discordantes, y/o áreas difusas enriquecidas en mafitos, granate o epidoto. Otras rocas gnéissicas de Balcarce poseen edades U-Pb de 2176, 2073 y 2163 Ma, mostrando herencias de 2371 y 2196 Ma (Cingolani *et al.*, 2002). Las primeras resultan compatibles con las edades de Hart *et al.* (1965) de 1960 y 2170 Ma (Rb/Sr).

Al sur de la ciudad de Tandil (Cerrillos de La Ribulia) se identificaron algunas rocas metavolcánicas ácidas, a veces porfiroblásticas (Teruggi y Kilmurray, 1980) comparables con las rocas descritas por Lema y Cucchi (1981, 1985) en el Cerro Tandileufú o Cerro San Luis, a unos 8 kilómetros al este de la ciudad de Tandil. Estos autores las describen como un conjunto de fajas alternantes de rocas de grano fino con textura relictica y filiación riolítica, grises, con fenocristales y portando oligoclasa, ortosa y cuarzo en una base de feldespato potásico, plagioclasa, epidoto y stilpnomelano. En la Sierra Alta de Vela, estas rocas, que son de grano fino, cuarzo-feldespáticas, micáceas y epidóticas, presentan variedades portando anfíbol y clorita.

Las anfibolitas son comunes y abundantes en las regiones central y sur de las sierras, presentándose en intercalaciones delgadas o en cuerpos nodulares aislados, en general de dimensiones reducidas. En casos son bandeadas con afinidades paraanfibolíticas y en otros, más macizas, semejan ortoanfibolitas. En general se trata de rocas cuarzo-plagioclásicas con hornblenda, epidoto y micas (biotita y/o clorita). Las evidencias de campo parecen sostener que existen dos ciclos de distinta edad, uno pre-gnéisico y otro posterior previo a los granitos más tardíos. En un perfil al sudoeste del Cerro Centinela, Quartino y Villar Fabre (1967) describieron brechas de metabasitas antiguas muy deformadas (interpretadas como auto brechas) dentro de rocas gnéisicas, un magmatismo granítico posterior y una filonación básica final.

Las migmatitas heterogéneas son frecuentes en Tandilia. La variedad más común es la epibolita de leucosoma cuarzo-feldespático con granates neoformados, que aparece en afloramientos menores en toda la sierra, especialmente en la Punta Tota (Balcarce) y en el Cerro La Crespa (Azul). Están deformadas y a menudo pasando transicionalmente a gneises u otras variedades de migmatitas como las embrechíticas. Estas últimas, foliadas y porfiroblásticas, son comunes en varias localidades de Azul, Tandil y Balcarce. Las agmatitas y las diadisitas son poco frecuentes y se las encuentra en afloramientos reducidos. Un caso típico de agmatitas lo describen Quartino y Villar Fabre (1967) en un perfil sobre la ruta 74 al sur de la ciudad de Tandil. Algunos perfiles, como el de la Boca de la Sierra en Azul, muestran rocas de grano fino con grandes porfiroblastos de microclino asimilables a embrechitas, no obstante que su matriz es principalmente milonítica. Esto ocurre frecuentemente en otros cinturones miloníticos como el que cruza las sierras de la ciudad de Tandil hacia el sur.

Las Sierras de Azul se caracterizan por un conjunto de rocas migmatíticas de tipo embrechíticas, que por sectores pasan a rocas de grano fino con evidencias cataclásticas. Las serranías centrales contienen embrechitas de fenoblastos muy elongados, rocas de grano fino y epibolitas, en tanto que en la estribación sur, las embrechitas son de aspecto gnéisico, con ojos estirados y pasajes a epibolitas, anatexitas, rocas de grano muy fino y algunas metabasitas. Acompañan migmatitas anfibólicas de leucosoma granítico, con hornblenda, biotita, cuarzo y plagioclasa, presentando una recrystalización de microclino; los accesorios son apatita, zircón y opacos. En el Cerro Sotuyo, Pankhurst *et al.* (2003) describieron migmatitas piroxénicas con material granítico invasivo, el piroxeno está asociado a una biotita fuertemente orientada, apatita, zircón y abundantes opacos en un bandeo difuso. En el sector meridional de esta zona quedarían delimitadas cuatro unidades mapeables: un complejo embrechítico con grandes porfiroblastos félsicos de grano mediano a grueso en una matriz oscura y fina; una asociación de grano fino embrechítica-gnéisica; una unidad blastopsefítica, integrada por rocas foliadas de naturaleza diabásica con elongación paralela a la foliación, dispuestas en cuerpos discordantes con la estructura regional, (Kilmurray y Ribot 1985a).

Los mármoles de Punta Tota cercanos a Balcarce, son oficalcíticos y serpentínicos con relictos olivínicos. En el área de San Miguel (entre Azucena y Barker), se describieron un skarn calcosilicático wollastonítico y calizas cristalinas aflorando a lo largo de unas pocas decenas de metros (Quartino y Villar Fabre, 1967). Los escasos esquistos son micáceos y algo bandeados como los del Cerro El Quebracho, al norte de la ciudad de Balcarce y los del área sur de Azul (Cerro La Plata). Poco frecuente, pero significativa, resulta la presencia de delgados lentes concordantes básicos-ultrabásicos metamorizados, en Cinco Cerros y Punta Tota en el área de Balcarce. Es muy interesante destacar que, en las cercanías de la ciudad de Tandil, Teruggi *et al.* (1988) describieron a la Formación El Cortijo como una unidad de metamorfitas de bajo grado compuesta por metacherts, metagrauvas y metabasitas, interpretándola como una escama de corteza oceánica proterozoica.

Los granitoides

Los granitoides son de edad dominante paleoproterozoica transamazónica (Varela *et al.*, 1989; Linares y González, 1990; Cingolani *et al.*, 2002; Hartmann *et al.*, 2002 y Pankhurst *et al.*, 2003). Se encuentran emplazados en metamorfitas, usualmente parcial a casi totalmente migmatizadas, presentando en consecuencia relaciones de campo frecuentemente difíciles de establecer; los granitoides poseen, en general, una filonación cuarzo-feldespática aplo-pegmatítica. Los granitos (sentido estricto) predominan en la porción noroccidental (Ej. los granitos rojos de la Sierra Chica en Olavarría y Azul), y a lo largo del borde austral de las Sierras de Tandil. Las rocas de composición mayormente tonalítica y granodiorítica predominan desde el arroyo de los Huesos hasta Tandil, continuando luego hasta las Sierras de Balcarce, es decir, aflorando en el sector central y hacia el borde septentrional.

Las rocas graníticas de Sierra Chica del sector de Olavarría y Azul varían su color entre un rojizo más o menos intenso, hasta ligeramente rosado. Si bien en general hay una marcada homogeneidad entre los granitos, en la cantera Oficial se observa una diorita cuarcifera biotítica. Los granitos presentan una textura granuda gruesa, a veces más fina. Están compuestos por cuarzo, microclino, oligoclasa, escasa biotita y anfíbol, con accesorios como circón, apatita, fluorita, y óxidos y sulfuro de hierro. También en Sierra Chica, Pankhurst *et al.* (2003) describen granodioritas con porfiroblastos de microclino sobre una matriz de cuarzo, microclino y plagioclasa mirmequitica; en la cantera del Penal, aparecen granitos con porfiroblastos de cuarzo y microclino en una pasta de cuarzo, feldespato, y plagioclasa, con relictos de anfíbol cloritizado.

El la cantera de Villa Mónica, Pankhurst *et al.* (2003) describen granitos con porfiroblastos de microclino, cuarzo, y plagioclasa subordinada, con accesorios como apatita, circón, titanita, y allanita; granodioritas con porfiroblastos de microclino y plagioclasa, acompañando anfíbol, biotita, circón y opacos. En el Cerro Sotuyo, los mismos autores indican la presencia de sienodioritas con piroxeno, biotita y opacos, cuya plagioclasa es oligoclasa-andesina y el microclino forma porfiroblastos con textura gráfica, acompañando apatita y circón. Se identifican granitos muy deformados con porfiroblastos de microclino y cuarzo en una pasta de cuarzo y feldespato, con mafitos intersticiales, relictos, cloritizados y alterados a opacos. También allí describen tonalitas con cristales de plagioclasa, feldespato y cuarzo, con anfíbol verde, biotita y piroxeno como mafitos relictos, asociados a opacos, apatita y zircón. Los monzogranitos de Villa Mónica fueron datados en 2065 Ma, emplazados en rocas charnoquíticas de 2170 Ma (U-Pb SHRIMP, Cingolani *et al.* 2002; Hartmann *et al.* 2002). Otras rocas de interés corresponden a sienitas nefelínicas con hipersteno. En la cantera San Nicolás Pankhurst *et al.* (2003) mencionan granodioritas con microclino y cuarzo recristalizado, en una matriz de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, relictos de máficos asociados con opacos, apatita y circón y, en el Cerro Redondo, granitos y granodioritas con porfiroblastos de microclino peritítico y plagioclasa en una matriz de cuarzo y feldespato; acompañan piroxeno reemplazado por hornblenda y biotita cloritizada, asociada con opacos, circón y apatita. Un sienogranito de esta zona provee una edad U-Pb de 2100 Ma (Cingolani *et al.*, 2002).

También en Azul, Ronconi *et al.* (1994) reconocieron rocas graníticas al noroeste de Pablo Acosta y al sur de la localidad de Hinojo, a ambos lados del arroyo del Azul. Las primeras, denominadas Granito Rojo Azopardo, son de color rojizo, de grano grueso y porfiroides con feldespato potásico, plagioclasa de tamaño intermedio y cuarzo, conformando mosaicos de contactos suturados. El mafito predominante es la biotita y los accesorios muscovita, titanita, apatita y epidoto. Los granitos al noroeste de Pablo Acosta, reducidos a asomos, son de grano fino y color rosado; de textura granuda algo porfiroide, con cristales de hasta 7 cm de plagioclasa y microclino peritítico.

En la región central de las Sierras de Tandil (Fig. 4) los granitoides se distribuyen en dos áreas preferenciales (Dalla Salda *et al.*, 1992): a lo largo de una faja septentrional de rumbo este-oeste que tiene como centro la ciudad de Tandil, y en un sector austral circunscrito a la Sierra del Tigre y al tercio

sur de la Sierra Alta de Vela. La faja septentrional asociada a rocas miloníticas se caracteriza por una gran variación composicional entre tonalítica y granítica. Los granitoides parecen formar parte de un cuerpo mayor constituido por múltiples plutones gregarios menores, emplazados en varias fases. Los Cerros Tandileufú (canteras San Luis, Tandileufú y San Lino) y Los Nogales se caracterizan por rocas tonalíticas, que en la cantera San Luis se asocian a granitos, granodioritas y a milonitas grises. Hacia el oeste, en la cantera Tandileufú, en el extremo norte del cerro homónimo, reaparecen las tonalitas grises también asociadas a granitos; allí la milonitización es abundante y los granitos heterogéneos, muestran zonas de grano más grueso ricas en feldespato potásico, alternando con otras más finas. Las variaciones composicionales son de contactos netos pero no muestran relaciones de intrusividad. Las rocas granudas constituyen grandes lentes o fajas relictuales de cataclisis. En la cantera San Lino se reconocen dos variedades de granitoides grises, uno claro y otro oscuro, éste último es de composición tonalítica y está contenido en espesas fajas de milonitas grises y rosadas. Otras rocas tonalíticas afloran en el área del Cerro Los Nogales, asociadas a abundantes aplitas y pegmatitas de texturas granudas con hornblenda, tremolita o biotita. La plagioclasa es andesínica y el cuarzo en general es intersticial, ameboidal y xenoblástico. El epidoto puede ser zoicítico o pistacítico y el microclino es muy escaso. Las tonalitas de El Calvario y alrededores de la ciudad de Tandil muestran edades de 2234, 2166, 2183 y 2228 Ma, U-Pb, SHRIMP (Cingolani *et al.*, 2002).

Las rocas granodioríticas localizadas en el frente oeste de la cantera Tandilia, próxima a la ciudad de Tandil, muestran rápidos cambios de tamaño de grano y molienda; en sectores son más rojizas por aumento de la proporción de microclino. Poseen textura granuda con cataclisis intergranular, abundante plagioclasa ácida (más de 50 %), microclino y cuarzo policristalino intersticial. Además de biotita, muscovita y clorita secundaria, presentan escasa zoisita. Otras granodioritas fueron localizadas en las canteras Cerro Leones y Tartagal. En general se trata de rocas homogéneas de textura porfiroide con fenocristales de feldespato de hasta 5 cm, y diferenciados de grano fino más biotíticos en cuerpos tabulares menores. La plagioclasa ácida domina al microclino perfitico y entre los mafitos abunda la biotita y, en menor grado, la hornblenda.

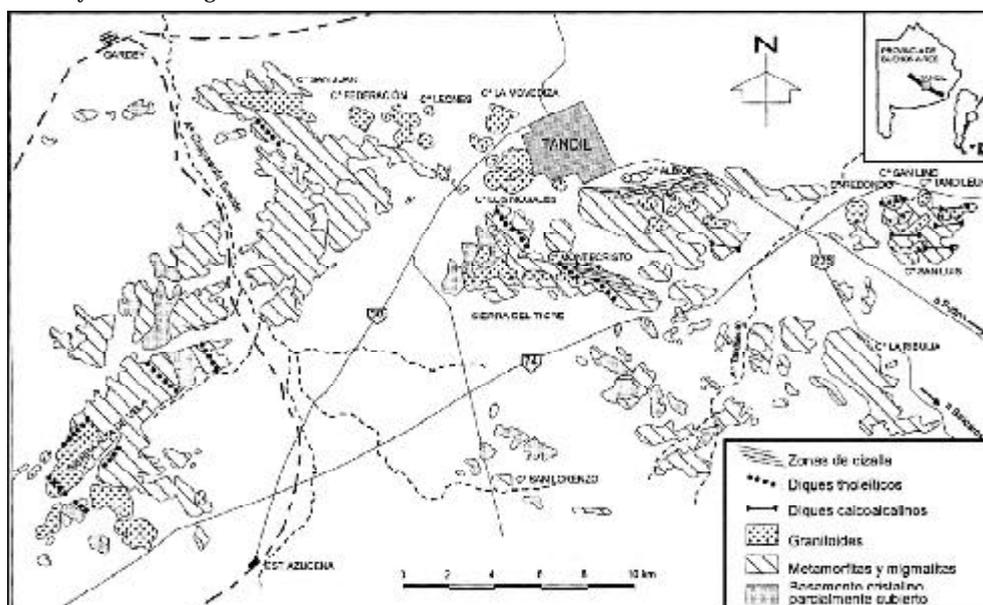


Fig. 4 Mapa geológico mostrando la distribución de las principales metamorfitas y plutones graníticos en los alrededores de la ciudad de Tandil.

Los cuerpos de granitos (sentido estricto) más destacados, están asociados a la faja milonítica del área de Tandil; han sido localizados en los Cerros Tandileufú y Redondo en la zona este de la faja y en las canteras Villa Mónica, Albión, Leones y Cerro Federación de las zonas central y occidental. En la zona este se encuentran íntimamente asociados a tonalitas. Se distinguen dos grupos composicionales: granitos biotíticos del Cerro Tandileufú y el granito con hornblenda y fluorita del Cerro Redondo. Presentan texturas granudas con ligera cataclasis, especialmente intergranular, microclino micropertítico y plagioclasa ácida. Los mafitos son biotita y epidoto. Por su parte los granitos del Cerro Albión son rocas grises que a veces presentan abundantes xenolitos básicos, en tanto que los del Cerro Federación presentan dos facies, una clara y otra oscura (biotítica) con textura porfiroide.

En la región austral las rocas graníticas se pueden agrupar en dos áreas principales: Sierra del Tigre (Granito Montecristo) y la zona sur de la Sierra Alta de Vela. En general son rocas homogéneas, de colores claros, grises y rosados, de grano medio a fino, casi siempre con textura cataclástica. El Granito Montecristo presenta dos facies leucocráticas, una rojiza, granuda a ligeramente porfiroide, más rica en feldespato potásico y otra gris, más porfiroide, con fenocristales de microclino de hasta 1 cm de largo. Esta roca fue datada (U-Pb) en 2200 Ma (Cingolani, com. verb.). Los granitos de la Sierra Alta de Vela muestran texturas granudas hasta porfiroides, incluyendo las seriadas y una débil cataclasis, excepto las que se sitúan en el borde oriental de la sierra donde su molienda es más intensa. Algunas facies muestran una débil foliación. Allí se distinguen dos tipos, uno, el más extendido, es biotítico, y el otro, restringido a un sector en el flanco oeste de la sierra, muscovítico. Los granitos biotíticos presentan abundante cuarzo y microclino pertítico. Se reconocen variedades de grano

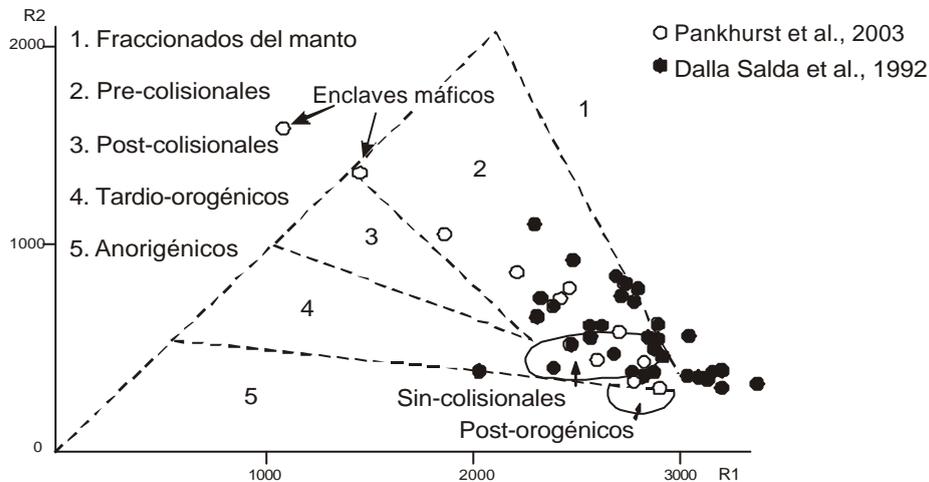


Fig. 5: Diagrama de discriminación tectónica de granitoides.

medio a fino, con tamaños entre 1 y 3 mm y otras gruesas con cristales de microclino de hasta 1 cm de largo. Localmente su composición grada a extremos de naturaleza tonalítica. Las plagioclasas (oligoclasa) se encuentran parcialmente reemplazadas por epidoto y sericita. Algunas con bordes de composición albitica. La matriz más fina de los granitos está compuesta por un mosaico de individuos anhedrales de cuarzo, microclino, plagioclasa y biotita. En forma accesoria aparecen escaso epidoto, apatita y minerales opacos. Por su parte, los granitos del oeste, de grano más fino, muestran muscovita y escaso epidoto. Fueron datados en 1623 Ma (Rb-Sr, Varela *et al.*, 1988, 1989). Lema y Cucchi (1985) sostienen que este conjunto de rocas graníticas de la sierra Alta de Vela ha sido afectado por diversos episodios de deformación de distinta intensidad.

Los granitoides de Tandilia representan una serie plutónica granítica compleja integrada por varios cuerpos independientes. Esta serie fue asociada a un extendido cinturón milonítico de cizalla que ha afectado el zócalo continental del extremo austral de Sudamérica (Dalla Salda *et al.*, 1992). El cinturón granítico-milonítico septentrional, cuya composición general varía entre tonalítica y granítica, representaría un complejo granítico múltiple que parece corresponder al producto de una misma evolución plutónica sin a postectónica respecto del ciclo Transamazónico. Por su parte, los leucogranitos de la Sierra Alta de Vela y Montecristo representan los plutones más simples relacionados a etapas tardías de este evento orogénico. La variación de los elementos mayoritarios de 21 muestras representativas de las rocas granitoides de Tandilia muestran que las tonalíticas y la mayor parte de las granodioríticas se disponen en el campo de las Series Tonalíticas y Trondjemíticas, mientras que los granitos se ubican dentro de las Series Calcoalcalina y Monzonítica Subalcalina, en especial los granitos de la zona meridional que representarían típicas rocas producto de fusión cortical, leucocráticas, homogéneas y sin un tren evolutivo perceptible (Dalla Salda y Franzese, 1989). Además, casi todos los casos estudiados corresponden a granitoides tipo S. Finalmente, y de acuerdo a los autores antes mencionados, el conjunto de rocas monzograníticas del área de Tandil parece corresponder a un plutonismo sin a postectónico (Fig. 5) desarrollado en un cinturón de tipo colisional donde se produjo engrosamiento cortical con procesos anatécicos asociado a un volcanismo ácido e importantes zonas de milonitización. Las características mineralógicas indican que la mayoría de los granitoides sufrieron una deformación post-cristalización vinculada a la extensa milonitización en la que los fluidos colaboraron con los cambios mineralógicos.

Las zonas de cizalla y las milonitas

En Tandilia se han reconocido largas y amplias zonas de cizalla que afectan las rocas del basamento cristalino, las principales corren por las serranías de Azul al noroeste, y por las de Tandil al sudeste. La primera, que puede seguirse saltuariamente por unos 40 km en sentido este-oeste, muestra un ancho de hasta 3 km (González Bonorino *et al.*, 1956). La segunda se ha reconocido al sur de la ciudad de Tandil y aflora por unos 25 km desde el Cerro Albión hasta la Sierra del Tigre (Dalla Salda, 1981); su orientación también es este-oeste, aunque hay ramificaciones oeste-noroeste. Otras exposiciones más reducidas de fajas de cizalla se localizan en las Sierras del Tandil (a pocos kilómetros al sur de la Sierra del Tigre), también orientada este-oeste, y en la Sierra Alta de Vela, con orientación noreste-sudoeste (Teruggi *et al.*, 1973). Estas fajas de cizalla están compuestas por milonitas, protomilonitas y cataclitas; estas últimas principalmente en los laterales y en tabiques menos deformados dentro de las zonas de cizalla. Se ha registrado una blastesis feldespática vinculada a estas rocas cizalladas; en menor medida hay blastesis de anfíboles, así como deformaciones posteriores. Ribot (2000) propuso que la principal deformación en las Sierras de Azul, alcanzó condiciones de grado medio (~450°C) seguidas por procesos de rehidratación (alteración de hornblenda). Estas rocas se describieron como derivadas principalmente de granitoides (González Bonorino *et al.*, 1956, Teruggi y Kilmurray, 1975, 1980).

La zona de cizalla de las Sierras de Azul fue interpretada como de sentido dextral por González Bonorino *et al.* (1956), dirección de desplazamiento a la que también arribó Ribot (2000) a partir del estudio de indicadores cinemáticos. Sin embargo Frisciale *et al.* (2001) con el mismo método aplicado en rocas de Boca de la Sierra, concluyen que allí predominan procesos de aplastamiento con escasos componentes de transcurrancia. En el caso de la cizalla de las Sierras de Tandil, Dalla Salda (1981) interpretó un movimiento horizontal de tipo sinistral, sospechado por el desplazamiento de un dique de diabasa en la Sierra del Tigre; no obstante Fernández *et al.* (2001) señalaron que conforme

a las relaciones de corte, este dique es posterior a la zona de cizalla, pero no hallaron indicadores del desplazamiento relativo. En la faja de cizalla del Cerro Albión, D'Angiola *et al.* (1992) encontraron indicadores cinemáticos que les posibilitaron interpretar un movimiento de tipo dextral. La edad de la zona de cizalla de la Sierra del Tigre-Cerro Albión, hasta el momento sólo puede acotarse en un amplio lapso temporal. En la zona de la cantera Las Pircas (oeste del Cerro Albión) parte del protolito de las rocas miloníticas corresponde a intrusivos andesíticos similares a los datados por Teixeira *et al.* (2002) alrededor de 2000 Ma; en la Sierra del Tigre el dique de diabasa que atraviesa la zona de cizalla fue datado por los mismos autores con una edad de alrededor de 1600 Ma, por lo tanto los esfuerzos de cizalla que produjeron estas rocas miloníticas deben haber sido procesos relacionados con la orogenia Transamazónica.

El Enjambre de Diques Básicos

El Complejo Buenos Aires hospeda un extenso enjambre de diques proterozoicos descritos inicialmente por Villar Fabre (1955), Quartino y Villar Fabre (1967), Teruggi *et al.* (1974b), Lema y Cucchi (1981), Dristas (1983) y Kilmurray *et al.* (1985a). Los más antiguos, de edad transamazónica (Teixeira *et al.*, 2002), corresponden a un volcanismo bimodal perteneciente a una asociación calcoalcalina (Fernández y Echeveste, 1995; Iacumin *et al.*, 2001), integrada por diques de composición andesítica y riolítica. Los más jóvenes, de ~1600 Ma (Teixeira *et al.*, 2002), son máficos y tholeíticos (Echeveste y Fernández, 1994, Iacumin *et al.*, 2001), y dentro de ellos fueron reconocidos también dos grupos, diabasas (Teruggi *et al.*, 1974), presentes en las Sierras de Azul y Tandil y diques basálticos de alto TiO_2 , solo reconocidos en las Sierras de Tandil (Teruggi *et al.*, 1988).

Los diques pertenecientes a la suite calcoalcalina son de composición basandesítica-andesítica y riolítica (Fig. 6), afloran en las Sierras de Tandil, Sierra del Tigre, Cerro Albión y especialmente en el Cerro Tandileufú, donde integran un nutrido enjambre con orientación este-oeste. Los primeros conforman cuerpos sub-verticales con espesores que varían entre 0.5 y 10 m, son de color gris verdoso, de grano fino e incipiente textura porfírica con tablillas de plagioclasa (andesina-labradorita) y anfíbol que reemplazan a piroxenos dispuestos en una matriz holocristalina formada por plagioclasa, epidoto, biotita-clorita, feldespatos alcalinos y cuarzo. Los contenidos de MgO varían entre 7,0 y 3,7 % en peso y presentan anomalías negativas en Nb y Ti. Los diques de composición riolítica cortan a los anteriores y conforman cuerpos de hasta 30 m de espesor, son de color gris oscuro en las salbandas de grano fino y gris claro en su parte central. Presentan textura porfírica con fenocristales de plagioclasa, cuarzo y feldespatos alcalinos dispuestos en una matriz felsítica de grano fino. En algunos casos presentan fuerte deformación cataclástica. Tienen altos contenidos en elementos incompatibles con una muy alta relación $(La/Yb)_N$ (entre 15 y 40) y una significativa anomalía negativa en Eu.

Los diques de la asociación tholeítica (Fig. 6) corresponden a diabasas de composición basáltica a basandesítica y diques basálticos de alto TiO_2 (hasta 3,7 % en peso). Los diques de diabasa tienen una distribución geográfica amplia, afloran en las Sierras de Azul y Tandil, forman cuerpos subverticales de hasta 50 m de espesor dispuestos generalmente con rumbo $N 30^\circ O$, algunos con corridas superiores a los 5 km. Son de color verde oscuro y grano grueso en el centro de los cuerpos. Presentan textura ofítica dominada por labradorita y augita, frecuentemente asociada con ortopiroxeno o pigeonita. La uraltización es muy frecuente. Los contenidos de MgO varían entre 8,8 y 3,8 % en peso y tienen bajos contenidos en elementos incompatibles. El modelo de distribución de REE es similar al de los E-MORB con una media de $(La/Yb)_N = 1,55 \pm 0,48$. Los diques basálticos de alto TiO_2 (Figura 6 c) sólo han sido reconocidos en el Cerro Tandileufú, tienen textura porfírica con pasta intergranular a traquítica. Los fenocristales son de plagioclasa y augita, con contenido alto de TiO_2 .

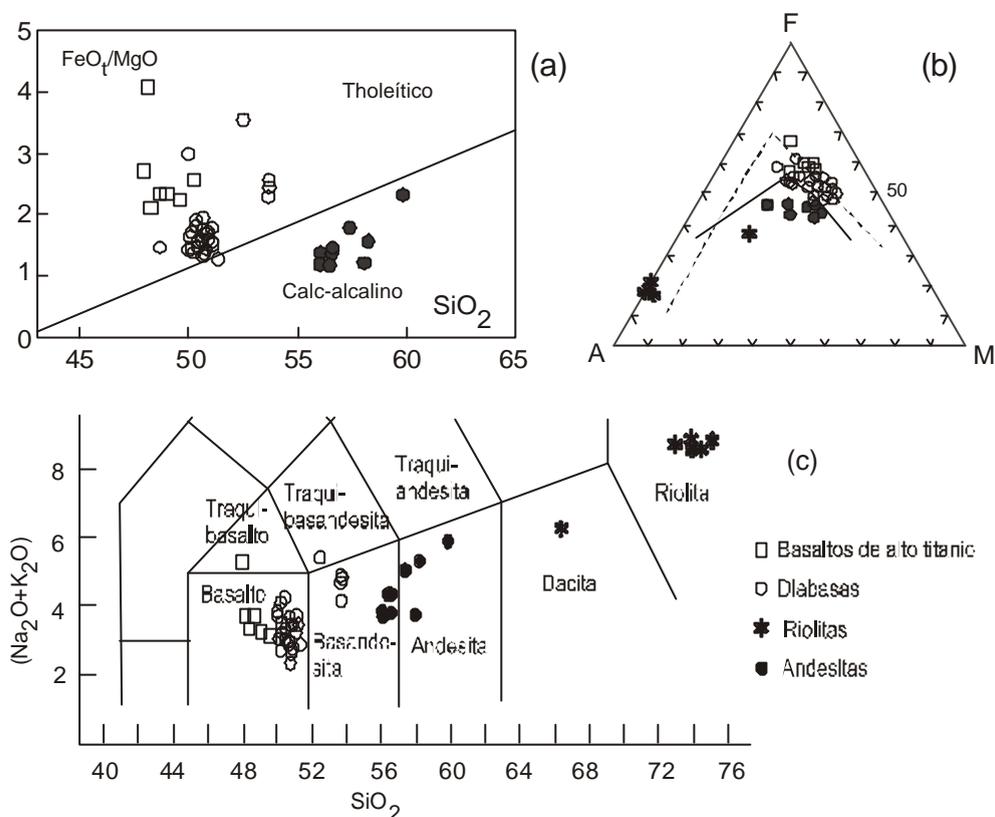


Fig. 6: (a) Gráficos SiO_2 vs. Fe_t/MgO y (b) AFM, donde se observa el carácter calcoalcalino de andesitas y riolitas y tholeiítico para diabasas y basaltos de alto TiO_2 . (c) Diagrama de clasificación TAS.

(1,2 – 1,4 % en peso) y pigeonita. La ilmenita, la magnetita, el rutilo y la pirita son abundantes en la matriz. Tienen contenidos de MgO entre 6,9 y 3,9 y altos contenidos en TiO_2 (entre 1,71 y 3,74 % en peso), P_2O_5 , REE, Zr y Nb. La relación $(\text{La}/\text{Yb})\text{N}$ es alta (~6,72).

Los diques calcoalcalinos (andesitas y riolitas) tienen una edad plató $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de emplazamiento de 2020 y 2007 Ma, contemporáneos con las intrusiones de granitoides pre-colisionales (Varela *et al.*, 1988, Dalla Salda *et al.*, 1992), intruidos durante un estadio transtensional de la orogenia Transamazónica, con una marcada orientación este-oeste y posterior deformación. Las relaciones $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (0.7020-0.7060) de esos granitoides son similares a las de rocas de ambientes de arco modernos. La simultaneidad temporal y su carácter calcoalcalino ha llevado a interpretar a los diques como representativos de un probable arco magmático (Teixeira *et al.*, 2002).

La edad más confiable de intrusión de los diques de diabasa (U-Pb sobre dos badeleítas) es de 1588 Ma (Teixeira *et al.*, 2002), en tanto que las edades plató $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de éstos y de los diques basálticos de alto TiO_2 son sustancialmente menores, 811 Ma en plagioclasas, indicando una pérdida de argón en el sistema mineral. Los diques tholeiíticos, cortan las fajas miloníticas este-oeste y a los leuco-monzogranitos de 1770 Ma, lo que indica un significativo cambio en el campo de esfuerzo regional, con un emplazamiento en un régimen tectónico extensional acompañado por una actividad ignea anorogénica post-transamazónica.

La Cubierta Sedimentaria Precámbrica/Paleozoica Inferior

Las Sedimentitas Precámbricas.

La cubierta sedimentaria precámbrica del sector noroeste de Tandilia, en las zonas de San Manuel, Barker y Olavarría (Figs. 2 y 7), está conformada por una serie de unidades litoestratigráficas compuestas esencialmente de una amplia gama de rocas sedimentarias silicoclásticas y carbonáticas: conglomerados, brechas, arenitas y vaques cuarzosas, areniscas glauconíticas, fangolitas, limolitas, arcilitas, lutitas, ferrilitas, mudstones, grainstones, boundstones dolomíticos - estromatolíticos y ftanitas. La complejidad litológica y la gran multiplicidad de estructuras sedimentarias que presentan estas rocas, dan una idea primaria de la diversidad de procesos sedimentarios que tuvieron lugar durante su formación, como así también de la variedad de ambientes de depositación intervinientes.

Estas unidades han recibido distintas denominaciones a lo largo de los años (véase Poiré, 1987b para mayores referencias). En los últimos tiempos, a través de estudios sedimentológicos y mineralógicos, del análisis de sus facies sedimentarias y la presencia de discordancias regionales (Zalba, 1978; Leveratto y Marchese, 1983; Poiré, 1987a, 1993; Zalba, *et al.* 1988; Iñiguez *et al.*, 1989), se han podido definir secuencias de depositación, determinar las variaciones relativas del nivel del mar, y reconstruir los paleoambientes sedimentarios y la historia de su depositación. Asimismo, esto ha permitido sintetizar la estratigrafía, como se muestra en la figura 7, compuesta por un nivel de alteración del basamento y el Grupo Sierras Bayas.

El nivel de alteración del basamento tiene unos 3 m de espesor y está conformado por una arcosa residual o saprolito («gruss»), muy friable, de colores amarillentos, rojizos, verdes y grises, con pseudoestratificación, compuesto por cuarzo, microclino, plagioclasa, biotita, muscovita en matriz arcillosa illítica y óxidos de hierro. Este nivel evidencia que previamente a la depositación de los primeros sedimentos marinos, existió un período de exposición subaérea del basamento que fue afectado por procesos de meteorización (Poiré, 1987a, b; Zalba *et al.*, 1993).

La cubierta sedimentaria del Grupo Sierras Bayas, sobre la base de los perfiles relevados en Olavarría, alcanza un espesor máximo de 185 m y está conformada por una sucesión en la cual se han identificado cuatro secuencias depositacionales y cinco unidades litoestratigráficas con rango de formación (Fig. 7).

Formación Villa Mónica (Secuencia Tofolletti)

Tiene 52 a 70 m de espesor; está limitada por discordancias erosivas en la base y en el techo e incluye dos asociaciones de facies sedimentarias: una inferior cuarzo arcósica y otra superior dolomítica y pelítica. Con la depositación cuarzo-arcósica, se inicia el primer ciclo sedimentario, lo cual implica una transgresión del mar sobre la zona de alteración del basamento. El proceso comenzó en algunos sectores con un ortoconglomerado basal, cuarzo-arcósico, de grano fino, y en otros directamente con psamitas, que indicarían una competencia relativamente baja del agente de transporte, cuya energía no alcanzó a eliminar el sustrato saprolitizado de naturaleza friable. La secuencia madura composicional y texturalmente hacia arriba, ya que se van apilando vaques arcósicas, arenitas subarcósicas y finalmente arenitas cuarzosas, lo cual refleja un agente cada vez más selectivo, condiciones litorales más estables, con reducción progresiva del espacio de acomodación, ya que los feldespatos tienden a desaparecer paulatinamente. Este paquete siloclastico culmina con facies lutíticas a las que se asocian niveles delgados de areniscas, que se pueden atribuir a un proceso transgresivo, con facies marinas de más baja energía. Un reciente estudio sobre procedencia de los materiales clásticos (Zimmermann *et al.*, 2005) revela que estas sedimentitas han derivado de las rocas del basamento de Tandilia.

Con posterioridad, importantes cambios ambientales permitieron la acumulación de un conjunto

ERAS-PERIODOS	Unidades estratigráficas				SECUENCIAS DEPOSITACIONALES	
	REGION NO	REGION CENTRAL		REGION SE		
EOPALEOZOICO	Fm. Balcarce		Fm. Balcarce	Fm. Balcarce	Secuencia Batán	
	Fm. Cerro Negro	Fm. Cerro Negro		Diamictitas Sierra del Volcán Fm. Punta Mogotes	Secuencia La Providencia	
NEO-PROTEROZOICO	(580-590 Ma)	Grupo	Fm. Loma Negra	Grupo	Fm. Loma Negra	Secuencia Villa Fortabat
			Fm. Olavarría		Fm. Las Águilas	Secuencia Diamante
	(800-900 Ma)	Sierras	Fm. Cerro Largo	Sierras	Fm. Cerro Largo	Secuencia Malegni
		Bayas	Fm. Villa Mónica	Bayas	Fm. Villa Mónica	Secuencia Tofolletti
PROTEROZOICO	Complejo Buenos Aires					

Fig. 7: Cuadro estratigráfico y secuencial de la cubierta sedimentaria precámbrica/paleozoica inferior (modificado de Poiré y Spalletti, 2005).

esencialmente carbonático, formada por 36 a 52 m de dolomías amarillentas, en tres paquetes: uno basal estromatolítico, uno medio laminado y otro superior nuevamente estromatolítico. Los estromatolitos se presentan en estratos gruesos a muy gruesos (40-110 cm.) y conforman mayoritariamente biostromas estromatolíticos con algunos biohermas aislados. El buen grado de preservación ha permitido la identificación de muy diversos grupos y formas, tales como *Colonella* fm., *Conophyton ?ressotti*, *Conophyton* fm., *Cryptozoon* fm., *Gongylina* fm., *Gymnosolem* fm., *Inzeria* fm., *Jacutophyton* fm., *Jurasonia nisvensis*, *Katavia* fm., *Kotuikania* fm., *Kussiella* fm., *Minjaria* fm., *Parmites* fm., *Parmites* cf. *cocrescens* y *Stratifera* fm. (Poiré, 1987a, 1989, 1990). Estas estructuras representan a un ambiente arrecifal en el marco de una plataforma estromatolítica, que va desde zonas supratidales hasta plataforma externa. Son el resultado de la proliferación de algas cianofíceas y/o bacterias bajo condiciones de aguas marinas cálidas, de buena circulación, cristalinas, saturadas en carbonatos, de poca profundidad y con buena penetración de la luz. El registro de las bioconstrucciones estromatolíticas permite establecer un proceso de regresión general desde depósitos submareales a supramareales. Debe consignarse que los ciclos estromatolíticos biostromales son mayoritariamente somerizantes; no obstante también se ha detectado la presencia de algunos generados por profundización (Poiré, 1989, 1990).

Entre los estratos biostromales se presentan capas de lutitas verdes, que reflejarían cambios abruptos del nivel del mar. Asimismo, en los senos de algunos biostromas dómicos basales, hay una importante cantidad de ftanita, que podría corresponderse con un modelo de silicificación en zona de mezcla por progradación de una línea de costa carbonática. Vale agregar que Fairchild (1978) señala, aunque con dudas, la presencia de acritarcas en esta unidad. No obstante, Gaucher *et al.* (2005) han hallado acritarcas esferomorfas en las lutitas verdes interbiostromales de la Formación Villa Mónica, asignables a: *Leiosphaeridia minutissima*, *Leiosphaeridia tenuissima* y *Synsphaeridium* sp.

Las dolomías están coronadas por un nivel pelítico de lutitas y margas rojas con laminación ondulítica, grietas de desecación, ricas en hierro y pequeños lentes de mudstones rojizos. Este nivel se interpreta como originado en ambientes supramareales. Las paleocorrientes (N 255 y N 300, vector resultante hacia al oeste), el acuñaamiento de la unidad cuarzo-arcósica inferior hacia el sudoeste y el cambio lateral en sus características sedimentológicas, señalarían una entrada general del mar desde el este hacia el oeste.

Formación Cerro Largo (Secuencia Malegni)

Posee un espesor de 40 m y está delimitada en su base por discordancia muy marcada que permite sugerir la eliminación de un importante registro sedimentario correspondiente al techo de la Formación Villa Mónica (Poiré, 2004; Zimmermann *et al.*, 2005). Su techo presenta un pasaje transicional en el área de Sierras Bayas y uno discordante en Barker. En la primera de estas localidades está conformada por dos asociaciones de facies: una pelítica y heterolítica en su parte inferior, y otra psamítica (cuarcítica) en la superior.

En los términos más bajos de la unidad aparece un nivel diamictítico con facies de fangolitas amarillentas y blanquecinas, cuarzo-illíticas, con lentes de brechas de ftanita y brechas diamictíticas, bloques cuarcíticos, en litosomas interdigitados y deformados. Esta mezcla de litologías y deformación revela la influencia de agentes poco selectivos. La pobreza de los afloramientos de este nivel, impide aseverar si los elementos mayores son verdaderos clastos erráticos o lentes con procesos de slumps, o en su defecto ambos casos a la vez. Determinar si estas diamictitas son de origen glacial o de flujos subácueos, es materia de estudio, ya que podrían ser parte de las glaciaciones del Sturniano (720-740 Ma).

Por encima, la sucesión está compuesta por rocas pelíticas varicolores y conjuntos heterolíticos. En estos últimos depósitos el tenor de material pelítico desciende hacia arriba, pasándose de un intervalo fango arenoso a otro arenoso, de modo que la estratificación mixta pasa desde lentiforme a ondulosa y flaser. La presencia de mica glauconítica en el conjunto heterolítico sugiere condiciones de mar abierto, estable y profundidades mayores a los 50 m, baja tasa de sedimentación, pH entre 7 y 8 y Eh levemente reductor.

Las arenitas cuarzosas suprayacentes cambian de base a techo, de una facies ondulítica con niveles de estratificación monticular (HSC), ricas en glauconita, a otra de artesas y posteriormente a una de megaóndulas con óndulas sobreimpuestas con su estructura interna obliterada. La facies ondulítica se correspondería con la parte más profunda de una zona de transición, donde la base del tren de olas comenzó a actuar sobre el sustrato, en régimen subcrítico de fase de óndula y con fuerte influencia de tormentas. Presenta biopelículas y grietas de sinéresis. La facies de artesas señala un incremento en el régimen de flujo, lo cual estaría indicando una somerización en el ambiente con respecto a la facies anterior, ya que representa una zona de megaóndulas arqueadas 3 D, con paleocorrientes bimodales bipolares. Finalmente se registra el paso a una facies más energética pero siempre en régimen de flujo subcrítico, la cual generó megaóndulas de mayor tamaño y longitud de onda. Esta sucesión de arenitas cuarzosas, composicional y texturalmente muy maduras, representa una planicie arenosa subtidal, con velocidad de sedimentación lenta.

El arreglo vertical de facies en la Formación Cerro Largo permite interpretar el pasaje progresivo desde una etapa inicial de mar alto hacia condiciones más someras. Las facies sugieren que desde una zona fango arenosa submareal con glauconita se pasa regresivamente a otra menos profunda de índole areno fangosa, y luego arenosa (cuarcítica) prácticamente pura, equivalente a una zona de transición.

En la Formación Cerro Largo se identifican trazas fósiles correspondientes a *Palaeophycus* isp. y *Didymaulichnus* (Poiré *et al.* 2003). También muestra excelentes ejemplos de biopelículas asociadas a grietas de desecación lisas y con crestas centrales. Se trata de estructuras sedimentarias en arrugas milimétricas, producto de corrientes débiles que modifican un sustrato colonizado por microorganismos algales y bacterianos (Poiré y Spalletti, 2005). Estas formas se generan en ambientes de aguas someras, desde marinas a continentales.

Formación Olavarría (Secuencia Diamante, en Olavarría)

Esta unidad está conformada por 35 m de una asociación de facies pelíticas y heterolíticas que cubren a la secuencia arenosa subyacente con un contacto de tipo transicional intercalado con estratificación mixta ondulosa. Posee un intervalo inferior (27 m) de arcilitas y limolitas amarillentas que muestra estratificación mixta muy conspicua, que va de ondulosa a lentiforme en sentido ascendente. Las capas limolíticas poseen laminación entrecruzada que se interpreta como resultado de procesos mareales. Se intercalan en estas pelitas, capas delgadas (8- 20 cm) paralelas a la estratificación, concrecionales, con tenores de óxidos de hierro de hasta 70%. Por arriba aparecen arcilitas rojizas que conforman el intervalo superior (8 m) a las que se asocian lentes delgadas ondulosas de areniscas verdes (glauconíticas), que podrían representar episodios tractivos esporádicos durante tormentas.

Pothe de Baldis *et al.* (1983) han citado para la Formación Olavarría la presencia de acritarcas clasificadas como *Chuaría olavarrimensis*, *Leiosphaeridia* sp. y *Paleorivularia ontarica*. De acuerdo a nomenclatura más actualizada (Gaucher *et al.*, 2005), los dos primeros taxa corresponderían a *Chuaría circularis* y *Leiosphaeridia minutissima*; no queda claro en el caso de *Paleorivularia* si se trata de verdaderos fósiles o framboides de pirita. Además, varias acritarcas coloniales ilustradas por Pothe de Baldis *et al.* (1983) y asignadas a *Leiosphaeridia* sp. son clasificables como *Synsphaeridium*. Por otra parte, en pelitas del tope de esta unidad se reconoce una asociación que incluye *Leiosphaeridia tenuissima* como elemento dominante, una sola vesícula de *Leiosphaeridia minutissima* y colonias esféricas de esferoides de 15 µm de diámetro (cf. Poiré y Spalletti, 2005).

Cabe destacar que Andreis *et al.* (1996) habían definido la Formación Olavarría aduciendo fundamentalmente la presencia (inferida) de una discordancia sobre la Formación Cerro Largo en la Cantera de LOSA del Núcleo Central. Sin embargo existen dos afloramientos (corte de "camino de los volquetes" y cantera CASA) donde se comprueba visualmente que el contacto entre ambas unidades es transicional, de areniscas a facies heterolíticas y luego pelíticas. Este arreglo vertical conduce a pensar en un cortejo transgresivo para la base de esta secuencia, lo cual -como se verá- es consistente con lo acontecido en la base de la Formación Las Águilas, pero en una posición más profunda que no deja discordancia.

Formación Las Águilas (Secuencia Diamante, en Barker)

Esta unidad fue definida por Zalba (1978), y tratada en trabajos posteriores de Andreis y Zalba (1986) y Zalba *et al.* (1988) y está conformada por tres "litofacies": inferior, media y superior. Asimismo ha sido muy bien relevada previamente por Leveratto y Marchese (1983, pero bajo la denominación de "unidades litológicas 5, 6, 7 y 8" de la "Formación La Tinta". La Formación Las Águilas incluye todas las unidades sedimentarias presentes en la Cuchilla de Las Águilas, por arriba

de la Formación Cerro Largo, desde la base de las brechas de ftanita (“litofacies inferior”), de modo que comprende a las tres “litofacies” mencionadas, como así también al paquete cuarcítico superior que Zalba *et al.* (1988) habían adjudicado a la Formación Balcarce. Esto se sostiene en el hecho que todo este conjunto sedimentario se encuentra por debajo de los carbonatos de la Formación Loma Negra, como se observa claramente en los afloramientos del arroyo Diamante y la Calera El Infierno. Se propone la denominación de Secuencia Depositacional Diamante para la misma, la cual comienza con un evento transgresivo sobre una paleosuperficie que denota una importante discordancia (Zalba *et al.*, 1988), con su techo cubierto.

La Formación Las Águilas (25-30 m) muestra en su base una brecha de ftanita varicolor, de aproximadamente 5 m de espesor, con clastos de calcáreos oolíticos fuertemente silicificados. Hacia arriba se pasa a un conjunto (5-9 m) de pelitas ferríferas constituidas esencialmente de cuarzo, calcedonia, goethita, hematita, caolinita, pirofilita e illita, de gran importancia económica para la región, ya que porta óxidos de hierro con tenores promedio del orden de 30%, con algunos sectores de hierro masivo (hasta 70% en Fe₂O₃) que alcanza 7 m de potencia. Estas capas semejan a los BIFs (“Banded Iron Formations”) típicos en el Gondwana sudoccidental para tiempos pre-calizas de la subsecuente Formación Loma Negra en Argentina, Formación Polanco en Uruguay y Grupo Corumba en Mato Grosso do Sul, Brasil (Gaucher *et al.*, 2003).

Sobre este hierro bandeado se apoya una sucesión de facies pelíticas y heterolíticas de colores blanquecinos, amarillentos, grises y hasta violáceos, y bancos de areniscas cuarcíticas muy gruesos, de geometría lentiforme, que cortan a las sucesiones heterolíticas más finas. Las pelitas son laminadas y masivas, mientras que las heterolíticas son mayormente onduladas y lentiformes, con laminación entrecruzada por migración de óndulas cuyas paleocorrientes bipolares evidencian la presencia de una influencia mareal muy marcada. Ello condujo a Andreis y Zalba (1985) a acuñar el término “tidalitas” para estas rocas. Son comunes asimismo la presencia de grietas de sinéresis (Zalba *et al.*, 1988) y grietas asociadas a biopelículas algales y bacterianas que se asemejan a trazas fósiles de *Palaeophycus* y *Didymaulichnus* (Poiré, *et al.*, 1984; Zalba *et al.*, 1988, entre otros) que representan procesos de sedimentación en ambientes de aguas someras.

La sucesión de la Secuencia Diamante en esta región culmina con un arreglo grano y estrato creciente, somerizante, ya que en el tope aparecen típicos bancos cuarcíticos que muestran estructuras planoparalelas y estratificación entrecruzada (planar, en artesa y sigmoidal) generados por la migración de barras tridimensionales en ambiente submareal somero. En los afloramientos cercanos a San Manuel las sucesiones pelíticas, heterolíticas y psamíticas poseen similitudes notables con los depósitos de la Formación Las Águilas, pero por su posición estratigráfica, han sido interpretados como pertenecientes a las formaciones Villa Mónica y Cerro Largo (secuencias A1, A2 y B de Andreis y Zalba, 1998).

Formación Loma Negra (Secuencia Villa Fortabat)

Esta unidad está esencialmente constituida por una asociación de facies carbonáticas de 40 m de espesor, con base discordante de bajo ángulo y techo erosivo. Este último fue estudiado por Barrio *et al.* (1991), quienes detectaron una importante superficie erosiva por disolución kárstica, previo al desarrollo de la Formación Cerro Negro. La Formación Loma Negra presenta un nivel inferior de calizas rojizas (8 m) y uno superior de calizas negras (32 m).

Las características sedimentológicas de las facies rojizas basales (estratos con óndulas, laminación ondulítica y entrecruzada, y estratificación en artesas; (Fig. 7) señalan un ambiente de aguas someras, por arriba del nivel de base de olas, en una rampa carbonática. Ésta se formó por una subsidencia diferencial que posibilitó la transgresión paulatina del mar y la generación de una biocenosis algal que se convirtió en una fábrica de micrita.

Por encima se ubica la sucesión de mudstones negros laminados que representa a una zona de aguas calmas, ricas en materia orgánica, que por sus características sedimentarias y geoquímicas, indica un ambiente de albuferas. De modo tal que muy posiblemente la rampa evolucionó a plataforma a través de la generación de una barrera marginal. Otros indicios en ese sentido, se basan en la geoquímica, la cual muestra tenores de MnO que varían entre 0,05 % para facies de calizas negras (albuféricas) y 0,12 % para las facies de calizas rojas (marinas someras), acordes con plataformas carbonáticas de clima húmedo.

En calizas de la Formación Loma Negra se han reconocido *Helminthopsis* y posibles marcas de medusas. Es probable la presencia de fósiles tubulares calcáreos del tipo de la *Cloudina* con pobre preservación debido a procesos de recristalización y disolución parcial, que sería el primer hallazgo de invertebrados del tipo “shelly fauna” de la cubierta sedimentaria del Precámbrico/Paleozoico inferior de Tandilia (Zimmermann *et al.* 2005). *Cloudina* es un fósil guía del Ediacareano superior, lo cual es consistente a la edad isotópica de 550-580 Ma sugerida por Gómez Peral *et al.* (en prensa) para las calizas de esta unidad.

Un párrafo aparte merecen las evidencias que aporta el Grupo Sierras Bayas sobre la discusión de las teorías de la Tierra cubierta de hielo (“Snowball Earth”; Hoffman *et al.*, 1998) y la del glaciar fantasma (“Phantom glacial”, cf. Cozzi *et al.*, 2002). En la primera, se sostiene que La Tierra sufrió durante el Neoproterozoico glaciaciones totales que cubrieron los mares y continentes y que luego de su descongelamiento paulatino se depositaron calizas a partir de un calentamiento global y una fuerte concentración de CO₂. En contraposición, la idea del “Phantom” es que los hielos no habrían cubierto todo el planeta y que en algunos casos, como el del Ediacareano de Omán (Cozzi *et al.*, 2002) las calizas no presentan diamictitas subyacentes. Este es el caso del Grupo Sierras Bayas, en donde por debajo de los dos niveles calcáreos no aparecen paquetes diamictíticos y tampoco presenta superficies erosivas (Poiré, 2004). Lo mismo ocurre en Uruguay, donde los carbonatos de la Formación Polanco están precedidos por los depósitos de Formación Yermal, en la que no se han desarrollado sedimentos glaciales (Gaucher, 2000).

Las Sedimentitas Paleozoicas

Comprenden a los depósitos silicoclásticos de la Formación Cerro Negro (Iñiguez y Zalba, 1974) o Secuencia La Providencia, y la Formación Balcarce (Amos *et al.*, 1972; Dalla Salda e Iñiguez, 1979) o Secuencia Batán de Spalletti y Poiré (2000). Estas últimas sedimentitas han sido motivo de una investigación sedimentológica exhaustiva por parte de del Valle (1987), Spalletti (1987) y Poiré *et al.* (2003). Se apoyan indistintamente sobre el basamento cristalino (a veces alterado) (cf. Zalba *et al.*, 1993), o bien sobre términos del Grupo Sierras Bayas.

Formación Cerro Negro (Secuencia La Providencia)

Es una unidad sedimentaria muy poco aflorada cuya edad probable es el Ediacareano-Cámbrico (Gómez Peral *et al.*, en prensa), pero que aún no ha sido estudiada en su totalidad como para poder corroborar dicha asignación. Cabe destacar que sólo se cuenta con estudios de detalle en su sección basal (cf. Leanza y Hugo, 1987; Bertolino, 1988; Barrio *et al.*, 1991) y en un tramo de hasta 50 m de su porción media-superior en la cantera Cerro Negro (Iñiguez y Zalba, 1974; Andreis *et al.*, 1992) No obstante, esta unidad posee en subsuelo más de 100 m de potencia.

La sección basal en Olavarría está conformada por 12 m de margas y pelitas rojizas que se apoyan en discordancia erosiva de origen kárstico, sobre las calizas negras de la Formación Loma Negra (Barrio *et al.*, 1991). Estos autores describieron tres asociaciones de facies sedimentarias principales que de base a techo son: 1) brechas de talud, “bochones” de ftanita” y fangolitas, 2) mudstones con estratificación plana y fangolitas, y 3) mudstones con estratificación ondulítica. Esta

misma unidad basal en el área de Barker presenta similares características con brechas de talud (Dalla Salda *et al.*, 1972) en depresiones portadoras de fosfatos, que condujeron a Leanza y Hugo (1987) a definir el "Miembro Fosfático" de la Formación Cerro Negro. Por arriba del mismo y a diferencia de Olavarría, se desarrolla un intervalo de pelitas gris oliva.

La primera asociación de facies estaría estrechamente vinculada a fenómenos de disolución acaecidos durante la exposición subaérea de la etapa kárstica, con la formación de pelitas residuales, brechas de talud, desarrolladas en los bajos de la plataforma expuesta. Asimismo, se reporta la presencia de fosfatos relacionados a las brechas. En cambio, las otras dos asociaciones se originaron a partir de un nuevo ascenso del nivel de mar, con depositación costera de baja a mediana energía, ya que portan niveles que muestran gran abundancia de Skolithos de pequeño tamaño (5 cm de largo).

La cantera Cerro Negro ha dejado al descubierto 50 m (tramo medio a superior) de la Formación Cerro Negro constituido por psamitas finas y muy finas, limolitas y arcilitas, en facies de arreglos heterolíticos ricos en óndulas de diversas morfologías de crestas, de interferencia y de crestas truncadas, que sugieren un ambiente costero influenciado por oleaje y mareas, con esporádicas tormentas (cf. Andreis *et al.*, 1992).

Zimmermann *et al.* (2005) han encontrado un marcado cambio de procedencia entre las rocas de la Formación Cerro Negro y las sedimentitas subyacentes. Estos autores han descripto en la unidad que nos ocupa la presencia de niveles retrabajados de bentonitas e indicios de aporte desde un arco volcánico continental.

En la Formación Cerro Negro se han identificado microfósiles asignados a *Leiosphaeridia* sp., *L. jacutica*, *L. minutissima*, *L. tenuissima*, *Lophosphaeridium*, sp., *Synsphaeridium* sp. y *Trachysphaeridium* sp. (Cingolani *et al.*, 1991; Gaucher *et al.*, 2005).

Formación Balcarce (Secuencia Batán)

La Formación Balcarce es una sucesión sedimentaria silicoclástica que aparece con disposición subhorizontal y muy suave buzamiento hacia el sur (Teruggi *et al.*, 1958, 1962; Teruggi y Kilmurray, 1975, 1980). Aflora fundamentalmente en el sector oriental de Tandilia, desde San Manuel-Balcarce hasta la costa atlántica (Figs. 2 y 7). En esta región está constituida por secciones de hasta 90 m de espesor expuesto, en las que predominan netamente las arenitas y sabulitas cuarzosas con abundantes capas entrecruzadas de escala mediana y gruesa, y plano-paralelas, a las que se asocian niveles arenosos macizos, gradados y ondulíticos. En forma subordinada aparecen intercalaciones pelíticas (ricas en caolinita) de menos de 1 m, predominantemente macizas, así como secciones heterolíticas, con estructuras mixtas de tipo flaser, ondulosa y lenticular. Se identifican también escasos y delgados niveles de conglomerados cuarzosos finos a medianos, bien seleccionados, en su mayoría de geometría mantiforme (delgados, de menos de 0,3 m, pero con apreciable continuidad lateral).

La geometría de los cuerpos de areniscas es mantiforme, en su tope limitados por superficies convexas hacia arriba, aunque también se reconocen litosomas con formas acanaladas. Las estructuras más frecuentes son las entrecruzadas planares, tangenciales y sigmoidales de gran escala. Aún cuando el diseño de superposición más común en la Formación Balcarce es el de paquetes subhorizontales o de geometría agradacional, en el área de Batán-Chapadmalal se han reconocido clinofomas bien desarrolladas o de geometría progradacional del orden de 20 m de espesor, y que muestran relaciones de tipo toplap y downlap (Poiré *et al.*, 2003).

La Formación Balcarce es portadora de una abundante asociación de trazas fósiles (cf. Poiré y Spalletti, 2005). El reciente estudio de Poiré *et al.* (2003) señala la presencia de los siguientes taxones: *Ancorichnus ancorichnus*, *Arthropycus alleghaniensis*, *Arthropycus* isp., *Bergaueria* isp., *Cochlichnus* isp.,

Conostichus isp., *Cruziana furcifera*, *Cruziana* isp., *Daedalus labeckei*, *Didymaulichnus lyelli*, *Didymaulichnus* isp., *Diplichnites* isp., *Diplocraterion* isp., *Herradurichnus scagliai*, ?*Monocraterion* isp., *Monomorphichnus* isp., *Palaeophycus alternatus*, *Palaeophycus tubularis*, *Palaeophycus* isp., *Phycodes* aff. *pedum*, *Phycodes* isp., *Plagiognus* isp., *Planolites* isp., *Rusophycus* isp., *Scolicia* isp. y *Teichichnus* isp. Las asociaciones de trazas fósiles son típicas de la icnofacies de *Cruziana*, la cual señala un ambiente marino de aguas someras.

En el centro-oeste de Tandilia también se han descrito afloramientos que se atribuyen a la Formación Balcarce. En la zona de Chillar, sobre el basamento cristalino saprolitizado, Poiré (1998) describió un nivel de 9 m de espesor de psefitas y psamitas con trazas fósiles, en estratos gruesos a muy gruesos, al que designó informalmente “Facies Chillar” de la Formación Balcarce, por ser esencialmente distinto al resto de la unidad. El mismo está constituido por brechas y conglomerados oligomícticos de matriz areno-cuarcítica de color blanquecino, con clastos ftaníticos de hasta 8 cm y varían de muy angulosos a subredondeados. Los estratos muestran geometría tabular y lenticular, con estructuras internas masiva, de capa plana y entrecruzada. Acompañan a estas psefitas, areniscas guijosas blanquecinas, bien consolidadas, con abundantes entrecruzamientos, algunos en hueso de arenque. Las trazas fósiles reconocidas en estas areniscas guijosas son *Scolicia* isp. y *Ancorichnus ancorichnus*.

El análisis de facies (cf. Poiré *et al.*, 2003) ha permitido interpretar que la Formación Balcarce se ha originado esencialmente por procesos mareales en ambiente de plataforma marina silicoclástica somera (cara de playa hasta plataforma interna). Los cuerpos de areniscas y sabulitas entrecruzadas se han formado por migración de barras arenosas de submarea, mientras que las secciones finas, heterolíticas, corresponden a las zonas submareales de interbarras. Vale destacar que, además de procesos mareales, en la Formación Balcarce aparecen niveles generados por la actividad de olas de tormenta.

La presencia de clinofomas con dirección de progradación hacia el sur permite interpretar, tal como sugirieran Teruggi (1964) y Dalla Salda e Iñiguez (1979), que los márgenes de la cuenca se encontraban al norte de la región de Tandilia. En su estudio sobre procedencia de sedimentitas de la Formación Balcarce, Zimmermann y Spalletti (2005a, b) han sugerido que niveles de arcilitas ricas en caolinita pueden ser depósitos de cenizas silíceas, lo que sugiere la existencia de fenómenos volcánicos contemporáneos a la depositación de la unidad.

La edad de la Formación Balcarce es todavía materia de discusión. Para fijar su límite superior se ha empleado clásicamente una datación radimétrica de 450 Ma a 498 Ma (Rapela *et al.*, 1974) de una diabasa que se supone intruida en la Formación Balcarce. Otra aproximación ha sido provista por las trazas fósiles. En tal sentido, la presencia de *Cruziana furcifera* en asociación con *Arthropycus alleghaniensis*, *Didymaulichnus* isp., *Monomorphichnus* isp. y *Phycodes* isp., así como la de *Plagiognus* junto con *Arthropycus alleghaniensis*, *Didymaulichnus* isp. y *Palaeophycus tubularis*, llevaron a Poiré *et al.* (2003) a sugerir que la Formación Balcarce puede ser ubicada tentativamente en el lapso Cámbrico – Ordovícico. No obstante, Rapela *et al.* (2005) han reportado determinaciones SHRIMP U-Pb con picos de edades ca. 475-675, 975-1170 y 1685-2060 Ma, de modo que los primeros de estos valores proveen una edad máxima para la Formación Balcarce correspondiente al Ordovícico Inferior. En definitiva, la información actualizada sobre la Formación Balcarce permite acotar su máxima edad potencial. No obstante, la inseguridad con respecto a la ubicación stratigráfica del filón de diabasa de Los Barrientos (no está claro que intruya a la Formación Balcarce) no provee seguridad aún con respecto a la edad mínima posible, por lo que su precisa posición geocronológica permanece sin resolver.

Estructura, metamorfismo y tectónica

Como síntesis señalamos que la corteza precámbrica de Sudamérica está constituida por un conjunto de bloques amalgamados 1800 Ma atrás. El Cratón del Río de La Plata es el más austral, comprendiendo el sector del continente no afectado por la tectónica andina o caribeana, y caracterizado por su evolución durante tres orogénesis principales: arqueana, transamazónica, y brasiliana (de Almeida *et al.*, 2000). Abarca Tandilia, el oeste de Uruguay (Terrenos Piedra Alta y Nico Perez) y la isla Martín García en el Río de la Plata, que conecta el Proterozoico ígneo-metamórfico aflorante en Tandilia y Uruguay (Dalla Salda, 1981c). Tandilia, donde es posible que exista un núcleo arqueano, resulta de la larga evolución durante dos ciclos geotectónicos regionales sudamericanos: el transamazónico (Paleoproterozoico, 2200-1800 Ma) y el brasiliano (Neoproterozoico), este último de escasa representación.

En el Proterozoico medio-Neoproterozoico se configuró el supercontinente de Rodinia (Hoffman, 1991) y, durante el desmembramiento de éste, al final del Proterozoico, los bloques resultantes tuvieron un comportamiento tectonotérmico y migratorio independiente. Esta actividad coincide con la aparición de una importante cubierta de sedimentos marinos y los primeros organismos mesoscópicos del planeta, una posible glaciación global y el inicio de Gondwana. La evolución paleogeográfica del Cratón del Río de la Plata, es casi desconocida por la escasez de información paleomagnética. En los últimos años se intentó disminuir esta incertidumbre (Sánchez Bettucci y Rapalini, 2002). Esta información, sumada a la interpretación geológica, parece confirmar que el bloque del Río de la Plata integró el Gondwana anexándose hacia finales de la orogénesis Brasiliana (560 Ma).

En Tandilia, como en todos los complejos ígneo-metamórficos proterozoicos, las estructuras son más complicadas de observar e interpretar que la litología. La cubierta sedimentaria, la alteración y el nivel estructural expuesto, dificultan la identificación de los procesos tectónicos. Las fajas de corte miloníticas y partes de pliegues mega y mesoscópicos se destacan más fácilmente que las fracturas, que en su mayoría son inferidas por la presencia de una traza planar que interrumpe la continuidad litológica. Es así que la evolución tectónica resultó de más de un episodio de deformación, produciendo estructuras de alta complejidad como los modelos de interferencia por superposición de plegamiento. Ello hace necesario separar el estudio estructural en dos temas; uno la dúctil estructura íntima del Complejo y otro la estructura de fracturación, simultánea o más joven. La interpretación de la tectónica de transurrencia y empuje (fajas miloníticas) puede colaborar con el análisis del estilo polideformacional del basamento de Tandilia (Dalla Salda, 1981b). El primer evento deformacional (F1), relictual, que afectó el basamento, fue caracterizado por un plegamiento sinmetamórfico de ejes este-oeste y recumbente (Teruggi *et al.*, 1973). Esta fase fue relacionada con el dominio tectónico A, el más antiguo, y asociada con grandes napas volcadas hacia el nor-noreste. Según estos autores esta deformación fue acompañada de un metamorfismo de bajo rango (M1), facies esquistos verdes y grado clorita que afectó una secuencia de grauvacas con intercalaciones de derrames e intrusiones de rocas básicas.

El principal evento deformacional, regional y de mayor extensión en Tandilia (F2), que deformó F1, se relaciona con el emplazamiento de los granitoides sintectónicos fechados en 1850 Ma, mostrando trenes de pliegues orientados noreste-sudoeste (dominio B de Teruggi *et al.*, 1973) y lineación mineral, entre otras estructuras menores. M2, que alcanzó las facies de esquistos verdes grado biotita-granate, muestra su mayor grado en Balcarce (localmente granulitas con anfíbol y piroxeno rómbico) y retrogradando a clorita (Teruggi *et al.*, 1973; Dalla Salda, 1981a). Un tercer evento tectónico (F3) muestra estilos de pliegues orientados noroeste a sudeste (planos axiales casi verticales) afectando las estructuras F1 y F2. Desarrolla esquistosidad S3 orientada noroeste-

sudeste limitada a fajas de poco desarrollo (Teruggi *et al.*, 1973), y un metamorfismo de facies esquistos verdes grado clorita a biotita. Los granitoides se emplazaron durante el cierre de la fase F2, evolucionando hasta algo después de la fase F3. Nuevas dataciones permitirán ampliar este tema. Al final de esta última deformación-metamorfismo se emplazan los diques básicos ya descriptos, algo deformados, que, junto a la presencia de clorita como reemplazo de los minerales primarios, lleva a interpretar un último evento local de diafóresis en una corteza aún caliente y localmente dúctil.

Otro de los temas aún poco conocidos de Tandilia se relaciona con su fracturación, (tipos, sistemática y modelos) y su relación con los episodios regionales de deformación-metamorfismo. Las fracturas que afectan al complejo deformado y metamorfozado siguen, en general, las tres direcciones antes citadas para los trenes de pliegues y coincidentes con las lineaciones principales que caracterizan los dominios tectónicos que describieron Teruggi *et al.* (1973). Como ellos indican, las fallas noreste-sudoeste delimitan bloques orientados en ese sentido provocando rechazos horizontales de hasta varios kilómetros. Otro sistema importante, noroeste-sudeste, casi normal al anteriormente citado, resulta en una elevación de bloques en el sentido de las fallas, que resultarían de empuje de mediano ángulo. Algunas de estas fallas son rotacionales según un eje pivotante permitiendo poner en contacto diversas unidades con distinta orientación de su estructura interna, como ocurre en las cercanías de la ciudad de Tandil (cerritos de La Ribulia). Un tercer sistema de fracturación de dirección casi este-oeste, se manifiesta al sur de la ciudad de Tandil, resultando un modelo incierto del cual sólo se describió su traza y posibles desplazamientos relativos.

Las edades obtenidas al momento demuestran la larga historia geológica del Complejo Buenos Aires que abarca desde el Proterozoico temprano hasta el Precámbrico tardío. Ello da idea que Tandilia tuvo su origen en ambientes casi tan antiguos como el Arqueano y que evolucionó durante el Transamazónico, principalmente entre 2300 y 1700 Ma, con eventos tectónicos y térmicos menores y más locales, coincidentes con el Brasileño. Los datos Rb-Sr y Sm-Nd de granitoides y gneises apuntan a >2350 Ma, que parece indicar la edad del emplazamiento de los precursores ígneos; estos datos son ligeramente más antiguos que los previos, pero consistentes con los más recientes datos U-Pb del cratón en Argentina (Hartmann *et al.*, 2002) y en Uruguay (Pankhurst *et al.*, 2003) donde las rocas de Tandilia fueron comparadas con las del Terreno Piedra Alta. Las edades modelo Sm-Nd corticales que promedian 2620 Ma indicarían que los principales eventos petrológicos fueron paleoproterozoicos, pero no se descartaría una historia arqueana, como parecen comprobar las edades modelo 2670 a 2320 Ma presentadas por Cingolani *et al.*, (2002). Los datos de Pankhurst *et al.* (2003) limitan la actividad magmática hasta los 2000 Ma en el área, e indicarían que los magmas parentales de los ortogneises y granitoides estudiados en Azul se emplazaron en un régimen convergente relacionado con subducción hace 2140 Ma, y que probablemente derivaron de una corteza preexistente, diferenciada del manto 2600 Ma atrás. El emplazamiento de diques calcoalcalinos de esta edad refuerza la idea de un ambiente de subducción y arco magmático. Para los autores antes citados el Transamazónico fue relativamente efímero con un evento granítico principal, metamorfismo y emplazamiento de granitoides postorogénicos de 2070 Ma. Una errorcrona Rb-Sr, de 2009 Ma obtenida por estos autores, pueden indicar el establecimiento de una fase colisional posterior, ya que durante el intervalo 2200-1700 Ma, sólo parecería haber corteza reciclada en un sistema cerrado con deformación, metamorfismo y anatexis ocurrido sin la contribución extensa de granitoides (Pankhurst *et al.*, 2003).

Es de destacar la alta movilidad cortical de esta región durante la orogénesis transamazónica, como en toda la plataforma estable sudamericana, reflejando una serie de orógenos acrecionales y colisionales. De Almeida *et al.*, (2000) denominan "Cinturones Móviles Paleoproterozoicos" a aquellos de esa filiación en Brasil. En Tandilia este evento mayor cortical se interpretó como producto de un modelo colisional basado en los siguientes elementos: (a) presencia de amplias zonas de

gneises de alto grado, (b) alta diversidad de asociaciones rocosas, que incluyen migmatitas y granitoides de variada composición, en especial leucogranitos, cuerpos subvolcánicos, extrusivos intermedios y explosivos ácidos, (c) una polifase metamórfica y deformacional que produjo complicadas figuras de interferencia, (d) antiguos enjambres de diques, (e) rocas de fondo oceánico (Formación El Cortijo), (f) espesos cinturones de milonitas y (g) fuerte apilamiento de la corteza asociado a fallas de empuje y transcurrencia. Los cuerpos menores de rocas ultrabásicas encontradas en Cinco Cerros (de afinidades eclogíticas y marcando una anomalía gravimétrica), Punta Tota y otros, parecerían ser también parte de la colisión, resultante de un “pinzamiento” del manto durante la misma. Otros elementos que contribuyen al modelo colisional fueron aportados por Teruggi *et al.* (1988) que describieron la Formación El Cortijo como metamorfitas de bajo grado con afinidades oceánicas, emplazadas tectónicamente, y asociadas a fajas miloníticas (marcando un importante levantamiento tectónico regional) y a granitoides colisionales. Estos autores interpretaron que una zona de subducción proterozoica inferior y buzante hacia el sur, desarrolló un arco magmático (representado por granitoides cuyo eje sería paralelo a la región central del sistema serrano), en el que las volcanitas de la Sierra del Tigre (Dristas, 1983) indicarían condiciones calco alcalinas medias. A posteriori se habría producido una colisión continente-continente con obducción de material oceánico (metacherts), intensa deformación y el desarrollo de granitos postcolisionales, que culminaría con generación de intensa milonitización asociada a esa subducción exponiendo las raíces del orógeno. Además propusieron una posible dirección de transporte de sur a norte, y postularon que Tandilia sería un terreno alóctono independiente del cratón del Río de La Plata vinculado recién a los 1760 Ma a través de su amalgamación con el resto del continente Brasiliano al colisionar con el terreno Buenos Aires (Ramos, 1999).

Es por ello posible que Tandilia forme parte de una red de cinturones orogénicos de alta movilidad que, actuando casi conjuntamente a lo largo de toda la plataforma estable, sea responsable de la aglutinación de los núcleos continentales, el “Collage Transamazónico Sudamericano” de De Almeida *et al.* (2000), núcleos que se consolidaron al final del Arqueano, y se reunieron mediante esta actividad paleoproterozoica y que, muy posiblemente, existan como pequeños remanentes en Tandilia. Ambas áreas cratónicas de Argentina y Uruguay (incluyendo la Isla Martín García) presentan similares modelos estructurales, rocas cristalinas y edades. El principal evento metamórfico (M2) se desarrolló alrededor de los 2000 Ma, deformando un complejo más antiguo (ca. 2200 Ma) que fue parte de continentes pre-colisionales, muy posiblemente arqueanos. Es también notable que ambas áreas cratónicas contengan enjambres de diques tholeíticos. Esto indica un primer evento de estabilización regional a los 1600-1700 Ma, posterior al emplazamiento de los últimos leucogranitos pos-tectónicos, cuando la parte superior de la corteza aún estaba caliente y algo dúctil. Es de destacar que 1.600 Ma es la edad elegida por la Comisión de Estratigrafía de la IUGS para indicar el fin del Paleoproterozoico, no obstante la opinión de muchos colegas brasileros que sugieren sea 1800 Ma debido a la importancia en Sudamérica del evento Transamazónico (De Almeida *et al.*, 2000).

Recientemente Gaucher *et al.*, (2005), compararon las sucesiones sedimentarias del Neoproterozoico del Uruguay (Grupo Arroyo del Soldado) con las del Grupo Sierras Bayas - Formación Cerro Negro, concluyendo que ambas sucesiones se caracterizan por la intercalación de unidades carbonáticas y siliciclásticas, así como por un ambiente geotectónico correspondiente a un margen continental pasivo. Las formaciones Yermal, Polanco y Cerro Espuelitas inferior se correlacionan litoestratigráficamente con las formaciones Cerro Largo, Loma Negra y Cerro Negro de Tandilia. Además, indican que las formaciones siliciclásticas Yermal y Cerro Largo representan la ingresión del mar Vendiano (Ediacarano) sobre el Cratón del Río de La Plata y las sobreyacentes formaciones Polanco y Loma Negra, que se caracterizan por importantes depósitos carbonáticos, culminan con una expresiva superficie kárstica indicando regresión y exposición subaérea

de la plataforma La parte inferior de la Formación Cerro Espuelitas y la Formación Cerro Negro se caracterizan por depósitos margosos en la base, pasando a pelitas y facies heterolíticas hacia el tope. Estas rocas presentan una deformación según un modelo de transpresión, donde se asocian fallas de rumbo con pliegues y fracturas inversas relacionadas con la tectónica brasiliana; los rumbos e inclinaciones de dichas fracturas siguen los planos de debilidad del período extensional post-transamazónico. Sobre discordancia angular, yacen las cuarcitas -también marinas- de la Formación Balcarce, que muestra una constante y débil inclinación al oeste, interpretada como un basculamiento de los bloques mayores antes mencionados. Estas secuencias de plataforma, que fueron correlacionadas con unidades del sur de África (Dalla Salda, 1979; Dalla Salda, 1982, Gaucher *et al.*, 2005), permitieron señalarlas como las más antiguas de Gondwana (Dalla Salda *et al.*, 1996) y el primer nexa que ha vinculado antiguos cratones vecinos, como el del Río de la Plata y el del Kalahari.

Referencias

- Amos, A., Quartino, B. y Zardini, R., 1972. El "Grupo La Tinta" (Provincia de Buenos Aires). Paleozoico y Precámbrico?. *25 Congreso Brasileiro de Geología*, Actas: 211-221. Sao Paulo.
- Andreis, R.R. y Zalba, P.E., 1986. La transgresión del Ordovícico inferior y la evolución paleogeográfica del basamento cristalino en el sector Barker-Chillar, provincia de Buenos Aires, Argentina. *1 Reunión Argentina de Sedimentología*, Resúmenes Expandidos 189-192.
- Andreis, R.R. y Zalba, P.E., 1998. El basamento cristalino y eventos transgresivos y regresivos en las sucesiones silicoclásticas proterozoicas y eopaleozoicas aflorantes entre Chillar y San Manuel, Sierras Septentrionales, Buenos Aires, Argentina. *7 Reunión Argentina de Sedimentología*, Actas de Resúmenes: 101-103.
- Andreis, R.R., Zalba, P.E. e Iñiguez Rodriguez, A.M., 1992. Paleosuperficies y sistemas depositacionales en el Proterozoico superior de Sierras Bayas, Sistema de Tandilia, Provincia de Buenos Aires, Argentina. *4 Reunión Argentina de Sedimentología*, Actas 1: 283-290.
- Andreis, R.R., Zalba, P.E., Iñiguez Rodriguez, A.M. y Morosi, M., 1996. Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión superior de la Formación Cerro Largo, Sierras Bayas (Buenos Aires, Argentina). *6 Reunión Argentina de Sedimentología*, Actas : 293-298.
- Barrio, C.A.; Poiré, D.G. e Iñiguez Rodriguez, 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. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46 (1-2): 69-76.
- Bertolino, S.R.A., 1988. Estratigrafía, mineralogía y geoquímica de la Formación Cerro Negro en la zona de Villa Caci que, partidos de Juárez y Necochea, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (3): 275-286.
- Borrello, A.V., 1962. Formación Punta Mogotes (Eopaleozoico, Provincia de Buenos Aires). *Notas de la Comisión de Investigaciones Científicas, Provincia de Buenos Aires*, 1(1).
- 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, Fasc. 5, Comisión de Investigaciones Científicas, Provincia de Buenos Aires, La Plata*.
- Cozzi, A., Brasier, M.D., Allen, P.A., McCarron, G. y Amthor, J.J., 2002. Last gasp of "snowball Earth"? – A "phantom" glacial from the Late Neoproterozoic Shuram Formation of Oman. *16 International Sedimentological Congress*, Abstract : 68-69.
- Cingolani, C.A. y Bonhomme, M.G., 1982. Geochronology of La Tinta upper Proterozoic sedimentary rocks, Argentina. *Precambrian Research*, 18: 119-132.
- Cingolani, C.A., Rauscher, R. y 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 Caci que, partido de Juárez. *Revista Técnica de YPF*, 12 (2): 177-191.
- Cingolani, C., Varela, R., Dalla Salda, L., Bossi, J., Campal, N., Piñeiro, D. y Schipilov, A., 1997. Rb-Sr geochronology from the Río de La Plata craton. *South American Symposium on Isotope Geology*, Actas: 73-75.
- Cingolani, C.A., Hartmann, L.A., Santos, J.O.S. y McNaughton, N.J., 2002. U-Pb SHRIMP dating of zircons from the Buenos Aires Complex of the Tandilia Belt, Río de la Plata Craton, Argentina. *XV Congreso Geológico Argentino*, Actas 1: 149-154.
- Cingolani, C.A. y Dalla Salda, L., 2000. Buenos Aires cratonic region. En: T.Filho & A.Misi (ed.) *Tectonic Evolution of South America*: 139-147.
- Cordani, U.G. y Sato, K., 1999. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episodes* 22 (3): 167-173.

- Dalla Salda, L., 1975. *Geología y petrología del basamento cristalino en el área del Cerro El Cristo e Isla Martín García*. Provincia de Buenos Aires, República Argentina. Univ. Nacional de La Plata, Tesis doctoral (F.C.N.yM, UNLP). Inédito.
- Dalla Salda, L., 1979. Nama and La Tinta groups, a common Southern Africa-Argentina basin?. *Bull. Chamber of Mines Precambrian Research Unit, University of Cape Town, 16th. Annual Report*, :113-128. Cape Town.
- Dalla Salda, L., 1980. Some relationship between the cratonic areas of the Rio de La Plata, South America and the Western Kalahari, Africa. *Bulletin Chamber of Mines Precambrian Research Unit, University of Cape Town, 17th, Annual Report* :88-111.
- Dalla Salda, L., 1981a. The Precambrian Geology of El Cristo, Southern Tandilia region, Argentina. *Geologische Rundschau*, 70, 3, :1033-1942.
- Dalla Salda, L., 1981b. Tandilia, un ejemplo de tectónica de transcurrencia de basamento. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 36 (2): 204-207.
- Dalla Salda, L., 1981c. El basamento de la isla Martín García, Río de La Plata. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 26 (1): 29-43.
- Dalla Salda, L., 1982. Nama-La Tinta y el inicio de Gondwana. *Acta Geológica Lilloana*, 16 (1):23-28.
- Dalla Salda, L. et al., 1996. *The Geodynamic map of Gondwana Super continent Assembly*. Esc. 1:10.000.000. Unrug R. (Ed.). BRGM, 4 láminas. Francia.
- Dalla Salda, L., 1999. Cratón del Río de la Plata. El basamento granítico-metamórfico de Tandilia y Martín García. *Geología Argentina. Anales* 29, (4): 97-106. Subsecretaría de Minería.
- Dalla Salda, L., Guichón, M. y Rapela, C., 1972. Hallazgo de una brecha de talud en el techo de las calizas de Barker, Provincia de Buenos Aires, República Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 3: 133.
- Dalla Salda, L. e Iñiguez Rodríguez, A.M., 1979. La Tinta, Precámbrico y Paleozoico de Buenos Aires. *7 Congreso Geológico Argentino*, 1: 539-550, Neuquén.
- Dalla Salda, L. y Franzese, J., 1985. El basamento cristalino de la región de Balcarce, su mapeo en escala 1:50.000. Tres hojas geológicas escala 1:50.000, *Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses*. Poster.
- Dalla Salda, L., Bossi, J., y Cingolani, C., 1988. The Rio de La Plata cratonic region of Southwestern Gondwana. *Episodes*, 11 (4): 263-269.
- Dalla Salda, L., Franzese, J. y Posadas V., 1992. The 1.800 m.y. Mylonite-anatetic granitoid association in Tandilia, Argentina. R. Mason (Ed.), *Basement Tectonics, Kluwer Academic Publishers*, 7: 161-174. Canadá.
- Dalla Salda, L. de Barrio, R.E., Echeveste, H.J. y Fernández, R.R., 2005. El basamento de las Sierras de Tandilia. En: R.E. de Barrio, R.O. Etcheverry, M.F. Caballé y E. Llambías (Editores), *Geología y Recursos Minerales de la provincia de Buenos Aires. Relatorio del 16 Congreso Geológico Argentino* :31-50. La Plata.
- D'Angiola, M., Echeveste, H., Risi, D. y Vinciguerra, P., 1992. Analisis estructural de la faja milonítica del flanco norte del Cerro Albión, Sierras de Tandil. Prov. de Buenos Aires. *3 Jornadas Geológicas Bonaerenses*: 63-67.
- de Almeida, F.F., Brito Neves, B.B. y Carneiro, C.D., 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Sciences Reviews*, 50: 77-111.
- Del Blanco, M.A., Piantanida, F., Falconaro, C. y Schalamuk, I.B., 1987. Estudio geológico-económico de las canteras graníticas del partido de Azul, pcia. de Buenos Aires. *Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires. Informe* 35: 86 pp.
- del Valle, A., 1987. *Sedimentología de la Formación Balcarce en el sector oriental de Tandilia*. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Tesis Doctoral 491, 279 pp. (inédito).
- Dristas, J.A., 1983. Petrología de una metariolita en la Sierra del Tigre, Tandilia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38 (2): 192-200.
- Echeveste H. y Fernández R., 1994. Asociaciones de óxidos y sulfuros en diques básicos de las Sierras de Tandil, provincia de Buenos Aires. *Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie), Sección Geología*, XI:99-118.
- Fairchild, T.R., 1978. Vestiges of Late Precambrian (or younger) microfossils in the chert of La Tinta Formation. *Boletín Geociencias Universidade de Sao Paulo*, 5 (9): 57-152.
- Fernández, R. y Echeveste, H., 1995. Caracterización geoquímica y petrológica de diques del Sistema de Tandilia. Argentina. *Cuartas Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses*, 1: 329-337.
- Fernández R., Echeveste H., Cabana C. y Curci, M., 2001. Relación entre la zona de cizalla y el dique de diabasa de la Sierra del Tigre, Tandil, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56 (4): 529-534.
- Frisicale, M.C., Dimitri, L.V. y Dristas, J.A., 2001. Cinemática de las milonitas del basamento proterozoico en Boca de la Sierra, Sierras de Azul, Buenos Aires. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 56 (3):319-330.
- Gaucher, C., 2000. Sedimentology, palaeontology and stratigraphy of the Arroyo del Soldado Group (Vendian to Cambrian, Uruguay). *Beringeria*, 26 :1-120.
- Gaucher, C., Boggiani, P.C., Sprechmann, P., Nóbrega Sial, A. y Fairchild, T., 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 (3-4): 241-278.
- Gaucher, C., Poiré, D.G., Gómez Peral, L. y Chigliano, L. 2005 Litoestratigrafía, bioestratigrafía y correlaciones de las

- sucesiones sedimentarias del Neoproterozoico-Cámbrico del Cratón del Río de la Plata (Uruguay y Argentina). *AAS, Revista*.
- Gómez Peral, L.E., Poiré, D.G., Zimmerman, U. y Strauss, H., 2005. C-O isotope data and diagenetic constraints of the Neoproterozoic Sierras Bayas Group, (SW Gndwana), Argentina. *Chemical Geology (en prensa)*.
- Gonzalez Bonorino, F., 1954. Geología de las Sierras Bayas, Partido de Olavarría, Provincia de Bs.As., *MOP. LEMIT, Serie 2*, 55: 5-37. La Plata.
- González Bonorino, F., Zardini, R., Figueroa, M. y Limousin, T., 1956. Estudio geológico de las Sierras de Olavarría y Azul (Provincia de Buenos Aires). *LEMIT, MOP, Serie 2*, 63: 5-22, La Plata.
- Hartmann, L., Santos, J., Cingolani, C. y McNaughton, N. 2002. Two Paleoproterozoic progenies in the evolution of the Tandilia Belt, as evidence by zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *International Geology Review*, 4: 528-543.
- Hart, S.R., Krogh, T.E., Davis, G.L., Aldrich, L.T. y Munizaga, R., 1965. A geochronological approach to the continental drift hypothesis. *Carnegie Inst. Washington, Yearbooks*, 65: 57-59. Washington.
- Hoffman, P., 1991. Did the breakout of Laurentia turn Godwanaland inside out? *Science*, 252: 1405-1412.
- Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P. y Schrag, D.P., 1998. A Neoproterozoic snowball Earth. *Science*, 281: 1342 - 1346.
- Iacumin, M., Piccirillo, E., Girardi, V., Teixeira, W., Bellieni, G., Echeveste, H., Fernandez, R., Pinese J. y 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.
- Iñiguez Rodríguez, A. M., 1999. La Cobertura Sedimentaria de Tandilia. En: Caminos R. (Ed): *Geología Argentina*, pp.101-106, SEGEMAR, Anales 29, Buenos Aires.
- Iñiguez Rodríguez, A.M. y Zalba, P.E., 1974a. Nuevo nivel de arcilitas en la zona de Cerro Negro, Partido de Olavarría, Provincia de Buenos Aires. *Anales del LEMIT, Serie 2*, 264: 95-100.
- Iñiguez Rodríguez, A.M., del Valle, A., Poiré, D.G., Spalletti, L.A. y Zalba, P.E., 1989. Cuenca precámbrica-paleozoica inferior de Tandilia, Provincia de Buenos Aires. En: Chebli, G. & Spalletti, L.A. (Eds.): *Cuencas Sedimentarias Argentinas, INSUGEO, Serie Correlación Geológica*, 6: 245-263.
- Kilmurray, J.O., Leguizamón, M.A. y Ribot, A., 1985a. Los diques de diabasa del noroeste de las Sierras de Azul, Provincia de Buenos Aires. *Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses*: 863-866.
- Kilmurray, J.O. y Ribot, A., 1985b. Las blastopsefitas del basamento cristalino de la hoja Pablo Acosta, Azul, Sierras septentrionales de la Provincia de Buenos Aires. *Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses*: 931-934.
- Kostadinoff, J., 1995. *Geofísica de las Sierras del Sistema de Tandil*. Tesis Doctoral, Departamento de Geología Universidad Nacional del Sur. 1-178.
- Leanza, C.A. y Hugo, C.A., 1987. Descubrimiento de fosforitas sedimentarias en el Proterozoico Superior de Tandilia, Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42 (3-4): 417-428.
- Leveratto, M.A. y Marchese, H.G., 1983. Geología y estratigrafía de la Formación La Tinta (y homólogos) en el área clave de Sierra de La Tinta - Barker - Villa Cacique - Arroyo Calaveras, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38 (2): 235-247.
- Lema, H., y Cucchi, R., 1981. Hallazgo de metavulcanitas en el Cerro Tandileufú, Provincia de Buenos Aires. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 36: 1-103
- Lema, H. y Cucchi, R., 1985. Geología de la Sierra Alta de Vela. *Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas* 867-879.
- Linares, E. y Latorre, J., 1969. Datación por el método K/Ar de algunas rocas ígneas argentinas. *Informe inédito Comisión Nacional Energía Atómica*. Buenos Aires.
- Linares, E. y González, R., 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina 1957-1987. *Publicaciones especiales de la Asociación Geológica Argentina, serie B (Didáctica y complementaria)* N° 19.
- Marchese, H.G. y Di Paola, E.C., 1975a. Reinterpretación estratigráfica de la Perforación Punta Mogotes N° 1, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30 (1): 17-44.
- Marchese, H.G. y Di Paola, E., 1975b., Miogeosinclinal Tandil. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30 (2): 161-179.
- Pankhurst, R.J., Ramos, V.A. y Linares, E., 2003. Antiquity of the Río de la Plata craton in Tandilia, Southern Buenos Aires Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 16 (1): 5-13.
- Poiré, D.G., 1987a. *Mineralogía y sedimentología de la Formación Sierras Bayas en el Núcleo Septentrional de las sierras homónimas, partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires*. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Tesis Doctoral 494, 271 pp. (inédito).
- Poiré, D.G., 1987b. Dolomitización estromatolítica / enterramiento tardío en el Precámbrico de Olavarría, provincia de Buenos Aires, Argentina. *10 Congreso Geológico Argentino*, 2: 25-28.
- Poiré, D.G., 1989. Stromatolites of the Sierras Bayas Group, Upper Proterozoic of Olavarría, Sierras Septentrionales, Argentina. *Stromatolite Newsletter*, 14: 58-61.
- Poiré, D.G., 1990. Ciclos estromatolíticos y cuerpos monoestromatolíticos de la Formación Villa Mónica,

- Precámbrico de Olavarría: su significado sedimentológico. *3 Reunión Argentina de Sedimentología*, Actas: 223-228.
- Poiré, D.G., 1993. Estratigrafía del Precámbrico sedimentario de Olavarría, Sierras Bayas, provincia de Buenos Aires, Argentina. *13 Congreso Geológico Argentino y 3 Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 1-11.
- Poiré, D.G., 1998. Estructuras sedimentarias orgánicas en sedimentitas gruesas del Paleozoico de Chillar, Tandilia, Argentina. *5 Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses*, 1: 9-18.
- Poiré, D.G., 2004. Sedimentary history of the Neoproterozoic of Olavarría, Tandilia System, Argentina: new evidence from their sedimentary sequences and unconformities - A "snowball Earth" or a "phantom" glacial? *1 Symposium on Neoproterozoic-Early Paleozoic Events in SW-Gondwana, Extended Abstracts* 46-48.
- Poiré, D.G., del Valle, A. y Regalía, G.M., 1984. Trazas fósiles en cuarcitas de la Formación Sierras Bayas (Precámbrico) y su comparación con las de la Formación Balcarce (Cambro-Ordovícico), Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. *9 Congreso Geológico Argentino*, 4: 249-266.
- Poiré, D.G. y Spalletti, L.A., 2005. La cubierta sedimentaria precámbrica/paleozoica inferior del Sistema de Tandilia. En: R.E. de Barrio, R.O. Etcheverry, M.F. Caballé y E. Llambías (Editores), *Geología y Recursos Minerales de la provincia de Buenos Aires. Relatorio del 16 Congreso Geológico Argentino*:51-68. La Plata.
- Poiré, D.G., Spalletti, L.A. y del Valle, A., 2003. The Cambrian-Ordovician siliciclastic platform of the Balcarce Formation (Tandilia System, Argentina): facies, trace fossils, palaeoenvironments and sequence stratigraphy. *Geologica Acta*, 1 (1): 41-60.
- Pothe de Baldis, E.D., Baldis, B. y Cuomo, J., 1983. Los fósiles precámbricos de la Formación Sierras Bayas (Olavarría) y su importancia intercontinental. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38 (1): 73-83.
- Quartino, B.J. y Villar Fabre, J.F. 1967. Geología y petrología del basamento de Tandil y Barker (Provincia de Buenos Aires), a la luz del estudio de localidades críticas. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 22 (3): 223-251.
- Rabassa, L., 1973. Geología superficial de la Hoja "Sierras de Tandil" Provincia de Buenos Aires. *LEMIT, La Plata, Serie 2*: 240, 117-160.
- Ramos, V.A., 1996. Evolución tectónica de la plataforma continental. En Ramos, V.A. y Turic, M.A. (eds), *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina, 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Relatorio, 21: 385-404.
- Ramos, V.A., 1999. Rasgos estructurales del territorio argentino. 1. Evolución Tectónica de la Argentina. En Caminos, R. (ed.), *Geología Argentina*, Anales 29, 24: 715-784. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Subsecretaría de Minería. Buenos Aires.
- Rapela, C.W., Dalla Salda, L.H. y Cingolani, C., 1974. Un intrusivo básico ordovícico en la Formación La Tinta (Sierra de los Barrientos), Provincia de Buenos Aires. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 29 (3): 319-331. Buenos Aires.
- Rapela, C.W., Fanning, C.M. y Pankhurst, R.J., 2005. The Rio de La Plata Craton: the search for its full extent. *Academia Nacional de Ciencias, Gondwana 12 Abstracts*: 308.
- Ribot, A., 2000. Azul Shear Zone (ASZ), an example of Precambrian stress metamorphism in Tandilia, Argentina. *31 International Geological Congress, CD abstracts*, Río de Janeiro.
- Ronconi, N.; Marchionni, D.S. y Echeveste, H., 1994. Nuevas variedades de rocas ornamentales de la provincia de Buenos Aires. II parte. En situación Ambiental de la provincia de Buenos Aires. A. Recursos y rasgos naturales en la evaluación ambiental. Año 4: 28. *Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires*.
- Sánchez Bettucci, L., y Rapalini, A., 2002. Paleomagnetism of the Sierra de la Animas Complex, Southern Uruguay: implications in the assembly of Western Gondwana. *Precambrian Research*, 118 (3-4): 243-265.
- Spalletti, L.A. 1987. Características y significado sedimentológico de las formas, cuerpos y estructuras originadas por agentes fluidos en sustratos incoherentes. *Revista del Museo de La Plata, Nueva Serie, Geología*, 10: 16-69.
- Spalletti, L.A. y del Valle, A., 1984. Las diamictitas del sector oriental de Tandilia: caracteres sedimentológicos y origen. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39 (3-4): 188-206.
- Spalletti, L.A. y Poiré, D.G., 2000. Secuencias silicoclásticas y carbonáticas del Precámbrico y Paleozoico inferior del Sistema de Tandilia, Argentina. *2 Congreso Latinoamericano de Sedimentología y 8 Reunión Argentina de Sedimentología, Guía de Campo*, 39 pp., Mar del Plata.
- Spalletti, L.A., Poiré, D.G., Isla, F. y Zárata, M., 1996. Litoral atlántico bonaerense y Sistema de Tandilia. *6 Reunión Argentina de Sedimentología, Guía de Excursión Geológica*, 15 pp., Bahía Blanca.
- Teixeira, W., Pinese, J., Iacumin, M., Girardi, V., Piccirillo, E., Echeveste, H., Ribot, A., Fernández, R., Renne, P.R. 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 the Trans-Amazonian orogeny. *Precambrian Research*, 119 (1-4): 329-353.
- Teruggi, M.E., Mauriño, V., Limousin, T. y Schauer, O., 1958. Geología de las sierras de Tandil. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 13 (3): 185-204.
- Teruggi, M.E., Mauriño y V., Limousin, T., 1962. Geología de la porción oriental de las sierras de Tandil. *1 Jornadas Geológicas Argentinas*, 2: 359-372.
- Teruggi, M.E., Mauriño, V.E., Limousin, T.A. y Schauer, O., 1958. Geología de las Sierras de Tandil. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 13 (3): 185-204.

- Teruggi, M.E., Mauriño, V.E., Limousin, T.A. y Schauer, O., 1962. Geología de la porción oriental de las Sierras de Tandil. *Primeras Jornadas Geológicas Argentinas* 2: 359-372.
- Teruggi, M., Kilmurray, J. y Dalla Salda, L., 1973. Los dominios tectónicos de la región de Tandil. *Anales Sociedad Científica Argentina*, CCXCV, 1-2:81-94.
- Teruggi, M., Kilmurray, J., y Dalla Salda, L., 1974a. Los dominios tectónicos de la región de Balcarce. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 29 (3):265-276.
- Teruggi, M., Kilmurray, J., Rapela, C. y Dalla Salda, L., 1974b. Diques básicos en las Sierras de Tandil. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 19 (1): 41-60.
- Teruggi, M.E. y Kilmurray, J.O., 1975. Tandilia. En Relatorio Geología de la provincia de Buenos Aires, 6 Congreso Geológico Argentino, 55-77.
- Teruggi, M.E., y Kilmurray, J.O., 1980. Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires. En: Geología Regional Argentina. *Academia Nacional de Ciencias, Córdoba*, 2: 919-956
- Teruggi, M.E., Leguizamón, M.A., y Ramos, V.A., 1988. Metamorfitas de bajo grado con afinidades oceánicas en el basamento de Tandil: su implicancia geotectónica, Provincia de Buenos Aires. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 43 (3): 366-374.
- van Staden, A., Zimmermann, U. y Germs, G.J.B., 2005. Provenance and depositional study on tillites from El Volcán Hill, Tandilia System in east Argentina: preliminary results. *16 Congreso Geológico Argentino*, 1: 239-246.
- Varela, R., Cingolani, C.A. y Dalla Salda, L.H., 1989. Geocronología rubidio-estroncio en granitoides del basamento de Tandil, provincia de Buenos Aires, Argentina. Segundas Jornadas Geológicas Bonaerenses (Bahía Blanca). *Comisión Investigaciones Científicas, provincia de Buenos Aires, La Plata, Argentina*. 291-305.
- Varela, R., Dalla Salda, L. y Cingolani, C., 1989. La edad Rb-Sr del granito de Vela, Tandil. *Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses. Actas*: 881-891.
- Villar Fabre, J.F., 1954. Resumen geológico de la hoja 32 q, Sierras de Tandil. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 9 (2): 109-130.
- Villar Fabre, J.F., 1955. Resumen geológico de la Hoja 32p, Sierras del Azul, Provincia de Buenos Aires. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 10 (2):75-99.
- Zalba, P.E., 1978. *Estudio geológico-mineralógico de los yacimientos de arcillas de la zona de Barker, partido de Juarez, provincia de Buenos Aires y su importancia económica*. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Tesis Doctoral 362, 75 pp.
- Zalba, P.E. y Andreis, R.R., 1998. Basamento saprolitizado y secuencia sedimentaria suprayacente en San Manuel, Sierras Septentrionales de Buenos Aires, Argentina. *7 Reunión Argentina de Sedimentología*, Actas: 143-153.
- Zalba, P.E., Andreis, R.R. e Iñiguez Rodríguez, A.M., 1988. Formación Las Águilas, Barker, Sierras Septentrionales de la Prov de Buenos Aires, nueva propuesta estratigráfica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (2): 198-209.
- Zalba, P.E., Andreis, R.R. y Lorenzo, F., 1982. Consideraciones estratigráficas y paleoambientales de la secuencia basal eopaleozoica en Cuchilla de las Águilas, Barker, Argentina. *5 Congreso Latinoamericano de Geología*, 2: 389-409.
- Zalba, P.E., Poiré, D.G., Andreis, R.R. e Iñiguez Rodríguez, A.M., 1993. Precambrian and Lower Paleozoic records and paleosurfaces of the Tandilia System, Buenos Aires Province, Argentina. En: Schmitt, J.M. y Gall, Q. (Eds.): *Mineralogical and Geochemical Records of Paleoweathering. Memoire des Sciences de la Terre*, 18 : 93-113.
- Zimmermann, U. y Spalletti, L., 2005a. The provenance of the Lower Palaeozoic Balcarce Formation (Tandilia System, Buenos Aires Province, Argentina). *16 Congreso Geológico Argentino*, 3: 203-210.
- Zimmermann, U. y Spalletti, L., 2005b. Provenance of the Balcarce Formation: an indicator for Early Palaeozoic volcanism in Eastern Argentina?. *Academia Nacional de Ciencias, Gondwana 12 Abstracts*: 377.
- Zimmermann, U., Poiré, D.G. y Gómez Peral, L., 2005. Provenance studies on Neoproterozoic successions of the Tandilia System (Buenos Aires Province, Argentina): preliminary data. *16 Congreso Geológico Argentino*, 4: 561-568.

Recibido: 18 de Febrero 2005

Aceptado: 16 de Junio de 2006

