

**Programa Nacional de Cartas Geológicas
de la República Argentina
1:250.000**

**Hojas Geológicas 3760-I, II, III y IV
Olavarría, Azul, Coronel Pringles y Tandil**

Provincia de Buenos Aires

Mariela P. Etcheverría, Alicia Folguera, Leonardo D. Escosteguy,
Ana M. Tedesco, Javier Peroni, Pablo Juárez, Marcelo Zárate,
Jazmín Schencman y Juan Alcalde



Sierra Alta de Vela, vista hacia el sudoeste.

**Programa Nacional de Cartas Geológicas
de la República Argentina
1:250.000**

**Hojas Geológicas 3760-I, II, III y IV
OLAVARRÍA, AZUL,
CORONEL PRINGLES y TANDIL
Provincia de Buenos Aires**

Geología	Mariela Patricia Etcheverría ¹ Alicia Folguera ¹ Leonardo Darío Escosteguy ² Ana María Tedesco ¹ Marcelo Zárate ³ Juan Alcalde ⁴ Javier Peroni ¹
Geofísica	Leonardo Darío Escosteguy ²
Geomorfología	Pablo Juárez ⁵
Recursos Minerales	Mariela Patricia Etcheverría ¹ y Jazmín Schencman ¹
Petrografía	

¹ Servicio Geológico Minero Argentino - Dirección Nacional de Geología y Recursos Minerales

² Servicio Geológico Minero Argentino - Centro Salta

³ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

⁴ Servicio Geológico Minero Argentino y Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

⁵ Servicio Geológico Minero Argentino - Centro Viedma

Supervisión: Gabriela Anselmi

Validación: Marcelo Cegarra y María Fernanda Rodríguez

Edición: xxx

Normas, dirección y supervisión de la Dirección Nacional de Geología y Recursos
Minerales

**SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO
DIRECCIÓN NACIONAL DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES**

Boletín Nº 463

Buenos Aires - 2026 (en prensa)

SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

Presidente: Dr. Julio Matteo Bruna Novillo

DIRECCIÓN NACIONAL DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

Director: Dr. Martín Ricardo Gozalvez

DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA

Directora: Dra. Alicia Folguera

REFERENCIA BIBLIOGRÁFICA

Esta publicación debe citarse como:

Etcheverría, M.P., Folguera, A., Escosteguy, L.D., Tedesco, A.M., Peroni, J., Juárez, P., Zárate, M., Schencman, J., Alcalde, J. 2026 (en prensa). Hojas Geológicas 3760-I, II, III y IV, Olavarría, Azul, Coronel Pringles y Tandil, provincia de Buenos Aires. Escala 1:250.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 463. Buenos Aires.

Ejemplo cita particular:

Peroni, J. 2026 (en prensa). Geofísica. En Hojas Geológicas 3760-I, II, III y IV, Olavarría, Azul, Coronel Pringles y Tandil, provincia de Buenos Aires. Escala 1:250.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 463. Buenos Aires.

ISSN 0328-2333

ES PROPIEDAD DE LA DIRECCIÓN NACIONAL DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES-SEGEMAR
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN

Av. General Paz 5445 (Colectora provincia) 1650 - San Martín - Buenos Aires - República Argentina
Edificios 14 y 25 – (11) 5670-0100
www.segemar.gov.ar

CONTENIDO

RESUMEN	1
ABSTRACT	3
1. INTRODUCCIÓN	4
Ubicación de las Hojas y área que abarcan.....	4
Naturaleza del trabajo.....	5
Situación y características geográficas.....	7
Investigaciones anteriores.....	9
2. ESTRATIGRAFÍA	10
Relaciones generales.....	10
2.1. Precámbrico.....	13
2.1.1. Paleoproterozoico.....	13
Complejo Buenos Aires.....	13
Migmatitas y metamorfitas (1).....	14
Granitoides (2).....	21
Metavolcanitas ácidas (3).....	25
Metabasitas (4).....	27
Formación El Cortijo (5).....	36
2.1.2. Neoproterozoico.....	39
Grupo Sierras Bayas.....	39
Formación Villa Mónica (6).....	39
Formación Cerro Largo (7).....	46
Formación Olavarría (8).....	50
Formación Las Águilas (9).....	54
Formación Loma Negra (10).....	57
Formación Cerro Negro (11).....	60
2.2. Paleozoico.....	65
2.2.1. Ordovícico Inferior-Silúrico inferior.....	65
Formación Balcarce (12).....	65
2.2.2. Ordovícico Superior-Devónico.....	71
Diabasa Sierra de Los Barrientos (13).....	71
2.2.3. Carbonífero superior-Pérmico.....	73

Grupo Pillahuincó.....	73
Formación Tunas (14).....	73
2.3. Cenozoico.....	78
2.3.1. Neógeno.....	81
2.3.1.1. Mioceno Superior-Plioceno Inferior.....	81
Formación Barker (15).....	81
2.3.1.2. Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior.....	87
Depósitos aluviales antiguos (16).....	87
2.3.2. Cuaternario.....	89
2.3.2.1. Pleistoceno Medio.....	89
Formación Vela (17).....	89
2.3.2.2. Pleistoceno Superior-Holoceno.....	96
Sedimentos loessoides (18).....	96
Depósitos fluviales (19).....	100
Arenas eólicas (20).....	105
Depósitos de bajos y lagunas (21).....	114
3. ESTRUCTURA Y TECTÓNICA.....	117
3.1. Ciclo Tandileano.....	117
3.2. Ciclo Brasiliano.....	122
3.3. Ciclo Famatiniano y Gondwánico.....	125
3.4. Ciclo Patagónico.....	128
3.5. Ciclo Ándico.....	129
4. GEOFÍSICA.....	131
5. GEOMORFOLOGÍA.....	135
6. HISTORIA GEOLÓGICA.....	142
7. RECURSOS MINERALES.....	145
7.1. Depósitos de minerales metalíferos.....	149
7.2. Depósitos de minerales industriales.....	150
7.3. Combustibles sólidos e hidrocarburos.....	162
8. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO.....	170
TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO.....	177

RESUMEN

Las Hojas Geológicas 3760-I/II/III/IV, Olavarría, Azul, Coronel Pringles y Tandil, están ubicadas en el sector centro-sur de la provincia de Buenos Aires y abarcan parte de las provincias geológicas Cuenca del Salado, Llanura Chaco – Bonaerense, Tandilia y Cuenca de Claromecó. La secuencia estratigráfica expuesta se extiende desde el Paleoproterozoico hasta el Holoceno. Las unidades más antiguas presentes están constituidas por rocas de basamento, principalmente ígneo metamórficas, de edad paleoproterozoica del Complejo Buenos Aires y por las sedimentitas y calizas marinas neoproterozoicas del Grupo Sierras Bayas y de la Formación Cerro Negro. El Paleozoico está representado por la Formación Balcarce (sedimentitas del Ordovícico Inferior-Silúrico inferior), por la Diabasa Sierra de Los Barrientos (Ordovícico Superior-Devónico) y por la Formación Tunas (sedimentitas del Carbonífero superior-Pérmico). La secuencia continúa con las sedimentitas de la Formación Barker y Depósitos aluviales antiguos (Neógeno-Pleistoceno Inferior). La columna se completa con unidades pleistocenas y holocenas, las cuales se distribuyen ampliamente en la región. Éstas están representadas por la Formación Vela, por sedimentos eólicos (loessoides y campos de dunas) y por depósitos fluviales y de bajos y lagunas.

La historia tectónica de la región es muy compleja. Las rocas del Complejo Buenos Aires forman parte del cratón del Río de la Plata y evolucionaron principalmente durante el ciclo geotectónico Tandileano (2200 a 1800 Ma) y responden a más de un evento deformacional. Los movimientos orogénicos acaecidos durante el ciclo Brasiliano afectaron tanto al basamento como a la cubierta sedimentaria neoproterozoica y produjeron fallamientos que dieron como resultado una serie de bloques hundidos y elevados. Posteriormente, en el Paleozoico superior, se produjo en el flanco sudoccidental de Gondwana una deformación compresiva que produjo fallamientos transcurrentes dextrales con componentes cabalgantes con transporte tectónico hacia el noreste y que contribuyeron a la formación de la faja plegada y corrida de la Sierra de Ventana y de la Antefosa de Claromecó, su cuenca de antepaís asociada. Durante el ciclo Patagónico se generó la cuenca aulacogénica del Salado. Finalmente, para el ciclo Ándico hay evidencias de reactivación respetando antiguas zonas de fracturas.

Geomorfológicamente se diferencian cuatro ambientes principales: el Cordón Serrano Septentrional, de relieve bajo y discontinuo; la Pampa Interserrana, con lomadas suaves; la Pampa Deprimida, de topografía plana y drenaje deficiente; y la Pampa

Arenosa, con campos de médanos. Los procesos fluviales y eólicos son dominantes en la configuración del paisaje.

Los recursos mineros más importantes son los yacimientos de minerales industriales, principalmente para construcción. Entre ellos se destacan las canteras de rocas ígneas y metamórficas, de piedra caliza, dolomita y de arcilla, materiales que se utilizan para la producción de piedra partida, granito en bloque, cemento, cal y cerámicos, entre otros.

Palabras clave: Sierras Septentrionales, Cuenca de Claromecó, Barker, Tandileano.

EN PRENSA

ABSTRACT

Geological Sheets 3760-I/II/III/IV, Olavarría, Azul, Coronel Pringles, and Tandil, are located in the south-central sector of the province of Buenos Aires and cover part of the geological provinces of Cuenca del Salado, Llanura Chaco – Bonaerense, Tandilia, and Cuenca de Claromecó. The exposed stratigraphic sequence extends from the Paleoproterozoic to the Holocene. The oldest units present are basement rocks, mainly igneous metamorphic, of Paleoproterozoic age from the Buenos Aires Complex and Neoproterozoic marine sediments and limestones from the Sierras Bayas Group and the Cerro Negro Formation. The Paleozoic is represented by the Balcarce Formation (Lower Ordovician-Lower Silurian sediments), the Sierra de Los Barrientos Diabase (Upper Ordovician-Devonian), and the Tunas Formation (Upper Carboniferous-Permian sediments). The sequence continues with the sediments of the Barker Formation and ancient alluvial deposits (Neogene-Lower Pleistocene). The column is completed by Pleistocene and Holocene units, which are widely distributed throughout the region. These are represented by the Vela Formation, by eolian sediments (loessoids and dune fields), and by fluvial deposits and lowlands and lagoons.

The tectonic history of the region is very complex. The rocks of the Buenos Aires Complex are part of the Río de la Plata craton and evolved mainly during the Tandilian geotectonic cycle (2200 to 1800 Ma) and respond to more than one deformational event. The orogenic movements that occurred during the Brasiliano cycle affected both the basement and the Neoproterozoic sedimentary cover and produced faults that resulted in a series of sunken and elevated blocks. Later, in the Upper Paleozoic, a compressive deformation occurred on the southwestern flank of Gondwana, producing dextral strike-slip faults with thrust components with tectonic transport to the northeast, which contributed to the formation of the Sierra de Ventana fold and thrust belt and the Antefosa Claromecó, its associated foreland basin. During the Patagonidian cycle, the Salado aulacogenic basin was generated. Finally, for the Andean cycle, there is evidence of reactivation respecting ancient fracture zones.

Geomorphologically, four main environments can be distinguished: the Northern Hill Range, with low and discontinuous relief; the Interserrana Pampa, with gentle hills; the Depressed Pampa, characterized by flat topography and poor drainage; and the Sandy Pampa, with dune fields. Fluvial and aeolian processes dominate the landscape configuration.

The most important mineral resources are industrial mineral deposits, mainly for construction. Among these are quarries of igneous and metamorphic rocks, limestone, dolomite, and clay, materials used for the production of crushed stone, granite blocks, cement, lime, and ceramics, among others.

Keywords: Sierras Septentrionales, Claromecó Basin, Barker, Tandileano

EN PRENSA

1. INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN DE LAS HOJAS Y ÁREA QUE ABARCAN

Las Hojas Geológicas 3760-I/II/III/IV, Olavarría, Azul, Coronel Pringles y Tandil, están ubicadas en el sector centro-sur de la provincia de Buenos Aires. Cubren una superficie de 14.994 km², 15.048 km², 14.800 km² y 14.851 km², respectivamente, lo que suma un total de 59.693 km² relevados. Están limitadas por los paralelos 36° y 38° S y los meridianos 58°30' y 61°30'O (Fig. 1).

Abarcan parte de las provincias geológicas Cuenca del Salado, Llanura Chaco – Bonaerense, Tandilia y Cuenca de Claromecó, de acuerdo con Ramos (1999 a).

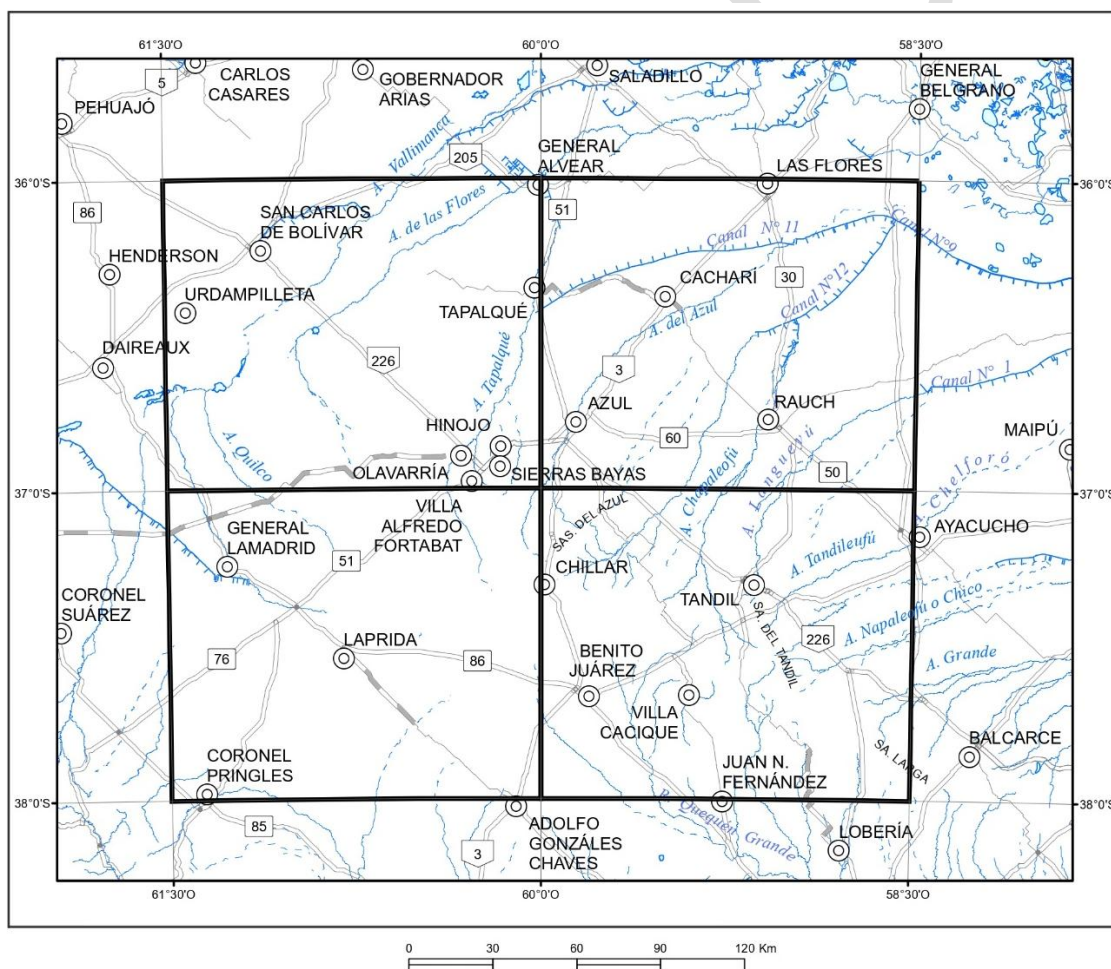


Figura 1. Mapa de ubicación de las Hojas Geológicas Olavarría, Azul, Coronel Pringles y Tandil.

NATURALEZA DEL TRABAJO

Este trabajo se efectuó siguiendo las normas establecidas por el Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina para la escala 1:250.000. Para su realización se hizo inicialmente un mapa preliminar sobre la base de cartografía previa, de datos obtenidos mediante recopilación bibliográfica y de la interpretación de imágenes TM, ASTER y SRTM a escalas 1: 100.000 y 1:250.000 y de aquellas que provee el programa Google Earth. El procesamiento de imágenes SRTM estuvo a cargo del Lic. Diego Azcurra.

Las labores de campo se llevaron a cabo durante tres campañas, de 20 días cada una, en junio de 2017, en abril-mayo de 2018 y marzo de 2023. En las dos primeras se contó con la colaboración del Sr. Ramón Olivera quien participó como ayudante de campo y chofer. En todas ellas se realizaron tareas de mapeo litológico-estructural, descripción y recolección de muestras y confección de perfiles columnares y transversales.

Las muestras de grano suelto (58), representativas de diferentes unidades, fueron procesadas en el Laboratorio de Procesamiento de Minerales del Instituto Tecnológico Minero (INTEMIN) del SEGEMAR. Para determinar la tonalidad se usó la Carta de Colores de Rocas (Rock Color Chart). El análisis granulométrico se hizo por medio de tamizado con técnica mixta y Sedigraph (analizador Sedigraph 5120). Se utilizó una serie de tamices a intervalos de 1 ϕ , ordenados según la escala granulométrica conforme a las normas ASTM (*American Society for Testing and Materials*). También, se procedió a eliminar el carbonato de calcio mediante digestión con ácido clorhídrico. Con los resultados obtenidos, Tedesco (2024) realizó diagramas de distribución granulométrica y calculó los parámetros estadísticos (selección, asimetría y agudeza) con las fórmulas propuestas por Folk y Ward (1957) utilizando la escala Phi de Krumbein (1934) y la nomenclatura de McManus (1988), mientras que para la clasificación textural usó la sugerida por Folk *et al.* (1970).

Las secciones delgadas (43), representativas de diferentes unidades, fueron hechas en el Laboratorio de Mineralogía área de Petrotomía del Instituto Tecnológico Minero (INTEMIN) del SEGEMAR. Los estudios petrográficos de las secciones delgadas de rocas ígneas y metamórficas fueron realizados por la primera autora de este trabajo, mientras que los de rocas sedimentarias por Schencman (2025). Las abreviaturas de los minerales utilizadas son las propuestas por Kretz (1983).

Las dataciones absolutas de circones (seis) por el método U-Pb, mediante espectrometría de masas de múltiple colección con plasma de acoplamiento inductivo e ingreso de muestra por ablación láser (LA-MCICP-MS), se realizaron en el Laboratorio de Geoquímica Isotópica y Geocronología (SEGECRON) del SEGEMAR. Para la obtención de estos datos se contó el equipo ANALYTE G2 Excimer Laser Ablation System y el espectrómetro Neptune Plus multi colector. Para corregir las razones isotópicas se utilizaron los patrones 91500 (Wiedenbeck *et al.* 1995) y Mudtank (Horstwood *et al.* 2016). El fraccionamiento de U-Pb fue corregido y la dispersión analítica propagada a las proporciones isotópicas siguiendo el método de Bühn *et al.* (2009).

Para una mejor ubicación geográfica del lector se utilizarán las abreviaturas HO, HA, HCP y HT como referencia a las Hojas Olavarría, Azul, Coronel Pringles y Tandil, respectivamente.

SITUACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS

En la región abarcada por estas Hojas se distinguen un área serrana, una intraserrana-periserrana con suaves ondulaciones, una medanosa y otra llana de muy suave pendiente y con sectores anegadizos.

La primera está integrada por una faja serrana de escasa altura que atraviesa la región central de la provincia de Buenos Aires en dirección NO-SE, denominada Sierras Septentrionales. La longitud de este cordón es de aproximadamente 300 km y se extiende desde las lomadas de Quillalauquén, al noroeste de Olavarría, hasta cabo Corrientes en Mar del Plata, donde continúa, en forma submarina, en la plataforma continental. Su ancho es variable, con un máximo de 60 km en cercanías de la localidad de Tandil. Su altura alcanza los 524 m s. n. m. en el cerro La Juanita (al este de Barker). Este cordón serrano puede ser dividido de noroeste a sudeste en tres grupos principales de sierras: Olavarría-Sierras Bayas-Azul, Tandil-Barker y Balcarce-Lobería-Mar del Plata. En líneas generales, dadas las litologías presentes, se observan dos tipos de paisaje: un relieve suave y redondeado como resultado de la erosión de las rocas de basamento y otro mesetiforme con frentes escarpados hacia el noreste y suave pendiente hacia el suroeste.

El área intraserrana-periserrana se caracteriza por presentar suaves lomadas formadas por sedimentos pliopleistocenos entre las que aparecen saltuariamente pequeños afloramientos de roca dura, muchas veces al ras del suelo. En líneas generales

estas lomadas están protegidas por la presencia de un calcrete y cubiertas por una delgada capa eólica.

La zona medanosa se encuentra en la esquina noroeste de la Hoja Olavarría, allí prevalecen cordones medanosos en cuyas interdunas es muy común la presencia de pequeños bajos y lagunas.

Hacia el norte y sur del cordón serrano se extienden sectores más llanos, en general, con una suave pendiente hacia las cuencas del Salado y de Claromecó.

En el sector norte, aún es posible identificar antiguos cordones medanosos muy erosionados. Esta región está atravesada por arroyos permanentes con pendientes hacia el noreste, tales como Vallimanca, de Las Flores, Tapalqué, del Azul, de los Huesos, Chapaleofú, Langueyú, Tandileofú y Napaleofú Chico.

En el sector sur (principalmente en la Hoja Coronel Pringles) y con dirección NE-SO, se destaca una zona alta, con mal drenaje, donde abundan bajos y lagunas, que actúa como divisoria de aguas. Hacia el sureste de ésta, el área está atravesada por los arroyos permanentes Quequén Grande, Calaveras y Quequén Chico, entre otros, los que desaguan directamente en el mar Argentino. En cambio, al noroeste de esta divisoria los colectores principales son los arroyos Vallimanca, de Las Flores y Tapalqué, los cuales desaguan en el río Salado. Actualmente esta red fluvial ha sido intensamente canalizada por el hombre.

Es común a toda la región que en las zonas aledañas a los arroyos se encuentren partes bajas y anegadizas, con lagunas permanentes (Pay Lauquen, San Luis y Blanca Grande, entre otras) e intermitentes que ocupan cuencas de deflación.

La vegetación autóctona prácticamente es inexistente ya que ha sido arrasada para la implantación de zonas de cultivo o por la inserción de especies introducidas. En espacios relictuales de relieve llano predomina la estepa o pseudoestepa de gramíneas, donde los géneros dominantes son *Stipa* y *Piptochaetium*. En el ambiente serrano predomina la estepa arbustiva, donde los géneros más abundantes son *Baccharis*, *Discaria* y *Margiricarpus*, entre otros. Los árboles que existen en la región son en su totalidad especies introducidas. En los bordes de lagunas y en zonas bajas y anegadizas son comunes los pajonales de juncos, espadañas o totoras y, asociados a cursos de agua, los pastizales y matorrales ribereños (Tchilinguirian *et al.* 2004).

El área abarcada por estas Hojas presenta una importante infraestructura y red vial conformada por rutas nacionales (3 y 226) y numerosas rutas provinciales (todas pavimentadas) y por caminos vecinales (de ripio) que la atraviesan en todos los sentidos, uniendo las ciudades más importantes entre sí y con los poblados y las estancias (Fig. 1).

Entre las ciudades más importantes se hallan Bolívar, Olavarría, Azul, Las Flores, Tandil y Coronel Pringles.

INVESTIGACIONES ANTERIORES

Los primeros estudios geológicos en la zona, principalmente en el área serrana, fueron efectuados por d' Orbigny (1842), Heusser y Claraz (1863), Aguirre (1879) y Hauthal (1896, 1901). Nágera (1919), para el sector de las Sierras Bayas fue quien reconoció a la cubierta sedimentaria del basamento de Tandilia como una unidad estratigráfica compleja. En el año 1932 realizó la primera carta geológica general de Tandilia, hecha a escala 1:500.000. En ese trabajo y en uno posterior (1940), reconoció el perfil asimétrico del cordón serrano y aportó datos orográficos, geomorfológicos y estratigráficos. Schiller (1930 a, b, 1938) fue el primero en hablar de la importancia de la tectónica en el área. Harrington (1940) destacó la estructura de las sierras Bayas. Villar Fabre (1948, 1954, 1955, 1956, 1957) relevó y describió las sierras de Azul, del Tandil y de Barker. Borrello (1962, 1966) realizó trabajos estratigráficos y paleontológicos. Amos *et al.* (1972) realizaron un ordenamiento estratigráfico y reconocieron dos unidades: Grupo La Tinta y Cuarcitas Balcarce, mientras que Dalla Salda e Iñiguez (1979) separaron a las unidades Sierras Bayas y Balcarce. Posteriores estudios sedimentológicos, paleoambientales y bioestratigráficos establecieron nuevas interpretaciones estratigráficas sobre la base de ciclos y secuencias tectosedimentarias (Iñiguez *et al.* 1989, Poiré y Spalletti 2005). Sobre estas sedimentitas, Valencio *et al.* (1980 a, b) y Sinito (1984) realizaron estudios paleomagnéticos.

Harrington (1947) estudió, en el ámbito de las Sierras Australes, al que denominó Sistema de Pillahuincó y subdividió en cuatro series: de Sauce Grande, de Piedra Azul, de Bonete y de Tunas. Este mismo autor, en 1970, advirtió que en la cuenca interserrana existían pequeños afloramientos, mayormente cubiertos que, por su litología y restos fósiles, correlacionó con la Formación Tunas. Ramos (1984) denominó a este depocentro Cuenca de Claromecó y posteriormente, Andreis *et al.* (1987), cuenca neopaleozoica Sauce Grande. Una síntesis de todos los autores que estudiaron diferentes aspectos de este grupo puede encontrarse en Folguera *et al.* (2017).

Existen estudios de detalle de la cubierta cenozoica, entre los que se destacan los efectuados por Rabassa (1973), Zárate (2005), Poiré *et al.* (2012), Gasparini *et al.* (2012),

Gómez Samus y Bidegain (2014) y Gómez Samus *et al.* (2016 y 2017), entre otros. Mientras que a escala regional sobresalen los de Teruggi (1957) y Tricart (1968, 1973).

Teruggi *et al.* (1988) fueron quienes reinterpretaron la evolución geológica y tectónica del Paleoproterozoico de la región. Entre los trabajos generales y de síntesis sobre la estructura del área se mencionan los de Holmberg (1972), Teruggi *et al.* (1973 a, 1974 a), Di Paola y Marchese (1974), Teruggi y Kilmurray (1975, 1980), Furque (1979), Dalla Salda (1999), Iñiguez Rodríguez (1999), Lesta y Sylwan (2005), Poiré y Spalletti (2005), Dalla Salda *et al.* (2005, 2006), Bossi y Cingolani (2009), Cingolani (2011), Chernicoff *et al.* (2015 a y b) y Rosello (2016), entre otros.

A escalas menores, la región está cubierta por el mapa geológico de la provincia de Buenos Aires a escalas 1: 1.000.000 (LEMIT, 1975) y 1:750.000 (Rimoldi y Suriano 1999).

2. ESTRATIGRAFÍA

RELACIONES GENERALES

Las Hojas Geológicas 3760-I, II, III y IV comprenden parte de cuatro unidades morfoestructurales (Fig. 2): las sierras Septentrionales, las cuencas de Claromecó y del Salado y el lineamiento Vallimanca. Este último es una estructura alineada en sentido suroeste-noreste, cuyo origen es aún muy debatido; puede responder a una escarpa de falla con rechazo vertical o a una falla transcurrente.

Las sierras Septentrionales forman un cordón serrano alineado en sentido noroeste-sureste, de unos 525 m de altura máxima, caracterizado por asomos discontinuos dentro de la llanura que responden, en general, a una estructura de bloques fallados e inclinados. Estas sierras constituyen los afloramientos más australes del Cratón del Río de la Plata. La secuencia estratigráfica (Cuadro 1) está formada por: el Complejo Buenos Aires, compuesto por rocas de basamento, principalmente ígneo metamórficas, de edad paleoproterozoica; el Grupo Sierras Bayas (sedimentitas y calizas marinas neoproterozoicas), la Formación Cerro Negro (sedimentitas marinas del Neoproterozoico), la Formación Balcarce (sedimentitas de ambiente litoral del Ordovícico Inferior-Silúrico inferior) y filones capa diabásicos, aquí llamados Diabasa Sierra de Los Barrientos (Ordovícico Superior-Devónico).

Esta secuencia hacia el sur se encuentra cubierta por los depósitos paleozoico-triásicos que se extienden desde la Cuenca de Claromecó, mientras que hacia el norte está cubierta por los depósitos más modernos de la Cuenca del Salado.

La Cuenca de Claromecó, también conocida como depresión interserrana, se ubica entre las sierras Septentrionales (Tandilia) y las Australes (Ventania) y se desarrolla totalmente en el subsuelo bonaerense. En superficie se la denomina Llanura Interserrana y en ella asoman escasos afloramientos de rocas sedimentarias del Paleozoico superior (Arrondo *et al.* 1982). Estas rocas son consideradas equivalentes a las sedimentitas de la Formación Tunas del Grupo Pillahuincó aflorante en las sierras Australes, fuera del área abarcada por estas hojas.

La Cuenca del Salado tiene forma elongada en sentido noroeste-sudeste y se extiende entre las sierras Septentrionales y el Umbral Martín García. Su relleno está estimado, para su sector más profundo, en 7.000 m de sedimentos mesozoicos y cenozoicos. Es una cuenca aulacogénica asociada a la apertura del océano Atlántico. En superficie se corresponde con la Pampa Deprimida.

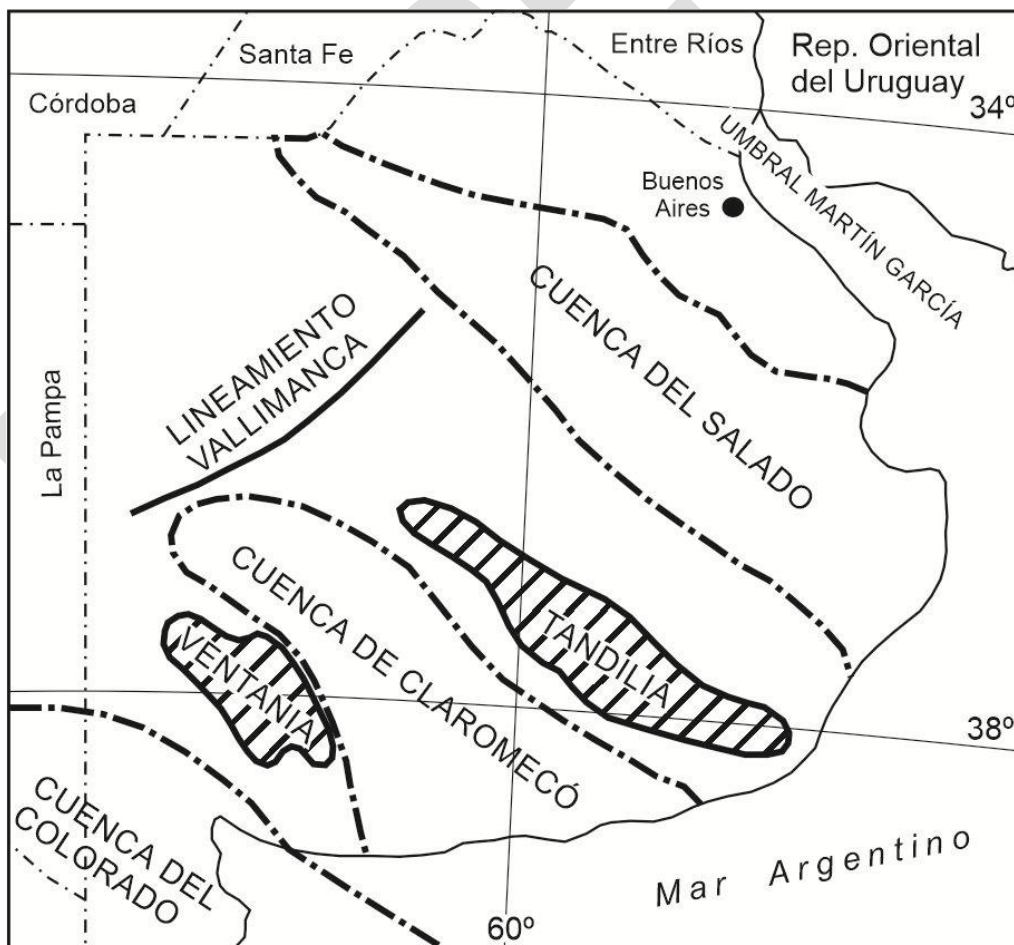


Figura 2. Esquema de las unidades morfoestructurales del área, modificado de Ramos (1999 a).

Era	Período	Unidad Geológica	Litología principal	Ambiente	
CENOZOICO	Cuaternario	Holoceno Pleistoceno Superior	Depósitos de bajos y lagunas	Arenas muy finas, limos y arcillas	Lacustre
			Arenas eólicas	Arenas muy finas	Eólico
			Depósitos fluviales	Arenas finas, limos arcillosos y gravas finas	Fluvial
			Sedimentos loessoides	Arenas limosas y limos arenosos	Eólico con retrabajo fluvial
	Neóg.	Pleistoceno Medio	Formación Vela	Areniscas limosas, fanglomerados, conglomerados y areniscas conglomerádicas	Aluvial-coluvial
		Pleistoceno Inferior Plioceno Superior	Depósitos aluviales antiguos	Fanglomerados y areniscas limosas	Aluvial
	Plioceno Inferior Mioceno Superior	Formación Barker	Areniscas muy finas y limolitas arcillosas	Eólico con retrabajo fluvial	
PALEOZOICO	Pérmico Carbonífero superior	Grupo Piflañuncó	Formación Tunas	Areniscas, pelitas y piroclastitas	Deltaico
	Devónico Ordovícico Superior		Diabasa Sierra de Los Barrientos	Diabasas	
	Silúrico Inferior Ordovícico Inferior		Formación Balcarce	Cuarцитas, conglomerados y pelitas	Litoral a sublitoral
NEOPROTEROZOICO			Formación Cerro Negro	Arcilitas, margas, brechas, areniscas finas, limolitas y piroclastitas	Marino costero
		Grupo Sierras Bayas	Formación Loma Negra	Calizas	Marino somero
			Formación Olavarría / Formación Las Águilas	Areniscas y pelitas	Marino
			Formación Cerro Largo	Areniscas, pelitas y limolitas	Marino
			Formación Villa Mónica	Areniscas, dolomias y pelitas	Marino
PALEOPROTEROZOICO			Formación El Cortijo	Metacherts, metagrauvas y metabasaltos	
			Complejo Buenos Aires	Migmatitas, metamorfitas, granitoides, metavolcanitas ácidas y metabasitas	

Cuadro 1. Cuadro cronoestratigráfico de las Hojas Olavarría, Azul, Coronel Pringles y Tandil.

La columna estratigráfica de las unidades aflorantes se completa con sedimentitas y sedimentos que abarcan desde el Mioceno Superior al Holoceno, donde el ambiente es netamente continental. Las unidades más antiguas son la Formación Barker (Mioceno Superior-Plioceno Inferior) y los Depósitos aluviales antiguos (Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior). La primera está compuesta por sedimentitas finas, de origen eólico con retrabajo fluvial que afloran principalmente como lomadas pedemontanas en los alrededores de las sierras ubicadas en la Hoja Tandil y como asomos discontinuos principalmente en márgenes de lagunas. Los Depósitos aluviales antiguos se corresponden con un nivel de bajada proveniente de las sierras Australes. La secuencia continúa con la Formación Vela (Pleistoceno Medio) compuesta por sedimentos principalmente aluviales y coluviales que forman las lomadas pedemontanas. Generalmente, esta formación remata en un calcrete de variado espesor, cuyo tope constituye la llamada Paleosuperficie Tandil.

En el Pleistoceno Superior-Holoceno predominó el transporte eólico y la depositación de material fino que dio lugar a los Sedimentos loessoides y a las Arenas eólicas, ambos con amplia distribución en la zona y retrabajados por procesos fluviales. Los depósitos netamente fluviales se encuentran restringidos a las planicies aluviales de los arroyos que bajan de las sierras y a los sectores de bajos y lagunas.

2.1. PRECÁMBRICO

2.1.1. PALEOPROTEROZOICO

COMPLEJO BUENOS AIRES

Migmatitas, metamorfitas, granitoides, metavolcanitas, diques ácidos e intermedios y metabasitas.

Antecedentes

Las rocas que integran el basamento de las sierras de Tandil han sido a lo largo de la historia muy estudiadas. Los trabajos pioneros pertenecen a Backlund (1913). Trabajos descriptivos e interpretativos fueron hechos por Villar Fabre (1954), González Bonorino (1954), González Bonorino *et al.* (1956), Quartino y Villar Fabre (1967) y Dalla Salda y Franzese (1985), entre otros. Teruggi *et al.* (1988) reinterpretaron su evolución tectónica. Teruggi y Kilmurray (1975 y 1980), Dalla Salda (1999), Dalla Salda *et al.* (2005, 2006) y Cingolani (2011) realizaron trabajos de síntesis. Este basamento ígneo-metamórfico fue denominado Complejo Buenos Aires por Marchese y Di Paola (1975).

En este trabajo se optó por discriminar, en el mapeo del Complejo Buenos Aires, las subunidades Migmatitas y metamorfitas, Granitoides, Metavolcanitas ácidas y Metabasitas. Además, dadas sus características e implicancias tectónicas, se tratarán en forma separada aquellas rocas del Complejo Buenos Aires que fueron reunidas bajo el nombre de Formación El Cortijo por Teruggi *et al.* (1988).

Las rocas que integran el Complejo Buenos Aires-Formación El Cortijo son las más antiguas de la región, son parte del cratón del Río de la Plata y están asociadas a la orogenia Tandiliana/Transamazónica. Esta última, si bien existen otros modelos, ha sido interpretada por Dalla Salda (1999) como un modelo colisional continente-continente (leucogranitos, rocas de fondo oceánico y fajas miloníticas) asociado con fallas transcurrentes y compresivas.

Distribución areal

El Complejo Buenos Aires forma parte de los afloramientos más australes del cratón del Río de la Plata y se extiende como una faja discontinua a lo largo de las Sierras Septentrionales, desde el noroeste de la localidad de Olavarría hasta Cinco Cerros (al norte de Balcarce y fuera de las Hojas comprendidas en este trabajo). En el área de trabajo se lo puede encontrar de NO a SE en las sierras Chica, Bayas, de Azul, Alta de Vela y del Tigre, serranías de Barker y de Napaleofú y en lomadas, cerros y pequeños asomos intermedios entre las sierras mayores. Sus afloramientos más alejados están representados por pequeños asomos de un granitoide ubicado al norte del cerro La China, en el extremo NO de las sierras Septentrionales (HO) y por las migmatitas de los cerros El Cristo y El Sombrero (en el extremo SE de la Hoja Tandil).

Litología

Este basamento cristalino está compuesto por migmatitas, metamorfitas (gneises graníticos a tonalíticos, anfibolitas, milonitas, cataclastitas, y escasos esquistos, skarn, mármoles y metaconglomerados), granitoides, metavolcanitas ácidas y metabasitas.

Migmatitas y metamorfitas (1)

Migmatitas, gneises, anfibolitas y granulitas, milonitas y cataclastitas, esquistos, skarn y mármoles, metaconglomerados

Migmatitas

Afloran en las sierras de Azul (Fig. 3), en las serranías ubicadas entre los arroyos de los Huesos y Chapaleofú Chico, en la sierra Alta de Vela, en las serranías ubicadas entre los arroyos Napaleofú Chico y El Invierno y en las inmediaciones de los cerros de la Virgen, El Cristo (Migmatita Cerro Las Piedras, Dalla Salda 1981 c) y El Sombrero. La variedad más común es la epibolita de leucosoma cuarzo-feldespático que suele mostrar granates neoformados; algunos ejemplos se pueden observar en el cerro La Crespa (sierra de Azul). En general están deformadas y pasan gradualmente a gneises u otras variedades de migmatitas como las embrechitas. Estas últimas son foliadas y porfiroblásticas, por sectores pasan a rocas de grano fino con evidencias cataclásticas, tal como ocurre en las que afloran en las sierras de Azul. En afloramientos reducidos se ha reportado la presencia de otros tipos de migmatitas como las agmatitas y las diadisitas (Quartino y Villar Fabre 1967). También acompañan migmatitas anfibólicas, con

leucosoma granítico, compuestas por hornblenda, biotita, cuarzo, plagioclasa apatita, circón y minerales opacos (Fig. 4) y migmatitas piroxénicas (cerro Sotuyo-HO), compuestas por piroxeno, biotita, apatita, circón y minerales opacos (Pankhurst *et al.* 2003). En la sierra Alta de Vela, Lema y Cucchi (1985) diferenciaron tres unidades migmatíticas de acuerdo a la fábrica predominante.



Figura 3. Aspecto megascópico de una migmatita. Sierras de Azul (HT).

Gneises

Predominan en el tercio suroriental de Tandilia, donde están relacionados con rocas granulíticas con hornblenda y ortopiroxeno y escasos esquistos (paraje Almacén El Quebracho) y migmatitas. También se los encuentra en el cerro de La Virgen y El Cristo (este último fue denominado Gneis Dos Naciones por Dalla Salda 1981 c). Además, se han observado en cercanías de Barker (estancia San Miguel) y en el cerro Negro (sierras de Azul, HCP). En general son rocas bien foliadas o macizas, se encuentran parcialmente granitizadas y muestran diferenciados de cuarzo y feldespato en venas discordantes o concordantes con la foliación y áreas enriquecidas en mafitos, granate o epidoto. Estos gneises están compuestos por almandino, plagioclasa, biotita, anfíbol, epidoto y piroxeno.

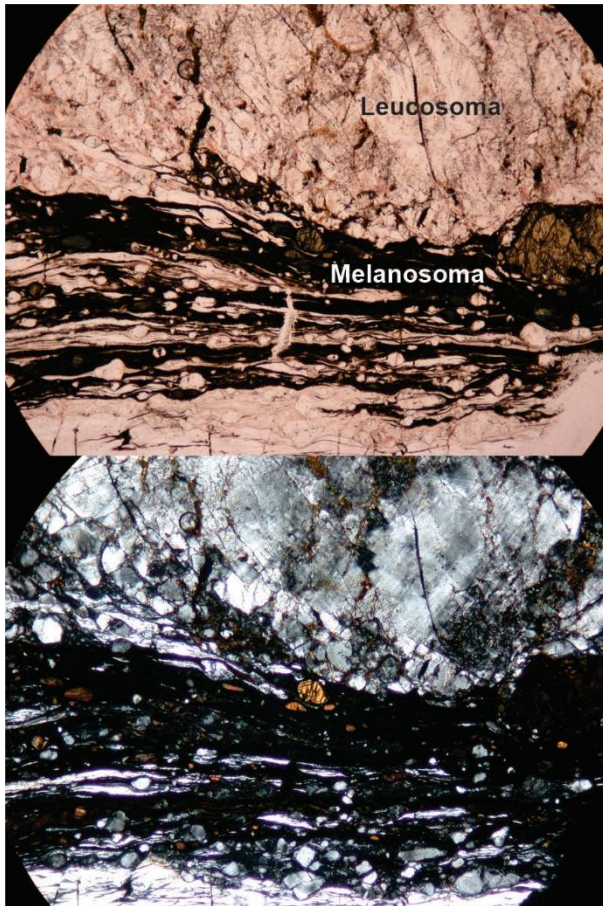


Figura 4. Fotomicrografía (5x, sin y con nicoles cruzados) de una migmatita deformada y con cataclasis. Se observa parte de la alternancia de bandas oscuras (melanosoma) y claras (leucosoma). Cerro Negro (HCP).

Otras variedades son de composición tonalítica a granodiorítica y contienen biotita y epidoto que pueden estar acompañadas por escasa muscovita y sillimanita.

Estas rocas en un evento metamórfico principal alcanzaron las facies de anfibolitas almandínicas de grado alto (Dalla Salda 1981 c). Un último evento metamórfico local determinó la formación de rocas retrógradas grado clorita (Teruggi *et al.* 1973 a).

Anfibolitas y granulitas

Las anfibolitas se encuentran representadas en la Hoja Tandil, principalmente en el sector central y sur de las sierras de Tandil. Afloran al norte y sudoeste del cerro El Perdido, más precisamente en los alrededores de las estancias La Pastora y La Ascención. También, al noroeste de Gardey y al sur de la estancia El Pinar (Villar Fabre 1957). Quartino y Villar Fabre (1967), en la localidad de Tandil, las encontraron al SO del cerro Centinela y en el cerro Calvario. Teruggi *et al.* (1958, 1962) las observaron al noreste de la localidad de Barker, sobre la margen derecha del arroyo Quequén Chico (al NO de la estancia La Pacífica) y en el cerro El Cristo.

Asomos menores se ubican en la Hoja Olavarría, al sur de sierras Bayas, en el cerro Redondo, donde se hallan asociadas a gneis y a granitoides (Fuentes 1970).

En general forman intercalaciones delgadas, de hasta 2 m de espesor, o cuerpos nodulares aislados de reducidas dimensiones. Suelen ser bandeadas o macizas, con afinidades parafibrolíticas u ortoanfibolíticas, respectivamente. Su color en general es gris muy oscuro, levemente verdosas, y son de grano mediano y fino. La textura es hipidiomorfa y están compuestas en un 90 % por anfíbol de hábito fibroso y plagioclasa, el 10 % restante lo conforman cuarzo intersticial, biotita, clorita y sericita (Quartino y Villar Fabre 1967). El protolito en general es una roca básica (basaltos o diabasas).

Una ortoanfibolita, asociada a granitoides y proveniente del afloramiento ubicado al sudoeste del cerro El Perdido, en sección delgada (Fig. 5) se presenta con textura granoblástica. Está formada por cristales subidioblásticos de hornblenda verde y plagioclasa xenoblástica en disposición poiquiloblástica. Acompañan abundantes gránulos opacos, apatita, titanita, cuarzo y clinozoicita. Se observaron escasos filosilicatos de gran tamaño totalmente reemplazado por cloritas, epidoto (clinozoicita), titanita y prehnita. Estos dos últimos minerales junto a sericita y arcillas se encuentran también reemplazando a las plagioclasas. La roca está atravesada por delgadas venillas compuestas por cuarzo-prehnita-carbonatos. Las asociaciones minerales presentes hacen suponer que la roca sufrió una gradación desde facies anfibolita a facies prehnita-pumpellita por acción de metamorfismo retrógrado.

También, es común encontrar anfibolitas formando xenolitos dentro de las rocas del basamento ígneo metamórfico. En este sentido, Marone *et al.* (2022) describieron para el área de Barker xenolitos anfibólicos de entre 15 y 50 cm, incluidos dentro de un paragneis biotítico con intercalaciones de migmatitas, a los que consideraron como derivados de cuerpos ígneos intrusivos básicos.

Rocas granulíticas fueron observadas por Frisicale *et al.* (2015) en el cerro Negro (HCP). Según estos autores son granulitas miloníticas de colores oscuros y de grano muy fino que aparecen en forma de bloques de 100 a 200 m de largo dentro de gneises y granitos miloníticos. Son principalmente de composición máfica y en menor medida félsica. Presentan una intensa deformación frágil y diferentes grados de alteración, llegando a formar granulitas miloníticas retrogradadas.

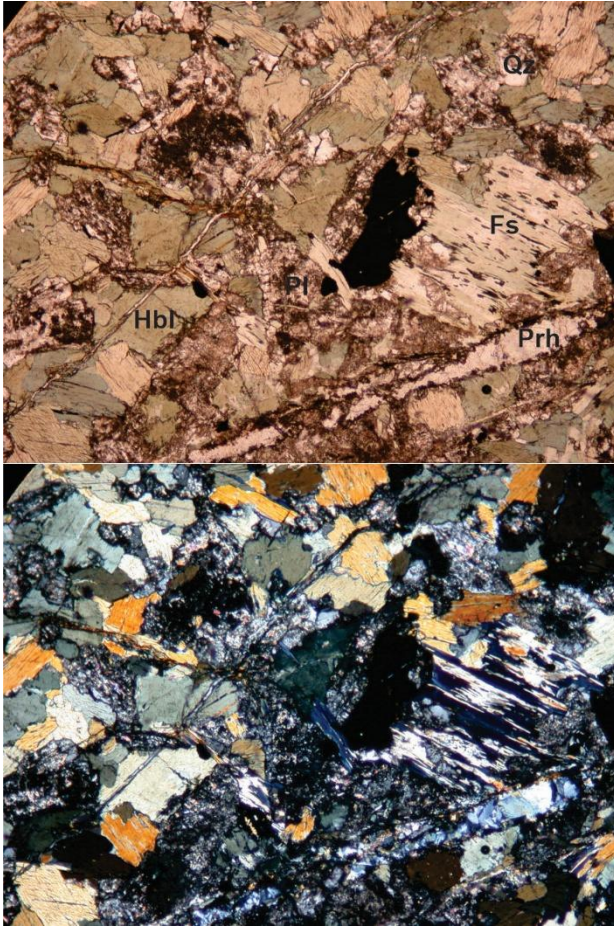


Figura 5. Fotomicrografía (5x, sin y con nicoles cruzados) de ortoanfibolita proveniente del SO del cerro El Perdido (HT). Se observa textura granoblástica. Plagioclasas con reemplazos, filosilicatos totalmente reemplazados por cloritas, prehenita y titanita y venilla con cuarzo-prehenita-carbonato. Hbl: hornblenda, Pl: plagioclasa, Fs: filosilicato, Prh: prehenita, Qz: cuarzo.

Milonitas y cataclastitas

Zonas de cizalla afectan a las rocas del basamento y se concentran en fajas de diferente orientación. Las principales se ubican en las serranías de Azul (cerros Negro, Peregrino, de la Virgen y San Antonio) y las de Tandil (Dalla Salda 1981 b). La primera tiene un ancho de unos 3 km y una extensión E-O de unos 40 km, donde aparece de forma saltuaria (González Bonorino *et al.* 1956) y es conocida como megacizalla de Azul (Frisicale *et al.* 2002). La segunda aflora desde el cerro San Luis (también conocido como Tandileofú) hasta la sierra del Tigre (Dalla Salda 1981 b), al sur de la localidad de Tandil. Su orientación también es E-O, aunque existen ramificaciones O-NO y su extensión es de unos 25 km; coincide con la faja que integra la Formación El Cortijo y quizás está controlando su emplazamiento. Otras zonas de cizalla afloran en la sierra del Tigre y en la sierra Alta de Vela con orientaciones NO-SE y OSO-ENE, respectivamente (Teruggi *et al.* 1973 a, Lema y Cucchi 1985). También se han reconocido milonitas en el cerro Sotuyo (Gaillardou 1985).

Estas fajas de cizalla están compuestas por milonitas, protomilonitas (Fig. 6), ultramilonitas, venas de pseudotaquilita y cataclasitas, estas últimas aparecen en las zonas menos deformadas. Una gradación completa entre protomilonitas y ultramilonitas y venas de pseudotaquilita se pueden observar en el cerro Negro (HCP; Frisicale *et al.* 2012, 2015). Dentro de estas rocas se ha registrado una blastesis feldespática y en menor medida de anfíboles, así como deformaciones posteriores (del Blanco *et al.* 1987). Estas rocas fueron descritas como derivadas de granitoides por González Bonorino *et al.* (1956) y Teruggi y Kilmurray (1975 y 1980). Una milonita proveniente de las sierras de Azul al microscopio (Fig. 7) presenta una fábrica planar a plano lineal compuesta por porfiroclastos subangulares a subredondeados de feldespato alcalino (microclinizado y con reemplazos por sericita y carbonato), cuarzo, máficos totalmente reemplazados y oligoclasa en una matriz esquistosa de grano fino a muy fino compuesta por granos alargados y aplastados de cuarzo y feldespato alcalino. Los porfiroclastos presentan sombras de presión y las plagioclasas tienen sus maclas deformadas, ambas características indicarían que son precinemáticos. A la roca se le sobreimponen, a lo largo de la foliación, reemplazos por la asociación prehnita-pumpellita-epidoto-carbonato-titanita, lo que hace suponer que fue afectada también por un metamorfismo regional de bajo grado (facies prehnita-pumpellita). Asimismo, en una protomilonita de protolito granítico aledaña se encontraron reemplazos por la asociación actinolita-epidoto-clorita-prehnita-albita que remite a un metamorfismo regional en facies esquistos verdes.



Figura 6. Detalle milonita aflorante en el cerro La Armonía (HT).

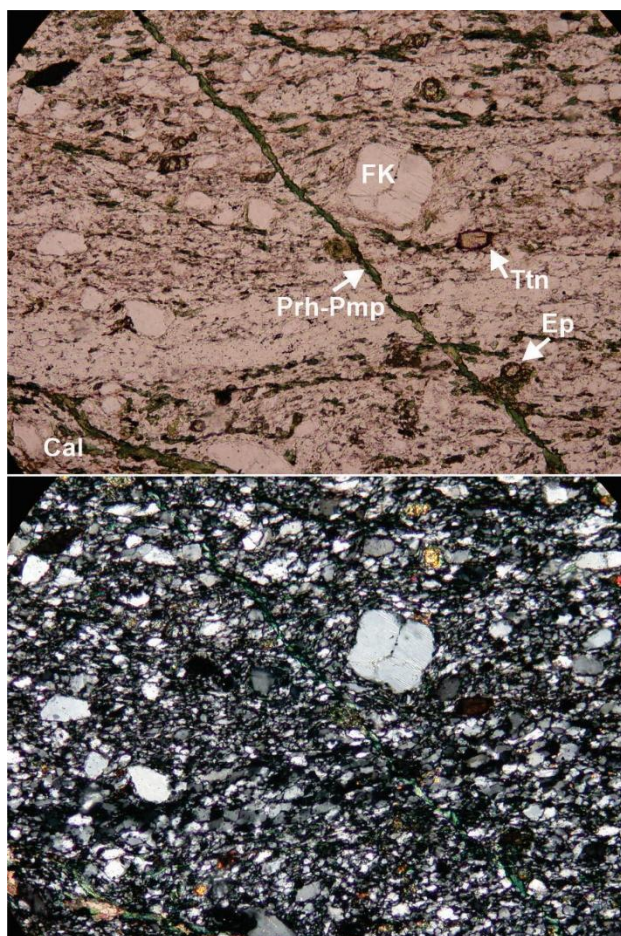


Figura 7. Fotomicrografía (10 x, sin y con nicoles cruzados) de una milonita, sierras de Azul (HT). Se observa porfiroclasto de feldespato potásico (FK) con sombras de presión en una matriz esquistosa compuesta por granos aplastados de cuarzo y feldespato. Sobreimpuesta se observa la asociación prehnita-pumpellita (Prh-Pmp)-epidoto (Ep)-carbonato (Cal)-titanita (Ttn).

Las rocas miloníticas corresponden a una zona de deformación por cizalla dúctil producida por importantes movimientos transcurrentes (González Bonorino *et al.* 1956, Dalla Salda 1981 b, Teruggi *et al.* 1988, D'Angiola *et al.* 1992, Ribot 2000, Frisicale *et al.* 2012 y 2015).

Esquistos

Sus afloramientos son escasos y se sitúan en el cerro La Plata (al norte de Chillar). En general la roca que prevalece es un esquisto muscovítico, cuya esquistosidad es N45°E. Se hallan profusamente inyectados por venas pegmatíticas paralelas a la esquistosidad (González Bonorino *et al.* 1956).

Skarn y mármoles

Afloran en el cerro San Miguel y en afloramientos menores, todos ubicados al norte de la estancia San Miguel (entre las localidades de Azucena y Barker). Son asomos reducidos de calizas cristalinas metamórficas intruidas por granitoides de composición

tonalítica, que por asimilación y efectos de contacto han generado un skarn calco silicático wollastonítico. La caliza es de color gris claro, translúcida, de grano mediano a grueso y entre sus componentes contiene diópsido, tremolita, clinozoicita, cuarzo, titanita y apatita y habría sido afectada por metamorfismo de alto grado (Villar Fabre y Quartino 1966, Quartino y Villar Fabre 1967) en facies anfíbolita alta (Lajoinie *et al.* 2014 b y 2019 c). Lajoinie *et al.* (2013 b) estudiaron el skarn de San Miguel y establecieron una paragénesis con un patrón zonal caracterizado por las zonas de wollastonita-vesuvianita, granate-clinopiroxeno y clinopiroxeno, en facies de exoskarn, y las zonas granate-clinopiroxeno y clinopiroxeno-plagioclasa cálcica, en facies de endoskarn. De Barrio *et al.* (2009) lo clasificaron preliminarmente como un skarn cálcico. Valencio *et al.* (1985) determinaron la composición isotópica del carbono y del oxígeno de estas calizas y los valores que obtuvieron les permitieron sugerir que se generaron por precipitación en un ambiente lacustre en presencia de bacterias metanogénicas. Sin embargo, Lajoinie *et al.* (2013 b) mediante nuevos datos isotópicos $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, cuyos valores son muy similares a los obtenidos por Valencio *et al.* (1985), indicaron una procedencia marina. Estos carbonatos, según Lajoinie *et al.* (2014 b y 2019 c) se habrían depositado durante lo que se conoce a nivel mundial como “evento Lomagundi-Jatuli” (Karhu y Holland 1996) el cual se corresponde con la anomalía positiva $\delta^{13}\text{C}$ más importante ($\geq 5\text{‰}$) globalmente reportada en los carbonatos marinos paleoproterozoicos (2300-2060 Ma). Estos autores, además, estimaron temperaturas de 716°C y de 451°C para los procesos metamórfico y metasomático, respectivamente.

Metaconglomerados

Kilmurray y Ribot (1985) reportaron la presencia, en las sierras de Azul, de un metaconglomerado de 1000 m de potencia y 7 km de extensión. Sus afloramientos se ubican al SE del cerro Los Ángeles y se disponen de manera concordante con la foliación regional NE-SO. Estos autores los describen como blastopsefitas compuestas por clastos elipsoidales aplastados, con tamaños variables entre 0,7 y más de 20 cm, de composición cuarzo-sillimanítica y con textura lentiblastica. La matriz es cuarzo-microclínica con plagioclasa subordinada y cantidades menores de biotita y muscovita orientadas subparalelamente a los clastos.

Granitoides (2)

Granitos, granodioritas, tonalitas, monzogranitos, sienogranitos

En Tandilia aflora una serie de cuerpos plutónicos graníticos asociados a amplias zonas miloníticas. Los granitoides se encuentran emplazados en rocas metamórficas parcial a casi totalmente migmatizadas por lo cual las relaciones de campo son difíciles de establecer. En general, se encuentran de moderada a altamente deformados, están acompañados por venas cuarzo feldespáticas aplopegmatíticas y son de coloraciones grises excepto los de la sierra Chica en Olavarría y los que afloran en el cerro Siempre Amigos que son rojos. Estos últimos son granitos en sentido estricto a igual que los que afloran en el cerro El Cristo y a lo largo del borde austral de las sierras cercanas a la localidad de Tandil.

En líneas generales, al sur de las fajas miloníticas (de rumbo este-oeste) afloran, leucogranitos que conforman plutones más simples, mientras que al norte de ellas afloran granitos, granodioritas y tonalitas (Dalla Salda y Franzese 1985). Granodioritas y tonalitas también afloran desde el arroyo de los Huesos hasta la localidad de Tandil.

En la Hoja Olavarría, los granitos afloran en la sierra Chica, en las canteras de Villa Mónica (al norte de sierras Bayas) y en los alrededores de los cerros Redondo y Sotuyo, en el extremo sudeste de la Hoja. Pequeños asomos se registran en los alrededores del cerro La China y de la sierra Dos Hermanas.

En la Hoja Coronel Pringles afloran pequeños asomos en su extremo noreste, mientras que, un poco más al sur, Ronconi *et al.* (1994) notificaron la presencia de otro asomo de reducidas dimensiones (Granito Potrero Grande).

En la Hoja Tandil afloran en el cerro Siempre Amigos, en las lomadas al este de este último (Granito Rojo Azopardo, Ronconi *et al.* 1994) y en las sierras de Azul (SO de la base Azopardo). También se encuentran afloramientos entre los arroyos de los Huesos y Chapaleofú, destacándose el del cerro Centinela (en las proximidades de la estación Pablo Acosta, Fig. 8) y los ubicados al sudoeste del cerro El Perdido. En las proximidades de la localidad de Tandil afloran en los cerros La Federación, Los Leones, La Movediza, Albión, Redondo y Tandileofú/San Luis; en la sierra del Tigre (cerro Venado y Granito Montecristo, Dalla Salda y Franzese 1985) y zona sur de la sierra Alta de Vela. Ronconi *et al.* (1991) mencionan un afloramiento (Granito Gris Tandil) a unos 5 km de la estancia San Lorenzo, cerca de las nacientes del arroyo de las Ovejas. En el extremo sudeste de la hoja, Ronconi *et al.* (1994) mencionan un pequeño asomo al sudeste de la estancia La Dormida (Granito Gris Moro), también hay afloramientos en cercanías de los cerros El

Cristo y El Sombrero, los cuales fueron denominados por Dalla Salda (1981 c) como Granitoides San Verán.

En general son de colores grises, claros, rosados y rojizos, tienen textura granosa, holocristalina, con moderada cataclasis y en menor medida porfiroide. Los minerales que los componen son: microclino micropertítico, plagioclasa ácida, cuarzo, biotita, muscovita, hornblenda, epidoto y apatita. Como la cantidad de componentes varía se pueden encontrar granitos biotíticos, muscovíticos, con hornblenda y leucocráticos. El estudio microscópico de una muestra proveniente del cerro Sotuyo (Fig. 9) reveló texturas alotriomorfas y micropertíticas y como minerales principales: feldespato potásico (ortosa y microclino), cuarzo con textura en mortero, plagioclasa y biotita con pasajes a cloritas y con separación de epidoto formando pequeños lentes entre las líneas de clivaje. El feldespato en general está algo alterado a agregados sericíticos y argílicos. Como minerales accesorios se determinó la presencia de minerales opacos, apatita, muscovita y titanita. La roca sufrió una moderada cataclasis (textura en mortero y cristales fracturados), leve bandeamiento por deformación y microclinización de la ortosa, de la cual sólo se conservan relictos.



Figura 8. Granito, cerro Centinela (HT).

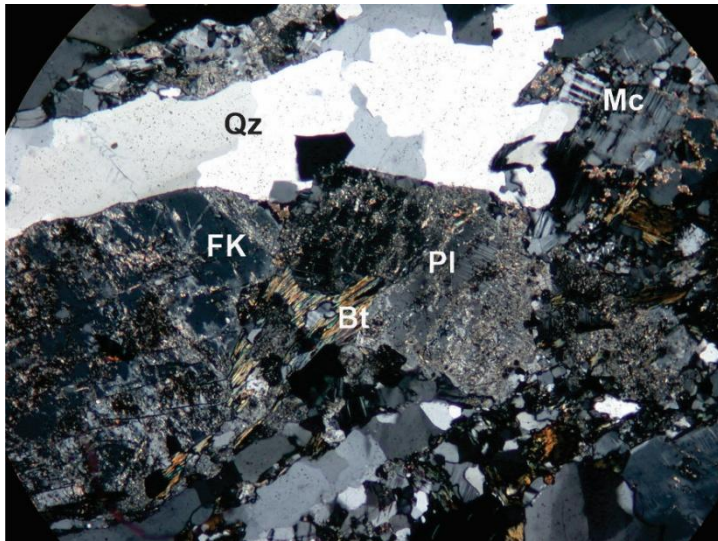


Figura 9. Fotomicrografía (5x) de granito proveniente del cerro Sotuyo (Cantera Piatti, Olavarría). Se observa moderada cataclasis en los cristales y leve bandeamiento por deformación. Qz: cuarzo en mortero, FK: feldespato alcalino (ortosa), Pl: plagioclasa, Mc: microclino, Bt: biotita.

Las granodioritas se pueden encontrar en Sierra Chica (Pankurst *et al.* 2003) y canteras de Villa Mónica (HO). También en la región de Tandilia, en las lomadas cercanas a la estancia La Ascención, en los cerros La Federación, Los Leones y La Movediza, en las sierras del Tigre y Alta de Vela y en los cerros Redondo y Tandileofú/San Luis (HT). Sus texturas son holocristalinas y con tamaño de grano en general mediano, en ocasiones llegan a ser porfiroides. Están compuestas por plagioclasa ácida, feldespato potásico subordinado (ortosa y/o microclino), cuarzo intersticial y biotita, como mafito de mayor abundancia. De forma accesoria suelen contener hornblenda, apatito, minerales opacos, clinopiroxeno, epidoto, circón, titanita, muscovita y clorita. Es común que presenten cataclasis intergranular y flexuramiento en las biotitas.

Las tonalitas se encuentran en los cerros Sotuyo (HO), La Federación, Los Leones, La Movediza, Calvario y Tandileofú (HT). En este último se asocian a granitos, granodioritas y milonitas grises. Las tonalitas de Los Nogales se asocian a abundantes aplitas y pegmatitas. Ronconi *et al.* (1994) señalan la presencia de un pequeño asomo, a unos 8 km al oeste de la localidad de Fulton (Tonalita Fulton). En general estas rocas, son de color gris oscuro, holocristalinas y de grano mediano; suelen ser de dos variedades, anfibólicas y biotíticas y presentar reemplazos por epidoto, sericita y clorita.

También se han reconocido monzogranitos en la cantera de Villa Mónica (HO) y sienogranitos en el cerro Redondo y en los afloramientos ubicados al noroeste del cerro La China, sudoeste de la estancia Don Pedro (HO).

Quartino y Villar Fabre (1967) reportaron la presencia de un dique ácido (microgranítico) con rumbo N25°O, de 1,5 m (dada la escala no se lo dibujó en el mapa)

que intruye a las calizas metamórficas, al skarn y a los granitos que conforman el cerro San Miguel (HT). Posteriormente, Lajoinie *et al.* (2013 a y 2014 a) lo caracterizaron petrográfica y geoquímicamente, conjuntamente con otros diques graníticos y granodioríticos, que afloran en el área de San Miguel y que tienen similares características.

González Bonorino *et al.* (1956) describieron la presencia de un dique pegmatítico de grano muy grueso, formado por cuarzo y feldespato potásico que se extiende con rumbo E-O desde el norte de la estancia La Acelain hasta las proximidades del cerro El Perdido (HT). Lajoinie *et al.* (2016) también describen pegmatitas intruyendo a rocas graníticas en el cerro Guacho (HT) y destacan en ellas la presencia de microclino negro.

Además de los granitoides, Lema y Cucchi (1985) describieron para la sierra Alta de Vela la presencia de dioritas cuarcíferas y monzodioritas cuarcíferas.

En general todos los granitoides presentan deformación. Angeletti *et al.* (2012, 2013, 2016) estimaron para el granito aflorante en el cerro Siempre Amigos (HT) una deformación de medio a alto grado metamórfico con una temperatura de 400 a 600 °C.

Metavolcanitas ácidas (3)

Riolitas, diques andesíticos, basandesíticos-andesíticos y riolíticos

Metavolcanitas

Estas rocas afloran en el cerro La Ribulia, algunas de ellas porfíricas y semejantes a las descritas por Lema y Cucchi (1981 y 1985) en los cerros Tandileofú (o San Luis) y Albión y en la sierra Alta de Vela. En el cerro La Ribulia, presentan diferente intensidad de cataclasis y se encuentran intercaladas entre rocas miloníticas. En las variedades menos deformadas, Cucchi y Lema (1990) identificaron la presencia de fenocristales y fenoclastos de plagioclasa (An 17-35 %) con inclusiones de sericita y epidoto en una pasta recristalizada compuesta por un agregado cuarzo-feldespático-micáceo. En el cerro Tandileofú forman un conjunto de fajas alternantes asociadas a rocas graníticas y migmatíticas, son grises, de grano fino con textura porfírica relíctica y composición riolítica. Contienen fenocristales de oligoclasa, ortosa y cuarzo en una base de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, epidoto y gránulos opacos. En la sierra Alta de Vela se encuentran asociadas a granitos, formando un complejo plutónico-volcánico, son de grano fino y cuarzo-feldespáticas, micáceas y epidóticas, algunas variedades contienen anfíbol y clorita (Lema y Cucchi 1985, Cucchi y Lema 1990).

Diques ácidos e intermedios

Estos diques, junto a las metavolcanitas ácidas, fueron agrupados en la Formación Brigitte por Ramos *et al.* (1990). Afloran en la Hoja Tandil, en las sierras de Tandil y del Tigre, así como también en los cerros Albión y Tandileofú. En este último forman un enjambre con orientación este-oeste y son de composición basandesítica-andesítica y riolítica; Teruggi *et al.* (1988) también reconocieron en este cerro la presencia de un pórfiro dacítico. Lajoinie *et al.* (2013 a y 2014 a) reportaron la presencia de un dique andesítico basáltico en las proximidades de la estancia San Miguel.

Los diques andesíticos en general son subverticales, de espesores variables (0,5 a 10 m), de color gris verdoso, levemente porfíricos y de grano fino. Están compuestos por tablillas de plagioclasa y anfíbol que reemplazan a piroxenos en una pasta formada por plagioclasa, epidoto, biotita-clorita, feldespato alcalino, cuarzo y minerales opacos. Los diques riolíticos cortan a los anteriores, tienen un espesor máximo de 30 m y son de color gris claro en el centro y gris oscuro en los bordes, donde la granulometría es fina. Son porfíricos y están compuestos por fenocristales de plagioclasa, cuarzo y feldespato alcalino en una pasta felsítica de grano fino. Algunos presentan fuerte deformación cataclástica (Dalla Salda *et al.* 2005).

El pórfiro dacítico tiene unos 600 m de diámetro, es de grano fino y está compuesto por plagioclasa intermedia, mafitos alterados (a minerales opacos, cloritas y epidotos), cuarzo y escasa biotita.

En la sierra del Tigre se exponen diques de composición riolítica. Dristas (1983) describió uno, que coincide con la dirección de foliación E-O regional, de 10 m de espesor y 700 m de largo y compuesto por fenocristales de feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa, biotita y allanita en pasta felsítica de grano fino. Otro dique riolítico (37°22'34" LS, 59°7'44" LO) de menores dimensiones tiene un rumbo de N80°E, un espesor de 1,5 m (Fig. 10) y textura afírica. Al microscopio, presenta textura porfírica relíctica formada por fenocristales de feldespato alcalino y plagioclasa en una pasta felsítica fina que, además, contiene laminillas de biotita y gránulos opacos. Tanto fenocristales como pasta presentan alteración sericítica, argílica y en menor medida clorítica. Al igual que todos los anteriores, ambos presentan texturas que denotan que han sufrido procesos de deformación.



Figura 10. Dique de composición riolítica intuyendo metamorfitas. Sierra del Tigre (HT).

Metabasitas (4)

Diabasas y diques basálticos

Las diabasas y los diques basálticos presentes en la región se conocen desde los trabajos de Villar Fabre (1954) y González Bonorino *et al.* (1956). Las posteriores contribuciones de Teruggi *et al.* (1974 b y 1988) fueron las que en principio los describieron más detalladamente. Kilmurray *et al.* (1985) determinaron las características petrográficas de las diabasas aflorantes en las sierras de Azul. Ramos *et al.* (1990) reunieron bajo el nombre de Metabasaltos San Lino a los diques basálticos.

Estas metabasitas cortan discordantemente a las fajas miloníticas este-oeste, a los granitoides, a las migmatitas y a las metavolcanitas ácidas. La orientación principal es N30°O y en general son subverticales, con espesores de 10 a 50 m y de hasta 5 km de extensión (Iacumin *et al.* 2001).

Las diabasas afloran formando diques subparalelos. En las sierras de Azul se los ha reportado aproximadamente a 5 km al norte de Tedín Uriburu (Villar Fabre 1954), al SE

de la Boca de Sierra (rumbo N20°O, inclinación 85°NE; González Bonorino *et al.* 1956), en las proximidades del cerro Redondo, del Monasterio Trapense/Nuestra Señora de los Ángeles (ubicado cerca de la estancia Los Ángeles) y de la Base Azopardo (rumbo N37°O, subverticales a verticales; Kilmurray *et al.* 1985) y también se los ha encontrado en las sierras del Tandil, del Tigre y Alta de Vela (rumbo NO-SE, subverticales; Teruggi *et al.* 1974 b).

Los diques de basalto afloran en el norte del cerro Tandileofú (Teruggi *et al.* 1988, Ramos *et al.* 1990).

En el relevamiento de este trabajo se hallaron: un cuerpo diabásico intruyendo a un gneis granítico, al noroeste de las sierras Bayas (Nueva Cantera Sierras Bayas, HO), y dos diques basálticos, de hasta 1,5 m de espesor, intruyendo metamorfitas en dos canteras, una ubicada en la loma de la Virgen (HO) y otra al norte del cerro El Perdido (HT) (Fig 11).



Figura 11. Dique basáltico (DB) intruyendo metamorfitas (M). Cantera al norte del cerro El Perdido (HT). Dm: depósitos modernos.

Las diabasas en general, son de composición basáltica a basandesítica y los diques basálticos son de alto TiO₂ (Dalla Salda *et al.* 2005). Las diabasas forman cuerpos

subverticales de hasta 80 m de espesor, con rumbos de aproximadamente N30°O y en menor medida orientaciones NE-SO (coincidente con la foliación regional), algunos superan los 5 km de largo y afloran formando trincheras. En general presentan contactos netos, suelen estar bastante diaclasados y alterados, lo que dificulta su reconocimiento en el campo. Son de color verde oscuro a grisáceo y superficialmente castaño rojizos, con bordes de grano fino y centros de grano grueso. El tamaño de grano en general varía entre mediano y fino.

Al microscopio las texturas varían entre ofítica a subofítica y están compuestas por plagioclasa, clinopiroxeno, anfíbol, clorita, cuarzo, minerales opacos y apatita. Algunas variedades presentan gránulos alterados de olivina. La plagioclasa se encuentra parcial a totalmente reemplazada por minerales micáceos, clorita y calcita. El clinopiroxeno es incoloro y por lo general se encuentra fresco, a veces presenta anillos de anfíbol y texturas propias de cataclasis, es común que los de menor tamaño estén totalmente reemplazados por anfíbol y clorita. El anfíbol presente se ha formado en su mayor parte a expensas del piroxeno (uralitización) y suele tener reemplazos por cloritas. El cuarzo es intersticial y aparentemente de generación tardía.

La muestra proveniente de la Nueva Cantera Sierras Bayas es inequigranular y además de los componentes anteriormente descritos presenta biotita y como accesorios circón. En esta roca, en particular, se observan en el cuarzo texturas típicas de deformación dúctil de alta temperatura (migración de borde de grano) así como también flexuras *kinking* en cristales de clinopiroxeno, de plagioclasa y de biotita (Fig. 12). En menor medida hay deformación frágil representada por cristales fracturados de feldespató. La roca modalmente fue clasificada como un leucogabro.

Según Teruggi *et al.* (1974 b) el metamorfismo regional que afecta a estas rocas es compatible con la facies esquistos verdes en la subfacies más baja (clorita).

Los diques basálticos, en general, tienen textura porfírica con pasta intergranular a traquítica. Su composición es basáltica y basandesítica, con fenocristales de plagioclasa albitizada y clinopiroxenos. Algunas variedades presentarían texturas amigdaloides y otros minerales pseudomorfos según olivina. El metamorfismo que las afecta es considerado como un metamorfismo regional en facies esquistos verdes de bajo grado (Teruggi *et al.* 1988).

Una sección delgada de una muestra proveniente del dique basáltico hallado en una pequeña cantera al norte del cerro El Perdido, revela textura porfírica con pasta intergranular a subofítica. Está formada por plagioclasa, clinopiroxeno, pseudomorfos

según clorita-esmectita (posiblemente anfíbol) y abundantes minerales opacos. Los clinopiroxenos tienen tamaño seriado y las plagioclasas, tanto los fenocristales como las microlitas de la pasta, están reemplazados por sericita, arcilla, prehenita, titanita, epidoto y carbonatos. Los reemplazos en la pasta por clorita-esmectita son abundantes. Esta mineralogía es compatible con un metamorfismo de facies esquistos verdes de muy bajo grado.

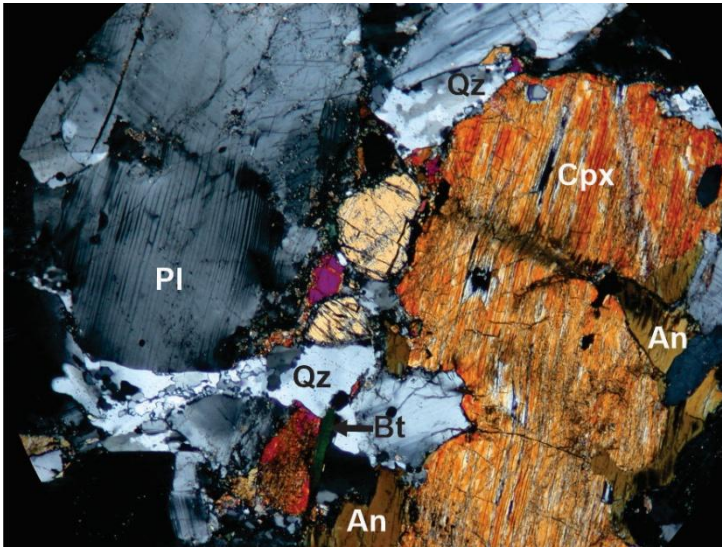


Figura 12. Fotomicrografía (5x) de diabasa proveniente de Nueva Cantera Sierras Bayas (HO). Se observan texturas de deformación dúctil en cuarzo (migración de borde de grano), en plagioclasa y en clinopiroxeno (kinking). Qz: cuarzo, Cpx: clinopiroxeno, Pl: plagioclasa, An: anfíbol, Bt: biotita.

Geoquímica del Complejo Buenos Aires

Las características petrográficas y a las asociaciones mineralógicas de las metamorfitas y de las migmatitas sugieren que sus protolitos se corresponden predominantemente con rocas magmátogenas y en menor medida sedimentarias (Ramos *et al.* 1990).

Lajoinie *et al.* (2014 b y 2019 c) realizaron análisis químicos a los mármoles aflorantes en la zona de San Miguel (HT) y determinaron que las características presentes indican que el protolito fue formado por precipitados primarios de carbonatos en un ambiente oxidante y mixto marino-hidrotermal.

Los granitoides, según Dalla Salda y Franzese (1985), en su mayoría son del tipo S (protolito sedimentario), dato que pudo corroborar Lajoinie *et al.* (2013 a y 2014 a) para los diques micrograníticos aflorantes en el área de San Miguel. El análisis de elementos mayores y trazas y de relaciones iniciales de isótopos de estroncio, sumado a datos estructurales dentro del basamento indicarían que su origen sería colisional anatético (Dalla Salda *et al.* 1987, Varela *et al.* 1988). Según Ramos *et al.* (1990) existen dos tipos de granitoides, los orogénicos (con una relación isotópica inicial inferior a 0,7060),

calcoalcalinos y emplazados en una corteza continental atenuada que han sido interpretados como producto de un arco magmático en un margen continental y los postcolisionales (leucocráticos y con relaciones isotópicas de estroncio superiores a 0,7181) interpretados como granitoides emplazados en una corteza previamente engrosada.

Sus características calcoalcalinas, peraluminosidad y rasgos sincolisionales han sido reafirmados para distintos afloramientos por diferentes autores, entre ellos: Angeletti *et al.* (2013, 2016; granito del cerro Siempre Amigos), Lajoinie *et al.* (2013 a, 2014 a; microgranitos de San Miguel).

Los estudios de las texturas, feldespatos, micas y epidoto indican una larga historia evolutiva que incluye un importante evento milonítico acompañado por un incremento en la temperatura y en fluidos a lo largo del cinturón cataclástico y granítico (Dalla Salda 1999).

Las edades modelo Sm-Nd indican que los granitoides más antiguos fueron derivados de una fuente mantélica, mientras que en los más jóvenes hubo participación de fusión de corteza inferior (Iacumin *et al.* 1999) y sugieren edades neoarqueanas (2620 ± 80 Ma) para el protolito de los magmas graníticos (Hartmann *et al.* 2002).

Los diques de composición ácida e intermedia corresponden a un vulcanismo bimodal con características calcoalcalinas (Dristas 1983, Fernández y Echeveste 1995, Echeveste *et al.* 1997, Pinese *et al.* 1999, Iacumin *et al.* 2001, Lajoinie *et al.* 2013 a y 2014 a). Sobre la base de sus contenidos en tierras raras, Ramos *et al.* (1990), los relacionaron con un magmatismo de arco y dada su forma de emplazamiento las interpretaron como producto de fusión superficial ante un régimen extensional posterior a la deformación principal de la región. Iacumin *et al.* (2001) obtuvieron valores de $\epsilon(\text{Nd})$ de -3 a -4 que indicarían que derivaron de un manto enriquecido. Según Cingolani (2011) estos valores sugieren que estos diques sufrieron, con respecto a los granitoides, una mayor contaminación cortical. Dristas *et al.* (2013) sugirieron como posible fuente magmática para estos diques a un lamprófiro ultramáfico observado en la Sierra Alta de Vela, dadas las características mineralógicas y geoquímicas de este último.

Teruggi *et al.* (1974 b) analizaron tres muestras de diabasas provenientes de las sierras del Tigre y Alta de Vela y concluyeron que se trataba de basaltos alcalinos. Según Ramos *et al.* (1990) los diques basálticos son olivínicos y de composición alcalina y su geoquímica se corresponde con rocas de intraplaca emplazadas en un ambiente extensional. Sin embargo, otros autores consideran que tanto las diabasas como los diques

basálticos son tholeíticos (Echeveste y Fernández 1994, Echeveste *et al.* 1997, Pinese *et al.* 1999, Iacumin *et al.* 2001, Dalla Salda *et al.* 2005). Pinese *et al.* (1999) y Iacumin *et al.* (1999 y 2001) determinaron que las diabasas tienen bajo contenido en TiO₂ (0,9-1,7 %) mientras que los diques basálticos tienen un alto contenido (más de 3,7 %) y de acuerdo a sus valores de $\epsilon(\text{Nd})$ propusieron que fueron derivados de un manto empobrecido y uno enriquecido, respectivamente.

Relaciones estratigráficas del Complejo Buenos Aires

El Complejo Buenos Aires es cubierto discordantemente por el Grupo Sierras Bayas y la Formación Cerro Negro (Neoproterozoico) y hacia el sudoeste por la Formación Balcarce (Paleozoico inferior). Sobre él también yacen diferentes unidades cenozoicas.

En estos contactos, generalmente, se puede observar un nivel de alteración saprolítica-arcósica y cuarzo-caolinítica, de variado espesor y composición, que es el resultado de la acción de procesos supergénicos (meteorización-pedogénesis), hipogénicos (metamorfismo, hidrotermalismo-metasomatismo) o una combinación de ambos (ver Zalba *et al.* 2009, Delgado *et al.* 2010 y trabajos allí citados). Esto se puede observar en la cantera Villa Mónica (HO) (Fig. 13), donde se desarrolla en un granito. En la Hoja Tandil, para el área de San Manuel, Zalba (1985) describe arcillas residuales y Schalamuk *et al.* (1992 a) destacan la presencia de 5 a 9 m de potencia de rocas con estructuras heredadas. En el cerro La Tortuga, Mon *et al.* (2022) refieren arcillas caoliníticas con esmectita y pirofilita subordinada y en menor medida arcillas illíticas. Estos niveles de alteración, también se encuentran en los cerros de la Montaña (Fig. 14) y El Sombrero, entre otros. En este último lugar Camilión y Zárte (1992) estudiaron los productos de neoformación y los rasgos de alteración. En el cerrito de La Cruz, Delgado *et al.* (2010) determinaron una alteración argílica avanzada a la que se le superimpuso una alteración argílica intermedia producto de procesos hidrotermales. Según Iñiguez y Zalba (1993) las arcillas de alteración del basamento granítico cubierto por la Formación Santa Mónica son illíticas con impurezas de cuarzo, mientras que las del basamento cubierto por la Formación Balcarce tienen un neto predominio de caolinita. Martínez *et al.* (2015) estudiaron las asociaciones de minerales filosilicáticos de las zonas de Barker y San Miguel y concluyeron que la paragénesis de minerales de alteración más probable de acuerdo al modelado que realizaron incluye mica potásica, cloritoide, rutilo y hematita (\pm pirofilita \pm paragonita) y como fases adicionales cuarzo o diásporo.



Figura 13. Saprolito (color castaño rosado), producto de la meteorización-pedogénesis, desarrollado sobre granito. Cantera Villa Mónica (HO).



Figura 14. Aspecto general del basamento argilitizado (BA), en discordancia cuarcitas de la Formación Balcarce (B). Cantera El Canario en el cerro de la Montaña, sierra del Piojo (HT).

Edad y correlaciones del Complejo Buenos Aires

La edad de las rocas de basamento se establece por la edad del magmatismo asociado a la subducción (2100-1900 Ma, isocrona Rb/Sr), a la de los diques ácidos e intermedios asociados (2020 ± 24 Ma; 2007 ± 24 Ma, Ar/Ar), a la de los granitoides poscolisionales, (1800-1600 Ma) y a las metabasitas (1600 Ma) (Dalla Salda y Franzese 1985, Dalla Salda *et al.* 1988, Varela *et al.* 1988, Pinese, *et al.* 1999, Iacumin *et al.* 2001, Teixeira *et al.* 2013).

Martínez *et al.* (2017) realizaron dataciones U-Th-Pb en cristales de monacita de una migmatita y de una migmatita milonitizada provenientes de la región del cerro El Cristo (HT) y determinaron un intervalo de tiempo de 1.8 a 2.3 Ga, que está en el rango de los principales eventos ígneos y metamórficos transamazónicos previamente reportados para el cratón del Río de la Plata. Estos autores obtuvieron tres grupos de edades de U-Th-Pb a los que relacionaron con un evento de colisión (I: *ca.* 2.13–2.14 Ga), un evento postcolisional termal yuxtapuesto (II: *ca.* 2.01 Ga) y un enfriamiento lento del orógeno (III: 1.80–1.90 Ga). También determinaron edades heredadas de 2.28 y 2.25 Ga que refirieron a una etapa temprana de acreción del orógeno y una edad de 2.41 Ga que atribuyeron a la presencia de corteza continental de edad sideriana reciclada. Posteriormente, Martínez *et al.* (2022) realizaron nuevas dataciones U-Th-Pb y análisis químicos en cristales de monacita de rocas provenientes de diferentes lugares de Tandilia y establecieron un rango de edades que abarca entre los 1950 y 2250 Ma.

Cingolani *et al.* (2002) obtuvieron para un conjunto de gneises, aflorantes en la aldea Hoja Balcarce, edades que se hallan entre 2197 y 2073 Ma (U/Pb SHRIMP). Por el mismo método Chernicoff *et al.* (2015 b) obtuvieron para un gneis granodiorítico (*cutting* perforación Tapalqué) edades de 2164 ± 5 Ma (circón magmático) y 2120 ± 11 Ma (titanita metamórfica).

Monzogranitos emplazados en rocas charnoquíticas de la cantera de Villa Mónica fueron datados en 2065 Ma y 2170 Ma respectivamente (U/Pb SHRIMP, Cingolani *et al.* 2002, Hartmann *et al.* 2002). Un sienogranito del cerro Redondo dio una edad 2100 Ma, mientras que las tonalitas del cerro Calvario y de los alrededores de Tandil dieron edades entre 2234 y 2166 (U/Pb SHRIMP, Cingolani *et al.* 2002). Pankhurst *et al.* (2003) para granitoides de la región de Olavarría obtuvieron una edad isocrona Sm-Nd de 2140 ± 88 Ma (relación inicial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: 0,50977) que consideraron que podría ser la edad de emplazamiento del protolito ígneo. Edades modelo Sm-Nd promedian los 2620 ± 80 Ma

lo que indica que el principal evento formador de estas rocas se remonta al Neoarqueano, lo que fue confirmado por estudios de isótopos de Hf (Cingolani 2011).

Angeletti *et al.* (2014, 2022), en las sierras de Azul, obtuvieron para el granito Siempre Amigos (HT) una edad U/Pb SHRIMP de 2101 ± 220 Ma y para el protolito granítico de una milonita de alto grado metamórfico (*striped gneiss*) del cerro Negro (HCP) una edad de cristalización U/Pb SHRIMP en circones de 2163.80 ± 4.61 Ma, respectivamente.

En el marco de este estudio se llevaron a cabo dataciones U/Pb, mediante el método de espectrometría de masas de multicolector con acoplamiento inductivo y ablación láser (LA-MC-ICP-MS), sobre una muestra de sienogranito, ubicado en el extremo noroeste de las Sierras Septentrionales (HO), y a dos muestras representativas de milonitas derivadas de protolitos ígneos, provenientes de la megacizalla de Azul (cerro La Armonía, HT). Las determinaciones isotópicas realizadas sobre circones revelaron edades de 2098 ± 19 Ma, 2162 ± 14 Ma y 2059 ± 39 Ma, respectivamente, destacándose que las dos últimas corresponden a la cristalización del protolito ígneo (Cuadro 2).

N° Muestra	Latitud	Longitud	Tipo de roca	Localidad	Circones medidos	Edad
SG-ME-3760-21	-36,7444	-60,5812	Sienogranito	Estancia Los Cerrillos	20	2098 ± 19 Ma
SG-ME-3760-49	-37,0625	-59,7567	Milonita (protolito granítico)	Cerro La Armonía	15	2162 ± 14 Ma
SG-ME-3760-52	-37,0649	-59,7568	Milonita (protolito riolítico)	Cerro La Armonía	18	2059 ± 39 Ma

Cuadro 2. Edades U/Pb obtenidas por el método LA-MCICP-MS en los laboratorios del SEGECRON.

Los diques andesíticos y riolíticos fueron datados por Echeveste *et al.* (1997) mediante isocrona Rb/Sr en 2155.4 ± 45.5 Ma. Posteriormente, Teixeira *et al.* (2001 y 2002) les asignaron una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 2020 ± 24 y 2007 ± 24 millones de años. Dristas *et al.* (2013) obtuvieron una edad para un dique lampróforo ultramáfico de 1928 ± 0.054 Ma (K/Ar sobre flogopita).

Un granito leucocrático, débilmente foliado, considerado postcolisional y aflorante en la sierra Alta de Vela fue datado en 1623 ± 100 Ma por el método Rb/Sr sobre roca total (Varela *et al.* 1985).

Estudios radimétricos Ar/Ar y K/Ar hechos sobre los diques diabásicos dieron edades de 1750 Ma (Teruggi *et al.* 1974 b) y de 811 ± 36 Ma, 803 ± 14 Ma y 1193 ± 18 Ma (Pinese *et al.* 1999). Las edades entre 800 y 1000 Ma fueron interpretadas como rejuvenecidas por actividad hidrotermal (Teixeira *et al.* 2002). Estos últimos autores obtuvieron para una diabasa de las sierras de Azul una edad U/Pb (ID-TIMS) sobre badeleyita de 1588 ± 11 millones de años. Más tarde, Teixeira *et al.* (2013) por el mismo método obtuvieron edades similares para tres diques, provenientes de las sierras de Azul y del Tigre (1589 ± 3 Ma, 1588 ± 3 Ma y 1588 ± 3 Ma).

El Complejo Buenos Aires aflorante en las sierras Septentrionales se correlaciona con las rocas de basamento del terreno Buenos Aires (2106 y 2186 Ma, Chernicoff *et al.* 2015 a y b) aflorantes en la isla Martín García y en el oeste de la República Oriental del Uruguay (Dalla Salda 1981 a). Según Cingolani (2011 y trabajos allí citados) los datos Rb-Sr, Sm-Nd y U-Pb denotan una evolución geológica que puede ser correlacionada con la del terreno Piedra Alta (Uruguay). En suma, Teixeira *et al.* (2013) correlacionaron, dadas las características geoquímicas y los datos Nd-Sr, a las metabasitas de la región de Tandil con el enjambre de diques máficos Florida, ubicados en el norte Cratón del Río de la Plata (terreno Piedra Alta). Dalla Salda (1980) sugirió que este Complejo podría ser parte de una unidad mayor extendida dentro del sureste de África, incluyendo unidades como *Vioolsdrif Suite* (2000-1730 Ma) y parte del cinturón *Namaqualand-Natal* (2200-1000 Ma).

Formación El Cortijo (5)

Metacherts, metagrauvas y metabasaltos

Antecedentes

El conjunto de rocas que conforman esta unidad fue descrito por primera vez por Teruggi *et al.* (1958, 1973 a). Posteriormente, estos autores la definieron formalmente como Formación El Cortijo (Teruggi *et al.* 1988), interpretándola como una unidad de filiación oceánica, posiblemente correspondiente a una escama de corteza oceánica o relicto de una zona de sutura.

Distribución areal

Aflora en las sierras del Tandil inmediatamente al sureste de la localidad homónima, al norte del cerro Albión. Según Teruggi *et al.* (1988) estas rocas conforman

una franja fuertemente milonitizada de rumbo aproximadamente Este-Oeste, de 3 km de extensión y de hasta 250 m de espesor. La estructura milonítica coincide con una estructura laminar original conformada por apretados pliegues isoclinales.

Litología

La unidad está compuesta por niveles de *metacherts* entre los que se intercalan esquistos. Los *metacherts* son de color gris blanquecino hasta gris verdoso azulado, cuarzosos, de grano muy fino y bandeados. Entre las bandas se presentan trenes de gránulos de clinozoisita, zoisita y escasos de pumpellita y prehnita. Los esquistos son verdes actinolíticos y hornbléndicos y esquistos verdosos oscuros con rasgos sedimentarios. Los protolitos se corresponden con basaltos y *wackes* respectivamente. Todo el conjunto está afectado por cataclasis y milonitización. El metamorfismo que afecta estas rocas es considerado como un metamorfismo regional en facies esquistos verdes de bajo grado.

Vinciguerra y D'Angiola (1990) realizaron un análisis preliminar de los indicadores cinemáticos presentes en las rocas miloníticas. Observaron heterogeneidad en la deformación y que la intensidad de ésta variaba ampliamente en cortas distancias.

Lajoinie *et al.* (2019 b) designaron a esta formación como una secuencia tipo OPS (*ocean plate stratigraphy*), que se caracteriza por estar compuesta por rocas sedimentarias (*cherts*, carbonatos, pelitas, areniscas y/o grauvacas) y volcánicas (basaltos), depositadas sobre el sustrato de una corteza oceánica, desde el momento en que se formaron hasta que se incorporan a un prisma de acreción en un margen convergente. La acreción genera plegamiento e imbricación de las rocas formando escamas separadas por fallas verticales o de alto ángulo. Además, presentan deformación y metamorfismo de bajo grado.

Geoquímica

Teruggi *et al.* (1988) analizaron geoquímicamente al grupo de rocas que integran a la Formación El Cortijo y llegaron a la conclusión de que los *metacherts* y metagrauvacas presentan afinidades con depósitos oceánicos profundos relacionados con actividad volcánica abisal. Lajoinie *et al.* (2017) analizaron el contenido de elementos de tierras raras e itrio de las rocas clasificadas como *cherts* y determinaron que se trataba de *C-Cherts sensu-stricto* y *S-Cherts* (precipitación directa y silicificación de rocas volcánicas, respectivamente, van den Boorn *et al.* 2007) lo que les permitió reafirmar que los *cherts*

de la Formación El Cortijo se formaron en una cuenca oceánica previa a la colisión del terreno Tandilia con el cratón del Río de la Plata (Fig. 15).



Figura 15. a. Detalle de *S-chert*, b. detalle de *C-chert*, en frente de cantera (HT). Tomado de Lajoinie *et al.* (2019 b-Poster).

Ramos *et al.* (1990) interpretaron que las rocas volcánicas de esta unidad se corresponden con un ambiente de arco y que dada la naturaleza oceánica de la asociación se trataría de un arco magmático islándico altamente deformado. Lajoinie *et al.* (2019 b), dadas las características geoquímicas (óxidos mayoritarios acorde a una roca metamórfica derivada de un protolito básico y contenidos de elementos trazas y tierras raras) coinciden con una afinidad con los basaltos de arcos de islas.

Relaciones estratigráficas

Esta unidad se encuentra intercalada entre migmatitas graníticas milonitizadas, blanquecinas y rojizas, del Complejo Buenos Aires y se la considera parte de él.

Edad y correlaciones

La Formación El Cortijo no tiene una edad bien establecida, aunque se estima que es previa a la deformación principal ocurrida en la región *ca.* 2000 Ma (Ramos, 1996). Su importancia regional ha sido reconocida por estudios gravimétricos y magnetométricos realizados por Kostadinoff (1995) y por datos aeromagnéticos Chernicoff *et al.* (2014).

Martínez *et al.* (2016) realizaron estudios mineralógicos y cálculos termodinámicos sobre migmatitas y gneises aflorantes en el cerro El Cristo (HT) y localizaron a estas rocas en una zona descendente a la que correlacionaron con la zona de sutura de El Cortijo.

2.1.2. NEOPROTEROZOICO

GRUPO SIERRAS BAYAS

El Grupo Sierras Bayas constituye lo que antiguamente se denominaba Estratos de La Tinta (Nágera 1919), Grupo La Tinta (Amos *et al.* 1972) o Formación La Tinta (Leveratto y Marchese 1983), y que fuera redefinido posteriormente por Iñiguez *et al.* (1989) y por Poiré (1993).

El grupo conforma una secuencia de sedimentitas y calizas de ambiente de plataforma con mares de tipo epicontinental (Iñiguez *et al.* 1989, Iñiguez Rodríguez 1999), de disposición subhorizontal, que yace discordantemente sobre el Complejo Buenos Aires. Su ambiente geotectónico corresponde a un margen continental pasivo (Gaucher *et al.* 2005). Está compuesto, de base a techo, por las formaciones Villa Mónica, Cerro Largo, Olavarría-Las Águilas y Loma Negra. Cada una de ellas representa una secuencia depositacional, definidas a partir de cambios relativos del nivel del mar (Iñiguez Rodríguez 1999) y fueron denominadas como Secuencias Tofolletti, Malegni, Diamante y Villa Fortabat (Poiré y Spalletti 2005). Las mejores exposiciones se ubican cerca de las localidades de Olavarría, Barker y San Manuel, donde se encuentran los estratos tipo de las formaciones que lo componen. En todo el grupo se registran diferentes evidencias de actividad hidrotermal (depósitos de arcillas, cristales de cuarzo, alunita y niveles ricos en hierro, entre otros).

Las unidades que lo integran fueron revisadas y estudiadas paleomagnéticamente por Rapalini *et al.* (2013), cuyos resultados reemplazaron a los obtenidos por Valencio *et al.* (1980 a y b). Sinito (1984) también realizó estudios paleomagnéticos sobre estas rocas.

Este grupo ha sido correlacionado con el Complejo Mbozi y los diques Pre Nama de África por Valencio *et al.* (1980 b) dada la similar posición de sus polos paleomagnéticos. Gaucher *et al.* (2004, 2005, 2009), sobre la base de la litoestratigrafía, la bioestratigrafía y la quimioestratigrafía, correlacionaron a parte de este Grupo, junto a la Formación Cerro Negro, con la mitad inferior del Grupo Arroyo del Soldado (Terreno Nico Pérez, Uruguay).

Formación Villa Mónica (6)

Areniscas, dolomías y pelitas

Antecedentes

Esta formación incluye lo que antiguamente se denominaba Horizontes Cuarcítico Inferior y Dolomítico (Nágera 1919, González Bonorino 1954). Poiré (1987, 1993) fue quién le dio el nombre formacional para la región de las Sierras Bayas. En la zona de Barker y San Manuel fue denominada localmente como Formación La Juanita (Iñiguez *et al.* 1989). Conforman una secuencia depositacional que fue denominada como Secuencia Tofoletti por Poiré y Spalletti (2005).

Distribución areal

Aflora en la zona de Olavarría-Sierras Bayas (HO), en las serranías ubicadas al sur de la Villa Fortabat (HCP), en los alrededores de Barker (sierra de La Tinta, cuchilla del Águila, sierra La Juanita), en las serranías que se hallan en las cabeceras de los arroyos de las Ovejas y El Puente y en las pequeñas sierras cercanas a la localidad de San Manuel, entre ellas el cerro Reconquista (HT).

Litología

En la zona de Olavarría-Sierras Bayas, donde se encuentra la sección tipo, la unidad está compuesta por dos asociaciones verticales de facies. La inferior es cuarzo arcósica de unos 16 m de espesor y la superior, de 36 a 52 m de potencia, es dolomítica y pelítica. La primera en algunos lugares presenta un ortoconglomerado basal cuarzo-arcósico de grano fino y en otros comienza con areniscas. Hacia arriba se completa con *wackes* arcósicas, arenitas subarcósicas y arenitas cuarzosas para terminar con lutitas con intercalaciones de areniscas. Poiré *et al.* (2005) hallaron distribuidos dentro de esta asociación niveles pirofílicos. En el tope de esta facies Gómez Peral *et al.* (2014) hallaron un horizonte fosfático (Cantera Piedra Amarilla, también conocida como Colombo), donde los fosfatos se presentan como lentes y concreciones asociadas a pelitas laminadas, goethita y *chert*. También, forman parte de un conglomerado como clastos retrabajados dentro de una matriz dolomítica. Las concreciones están compuestas por fluorapatita gris oscura y negra asociada a cuarzo y minerales de arcilla.

La facies superior es una asociación dolomítica biogénica, de color amarillento, con numerosos estromatolitos de los tipos estratiforme y columnar que hacia arriba culmina con 2 m de lutitas laminadas y calcipelitas rojizas, que presentan laminación ondulítica, grietas de desecación y son ricas en hierro (Figs. 16 y 17).



Figura 16. Aspecto general de la Formación Villa Mónica. Cantera al sudeste de la localidad de Villa Fortabat ($36^{\circ}59'47,9''$ - $60^{\circ}15'45,2''$; HO).



Figura 17. Estromatolito columnar. Cantera Piedra Amarilla o Colombo (HO).

Gómez Peral *et al.* (2011) estudiaron la diagénesis de las facies silicoclásticas y reconocieron minerales producidos durante regímenes eodiagénéticos (caolinita, esmectita, clorita, ópalo y/o *chert*, goethita, hematita, cementos cuarzosos y recristalización de cementos silíceos) y mesodiagénéticos (interestratificados de illita-smectita). La unidad habría alcanzado el equilibrio a profundidades de 5 km o mayores y a temperaturas elevadas (>150°C); posteriormente habría sido expuesta a telodiagénesis (degradación de argilominerales y desarrollo de una superficie kárstica en las dolomías del tope de la unidad).

En la zona de Barker las asociaciones de facies anteriores presentan variaciones. La inferior está formada por areniscas cuarzosas blanquecinas (ortocuarzitas), con tonalidades amarillentas a rosadas, de grano predominantemente medio y con estructuras tipo entrecruzada en artesa y escasa laminación; es común la acumulación lenticular de intraclastos pelíticos. Las areniscas se presentan en bancos de 2 a 8 m de potencia y con base en general ondulada. Hacia el techo se observa disminución del tamaño de grano, llegando a areniscas finas. El espesor total varía entre 12 y 16 m (Andreis y Zalba 1985). La parte superior tiene entre 2 y 6 m de espesor y está compuesta por arcilitas ferríferas, limolitas cuarzosas y arcilitas macizas amarillentas con delgados lentes de ortocuarzitas finas.

En las pelitas ferríferas el mineral se presenta en bolsones aislados en concentraciones nodulares de 5 a 7 cm de diámetro de promedio (Galliano Cenere 1949). Dristas y Martínez (2007) reconocieron goethita, hematita, pequeñas venas y agregados de specularita, y clorita asociada a siderita.

Schauer y Venier (1967) y Leveratto y Marchese (1983) también describieron, en el cerrito de la Cruz (ubicado al oeste de la localidad de Barker), niveles dolomíticos de unos 10 m de espesor con estructuras estromatolíticas que lateralmente varían hacia facies de areniscas amarillentas o pelitas ferruginosas.

Cingolani y Barbosa (1985), al este de la sierra La Juanita, también hallaron un pequeño afloramiento dolomítico donde reconocieron estromatolitos columnares de 25 a 30 cm de largo. En canteras ubicadas en esta misma sierra, Manassero *et al.* (2007, 2012) y Zalba *et al.* (2007 b, 2009, 2010) estudiaron las sedimentitas que se ubican por encima de la facies cuarcítica y definieron para ellas tres facies: una carbonática, compuesta por dolomías estromatolíticas bien preservadas; otra carbonática-siliciclástica, separada de la anterior por una superficie de meteorización e integrada por dolomías algales laminares meteorizadas con intercalaciones de arcilitas verdes que se corresponde con lo que otros

autores llamaron pelitas ferríferas; por último, una facies heterolítica formada por una sucesión de arcilitas verdosas y areniscas cuarcíticas. En las dos primeras hallaron megacristales de cuarzo, de hasta 20 cm de longitud, tanto en agregados como en cristales individuales piramidales.

Para la región de San Manuel, más precisamente en el cerro Reconquista, Zalba *et al.* (2009) describieron para las canteras El Palmar y San Felipe (también conocidas como Los Cinco Nietos y Julián Luis, respectivamente) bancos de cuarcitas entre los que se intercalan niveles arcillosos de color amarillo, verdoso hasta ocre. Estos niveles están compuestos principalmente por illita, illita-esmectita, con escasa caolinita, ocasional pirofilita, abundante cuarzo, escaso feldespato, micas desferrizadas y muy escasa hematita y goethita. La pirofilita se encuentra en intraclastos, derivados de la erosión y transporte de las rocas meteorizadas del basamento infrayacente.

Paleontología

Poiré y Spalletti (2005 y autores allí citados) reportaron, para la zona de Olavarría-Sierras Bayas, estromatolitos de los géneros *Stratifera* fm. (del tipo estratiforme), *Gymnosolen* fm., *Conophyton* fm., *Jacutophyton* fm. (del tipo columnar) y *Kusiella* fm. (del tipo columnar-estratiforme), entre otros. Gaucher *et al.* (2005) hallaron acritarcos esferomorfo asignables a *Leiosphaeridia minutissima*, *Leiosphaeridia tenuissima* y *Synsphaeridium* sp.

Ambiente de depositación

De acuerdo con Poiré (1987 en Iñiguez Rodríguez 1999) e Iñiguez *et al.* (1989) corresponde a la primera secuencia de depositación definida para el Grupo Sierras Bayas. La facies inferior refleja una transgresión marina sobre un basamento previamente meteorizado, que gradualmente evolucionó hacia condiciones litorales y posteriormente hacia un ambiente más profundo y de baja energía. Con el tiempo, las condiciones fisicoquímicas cambiaron, favoreciendo la transición de un régimen silicoclástico a uno carbonático, con el desarrollo de comunidades de algas cianofíceas y/o bacterias que promovieron la formación de estromatolitos. Esto estaría indicando un clima tropical, con aguas cristalinas y claras, poco profundas, con buena circulación y saturadas en carbonatos (Poiré y Spalletti 2005). De acuerdo con el desarrollo de los estromatolitos se considera que las paleocorrientes fueron hacia el oeste y noroeste (Iñiguez Rodríguez

1999). Las capas pelíticas superiores estarían indicando un ambiente supramareal con depositación silicoclástica.

El nivel de fosforitas estaría relacionado a una caída relativa del nivel del mar y su exposición, con la eustacia glacial; los diseños de tierras raras indican una depositación en un ambiente marino bajo condiciones anóxicas (Gómez Peral *et al.* 2014).

Para el área de sierra La Juanita, Manassero *et al.* (2012) interpretaron que la sección superior de la unidad se habría formado en un ambiente submareal, poco profundo, donde había una importante producción de algas, que evolucionó a uno intermareal de baja energía y luego a un ambiente costero de alta energía.

Rapela *et al.* (2007) realizaron dataciones U-Pb mediante SHRIMP en circones detríticos, obteniendo una edad dominante de 2200 Ma (89 %) y un pico secundario en 1150 millones de años. Estos resultados sugieren que las areniscas de esta formación derivan principalmente del aporte del infrayacente Complejo Buenos Aires. A la misma conclusión arribaron Gaucher *et al.* (2007, 2008) y Cingolani *et al.* (2010 a) quienes también hicieron geocronología con circones detríticos de esta unidad y hallaron una población unimodal de edad paleoproterozoica. Zimmermann *et al.* (2011), sobre la base de análisis geoquímicos indicaron que el detrito que integra a esta unidad es de composición alcalina y que, principalmente, proviene del basamento cristalino con un relativamente corto transporte.

Dristas y Martínez (2007) realizaron una caracterización de la génesis de los minerales de hierro presentes al norte de Barker (cerro del Medio y sierra de Las Águilas) y concluyeron que fueron formados bajo condiciones de baja temperatura y relacionados a un evento hidrotermal ampliamente distribuido en la discordancia que existe entre el basamento y la cubierta sedimentaria. Además, asignaron el origen del hierro a la destrucción de los minerales máficos de las migmatitas del basamento.

Relaciones estratigráficas

La unidad se apoya discordantemente sobre un sustrato meteorizado, de alrededor de 3 m, perteneciente al Complejo Buenos Aires y es cubierta a su vez por la Formación Cerro Largo mediante una discordancia erosiva. Gómez Peral (2008 en Gómez Peral *et al.* 2011) destacó que esta última, para la región de Sierras Bayas, es una superficie kárstica relacionada a erosión y meteorización intensas sobre las dolomías del tope de la unidad y la caracterizó como una superficie telodiagenética. Ferreyra *et al.* (2023) llegaron a conclusiones similares. Rapalini *et al.* (2008, 2013), sobre la base de datos de

paleomagnetismo, propusieron que se la podría situar tentativamente en *ca.* 600 millones de años. Zimmermann *et al.* (2011), sobre la base de datos sedimentológicos, petrográficos y diagenéticos, estimaron que esta discordancia representa un largo período de erosión. Gómez Peral *et al.* (2014) la denominaron paleosuperficie Piedra Amarilla.

Edad y correlaciones

De acuerdo a los géneros de estromatolitos Poiré (1993) le asignó una edad toniana (900 a 800 Ma). Cingolani y Bonhomme (1982, 1988), en niveles pelíticos intercalados en las dolomías de las sierras Bayas, realizaron dataciones radimétricas Rb/Sr y obtuvieron una edad de 793 ± 32 Ma, lo que permite confirmar una edad neoproterozoica (Toniano). Esto concuerda con datos paleomagnéticos (Valencio *et al.* 1980 a, b; Sinito 1984).

Dristas y Martínez (2007), para fechar el episodio de alteración hidrotermal, realizaron una datación K/Ar sobre una sericita secundaria proveniente del basamento próximo al cerro del Medio (Barker) y determinaron una edad de 616 ± 17 millones de años.

Gómez Peral *et al.* (2007) obtuvieron datos isotópicos de carbono y de oxígeno, que junto a un estudio diagenético detallado de las dolomitas proporcionan un nuevo registro de variaciones quimioestratigráficas, útiles para las correlaciones regionales y globales. Los análisis de isótopos de ^{13}C les permitieron inferir una edad *ca.* 800 millones de años.

Por otro lado, Gómez Peral *et al.* (2014) analizaron isótopos de estroncio y obtuvieron valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7069 y 0.7071, comparables con los que se registran en el Toniano o Criogeniano temprano para otras sucesiones neoproterozoicas; sobre esta base dichos autores sugirieron una posible edad similar para la Formación Villa Mónica.

Sin embargo, el hallazgo de acritarcos esferomorfos asignables a *Leiosphaeridia minutissima*, *Leiosphaeridia tenuissima* y *Synsphaeridium* sp. sugieren una edad ediacariana (Gaucher *et al.* 2005).

Poiré y Gaucher (2007), sobre la base de datos quimioestratigráficos, edad y la presencia del género estromatolítico *Conophyton*, la correlacionaron con los carbonatos del Grupo Mina Verdún (Mesoproterozoico superior a Toniano-Uruguay), pero la presencia de una asociación de acritarcos de baja diversidad y dominada por *Leiosphaeridia* (Ediacariano) pone en duda esa correlación (Gaucher *et al.* 2009).

Formación Cerro Largo (7)

Areniscas, pelitas y limolitas

Antecedentes

Esta formación constituye lo que antiguamente se denominaba Horizontes Cuarcítico Superior y de las Arcillas (Nágera 1919, González Bonorino 1954). Poiré (1987, 1993) fue quien le asignó su nombre formacional para la zona de Sierras Bayas. Se corresponde con la secuencia depositacional denominada por Poiré y Spalletti (2005) como Secuencia Malegni.

Distribución areal

La distribución areal es muy similar a la de la Formación Villa Mónica. La sección tipo se encuentra en la zona de Olavarría-Sierras Bayas (HO). Además, aflora en las serranías ubicadas al sur de la Villa Fortabat (HCP). En la Hoja Tandil se la encuentra en la sierra de La Tinta, la cuchilla del Águila y la sierra La Juanita (próximas a Barker), en las serranías ubicadas en las cabeceras de los arroyos de las Ovejas y El Puente y en las pequeñas sierras cercanas a la localidad de San Manuel.

Litología

En la zona de Olavarría-Sierras Bayas está formada por una sección inferior, de unos 15 m de espesor, compuesta por una asociación de areniscas y pelitas y una sección superior de 22 m de areniscas cuarzosas (Fig. 18).

La sección inferior tiene en su base un nivel diamictítico (Diamictita Colombo; Cingolani 2011) de 8 m de espesor, con facies de fangolitas amarillentas y blanquecinas, con lentes de brechas de ftanita y brechas diamictíticas y bloques cuarcíticos en litosomas interdigitados y deformados (Fig.19). Este nivel fue considerado como una unidad independiente por Poiré y Gaucher (2007); en este trabajo, dada la escala, se lo tratará conjuntamente con la Formación Cerro Largo. Por encima de la diamictita se observa un nivel de fango arenoso que transiciona gradualmente hacia materiales más arenosos, presentando estructuras sedimentarias características como estratificación lentiforme, ondulosa y flaser. La sección superior está compuesta por areniscas cuarzosas, ricas en glauconita, con estructuras ondulíticas, estratificación en artesa y megaóndulas.



Figura 18. Aspecto general de la sección superior de la Formación Cerro Largo en Sierras Bayas (HO).

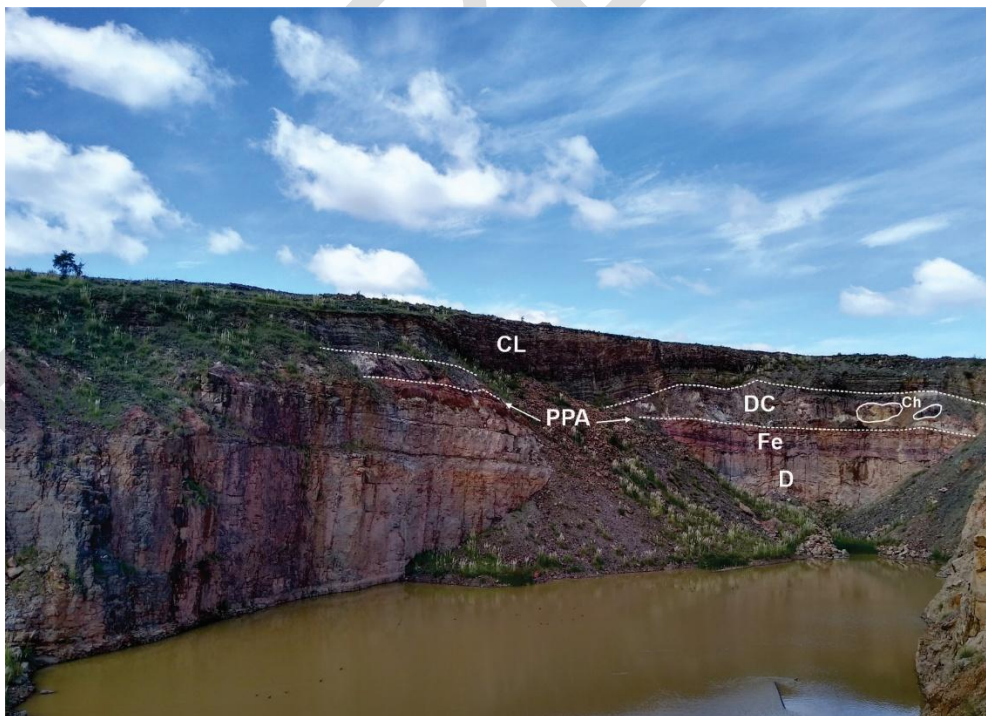


Figura 19. Cantera Colombo (HO). En el frente de la cantera se observa la facies superior dolomítica (D) que culmina con calciopelitas rojizas ricas en hierro (Fe) de la Formación Villa Mónica, la paleosuperficie Piedra Amarilla (PPA), la Diamictita Colombo (DC) donde se destaca el *chert* (Ch) y por encima la facies psamopelítica de la Formación Cerro Largo (CL).

Gómez Peral *et al.* (2011) estudiaron la evolución de la diagénesis de las facies silicoclásticas y reconocieron minerales producidos durante la eodiagénesis (pirita, esmectita y glauconita) y la mesodiagénesis (cemento cuarzoso, interestratificados de illita-esmectita, crecimiento autigénico de illita). La unidad habría alcanzado el equilibrio a profundidades menores a 4 km y a temperaturas menores a 120 °C; posteriormente habría sido expuesta a telodiagénesis (caolinitización, formación de esmectita y degradación de los interestratificados de illita-esmectita, disolución de cuarzo y reemplazo por cementos de hematita-goethita-calcedonia).

En la zona de Barker y San Manuel se observa un buen desarrollo de ortocuarcitas con intraclastos que rematan con 4 m de pelitas. Se han observado bioturbaciones.

Paleontología

Poiré *et al.* (1984) reportaron la presencia de icnofósiles de estructura simple, tales como el icnogénero *Didymaulichnus* isp., pero actualmente éstos son considerados biopelículas asociadas a grietas de desecación (Fig.20) (Poiré y Spalletti 2005, Porada y Bourgouri 2008).

Ambiente de depositación

Esta unidad representa un nuevo ascenso relativo del nivel del mar donde se depositaron sedimentos submareales y un posterior descenso progresivo habría provocado el pasaje a una planicie mixta intermareal (Iñiguez Rodríguez 1999).

Según Poiré y Spalletti (2005), la sección inferior estaría mostrando el pasaje desde una zona submareal a una menos profunda y luego a una transición, mientras que la sección superior representa una planicie arenosa submareal con lenta sedimentación.

Las diamictitas podrían tener un origen glaciario o representar flujos subácuos. Valencio *et al.* (1980 b) consideraron que la glaciación Marinoan (ocurrida ca. 700 Ma) habría sido aparentemente posterior a la sedimentación de las diamictitas aquí presentes. Poiré y Spalletti (2005) no descartan que puedan ser parte de la glaciación Sturtian (720-740 Ma).

Gaucher *et al.* (2007, 2008) realizaron estudios geocronológicos de proveniencia para las areniscas de esta formación y determinaron que se caracterizan por tener poblaciones de circones detríticos de edades principalmente paleoproterozoicas, arqueanas-paleoproterozoicas y mesoproterozoicas. La presencia de circones arqueanos

y mesoproterozoicos fue interpretada como proveniencia del Terreno Nico Pérez (Uruguay) y de un probable cinturón proto-andino, respectivamente. La ausencia de circones neoproterozoicos, por otra parte, confirmó la depositación en un margen continental estable probablemente abierto hacia el este y el sur.



Figura 20. Estructuras asociadas al accionar microbiano en grietas de desecación (biopelículas), Formación Cerro Largo, Barker (HT). Muestras gentileza Dr. E. Zappettini.

Zimmermann *et al.* (2011), sobre la base de análisis geoquímicos indicaron un aporte principal a partir de un cratón antiguo y, en menor medida, detrítico proveniente de la infrayacente Formación Villa Mónica. Con respecto a esta última, en la Formación Cerro Largo el grado de retrabajo es mucho más acentuado y no se observa la composición predominantemente alcalina.

Relaciones estratigráficas

La unidad se apoya mediante una discordancia erosiva sobre la Formación Villa Mónica y es cubierta de la misma manera por la Formación Olavarría, en el ámbito de Sierras Bayas, y por la Formación Las Águilas, en la región de Barker.

Edad y correlaciones

De acuerdo a las relaciones estratigráficas la edad de esta formación sería neoproterozoica.

Gaucher *et al.* (2005, 2009) la correlacionaron con la sección inferior de la Formación Yermal (Ediacariano) del Grupo Arroyo del Soldado de Uruguay; ambas representarían la ingresión del mar Vendiano (Ediacariano) sobre el Cratón del Río de la Plata.

Formación Olavarría (8)

Arcilitas, limolitas y areniscas

Antecedentes

Estas rocas antiguamente se denominaban Horizonte de las Arcillas (Nágera 1919, González Bonorino 1954). Durante mucho tiempo se consideró a esta unidad como la sección superior de la Formación Cerro Largo (Poiré 1987, 1993, entre otros autores). Posteriormente, Andreis *et al.* (1996) fueron quienes le asignaron su nombre formacional. Se corresponde con la secuencia depositacional denominada como Secuencia Diamante (Poiré y Spalletti 2005).

Distribución areal

La sección tipo se encuentra en la zona de Olavarría-Sierras Bayas (HO) y en las serranías ubicadas al sur de la Villa Fortabat (HCP).

Litología

Está compuesta por arcilitas y limolitas amarillentas con estratificación mixta ondulosa a lentiforme. Las limolitas presentan estratificación entrecruzada. Hacia arriba se observan arcilitas rojizas con lentes de areniscas verdes glauconíticas intercaladas (Figs. 21 y 22). Su espesor es de aproximadamente 38 metros. Codignotto (1969) identificó la presencia de concreciones ferruginosas con un porcentaje de óxido férrico de 57,50 % (Fig. 23).



Figura 21. Vista general de la Formación Olavarría (O), infrayace Formación Cerro Largo (CL).
Cantera La Providencia (HO).

Zalba *et al.* (2009) describieron el perfil estratigráfico denominado El Tajo (ex Cementos San Martín, hoy Loma Negra,) y en él reconocieron para esta formación tres secciones. La inferior tiene más de 11 m de espesor y está compuesta por arcilitas con intercalaciones de limolitas y areniscas cuarzosas grisáceas, grises amarillentas y ocre. La sección media tiene hasta 9 m de espesor y está formada por areniscas, alternancia de areniscas y arcilitas y arcilitas, con colores que varían entre amarillentos y ocre. Finalmente, la sección superior es de unos 5 m de espesor y contiene limolitas y arcilitas

subordinadas, de colores rojizos y violáceos y en menor medida amarillentos y grisáceos. Además, realizaron estudios petrográficos sobre las pelitas de las tres secciones en la cantera Cruz Pavone (sierras Bayas-cantera Fiscal D2) e identificaron para la sección inferior una laminación formada por alternancia de material arcilloso y cuarzo. Cuando predomina el primero, se observa que está teñido de óxidos (hematita) y sulfuros de hierro (pirita). Las pelitas de la sección media tienen una laminación más marcada y la hematita se dispone en la porción más arcillosa, siguiendo grietas y fisuras. En las pelitas rojizas de la sección superior, existe una marcada laminación, óxidos (hematita) e hidróxidos de hierro (goethita) en fisuras, escaso feldespato y abundante cantidad de calcita, por lo que llega a constituir una limolita calcárea. El análisis de las arcillas por difracción de rayos X les permitió concluir que la illita + illita-esmectita (I/S) predominan en las tres secciones, con porcentajes similares, al igual que el cuarzo que es muy abundante. En la sección media se detectaron escasas caolinita, glauconita y esmectita, mientras que en la inferior hay muy escasa esmectita.

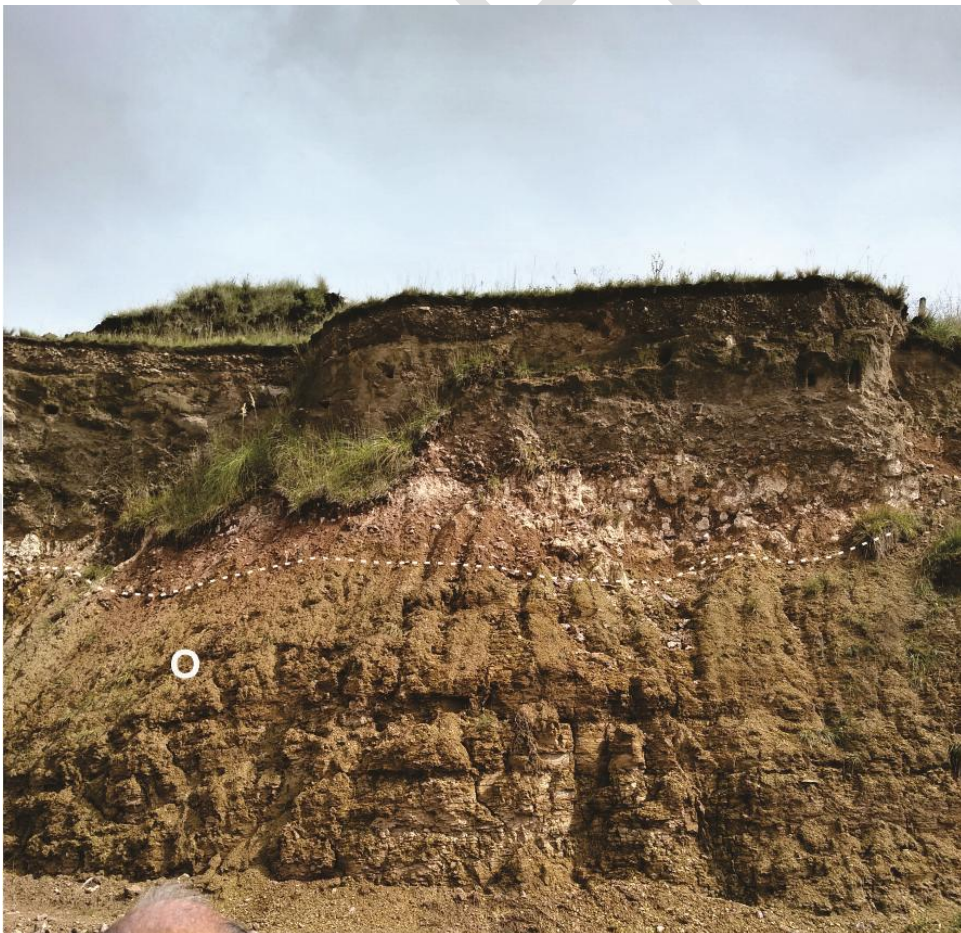


Figura 22. Detalle de la Formación Olavarría (O), suprayacen depósitos cenozoicos. Cantera La Alcancía (HO).



Figura 23. Concreción ferruginosa (HO).

Gómez Peral *et al.* (2011) estudiaron los rasgos diagenéticos de las pelitas de esta formación y concluyeron que fueron afectadas por una mesodiagénesis temprana (crecimiento autigénico de illita). Además, observaron la preservación de rasgos eodiagenéticos (escasa deformación de la matriz, predominio de fábrica flotante, formación de concreciones de calcita y de hematita y venillas de ópalo).

Paleontología

En las sierras Bayas, Pöthe de Baldis *et al.* (1983) hallaron, en un nivel de arcilitas ubicado en la parte superior de la secuencia, colonias de algas cianófitas (*Paleorivularia ontarica*) reemplazadas por pirita, formas algales discoidales carbonosas (*Chuarina olavarriensis*) y formas microplañctónicas (*Leiosphaeridia* y *Protoleiosphaeridium*). Gaucher *et al.* (2005) pusieron en duda si *Paleorivularia ontarica* es realmente un fósil o si se trata de framboides de pirita, mientras que reasignaron a los siguientes dos taxones a *Chuarina circularis* Walcott y a *Leiosphaeridia minutissima*. Además, estos autores también reconocieron *Leiosphaeridia tenuissima* como elemento dominante.

Ambiente de depositación

Según Iñiguez Rodríguez (1999) esta unidad representa una planicie pelítica supramareal.

Poiré y Spalletti (2005) sugirieron que representa un nuevo ciclo transgresivo relativamente rápido donde se llegó a la exposición de facies intermareales para culminar con un nuevo avance del mar (Andreis *et al.* 1996).

Relaciones estratigráficas

Poiré y Spalletti (2005) observaron un pasaje transicional entre esta unidad y la infrayacente Formación Cerro Largo, mientras que Andreis *et al.* (1996) y Zalba *et al.* (2009) sugirieron que existe entre ambas una discordancia erosiva. El contacto con la suprayacente Formación Loma Negra también es discordante.

Edad y correlaciones

De acuerdo a los datos paleontológicos provistos por Pöthe de Baldis *et al.* (1983) y a las dataciones radimétricas Rb/Sr (769 ± 12 Ma) hechas sobre arcilitas por Bonhomme y Cingolani (1980) y Cingolani y Bonhomme (1982), la edad de esta formación sería neoproterozoica. Gaucher *et al.* (2005) a la asociación de *Leiosphaeridia* le atribuyeron una edad ediacariana.

En una posición cronoestratigráfica equivalente, Pazos y Rapalini (2011) ubicaron a la Formación Sierra del Volcán (Spalletti y del Valle 1984). Estas sedimentitas de origen glaciario se ubican en la sierra homónima, fuera del área relevada y a escasos kilómetros del límite este de la Hoja Tandil. Sin embargo, la edad de esta formación, sobre la base de dataciones U-Pb en circones detríticos, es considerada ordovícica superior (Van Staden *et al.* 2009, 2010).

Gaucher *et al.* (2009) la correlacionaron con la sección superior de la Formación Yerbal (Ediacariano) del Grupo Arroyo del Soldado de Uruguay.

Formación Las Águilas (9)

Areniscas y pelitas

Antecedentes

Esta unidad antiguamente se denominaba Horizonte de las Arcillas (Nágera 1919, González Bonorino 1954). Durante mucho tiempo se la consideró como la sección superior de la Formación Cerro Largo. Zalba *et al.* (1988) fueron quienes le asignaron su nombre formacional. Al igual que la Formación Olavarría, se corresponde con la Secuencia Diamante de Poiré y Spalletti (2005).

Distribución areal

Se ubica únicamente en la Hoja Tandil. La sección tipo se encuentra en la sierra de Las Águilas, en la zona de Barker. También aflora en las sierras de la Tinta y La Juanita y en serranías cercanas a esta última (Fig. 24).



Figura 24. Secuencia estratigráfica en el borde oriental de la sierra de Las Águilas (HT). Complejo Buenos Aires (BA), Formaciones Villa Mónica (VM), Cerro Largo (CL) y Las Águilas (LA). Ruta provincial 80, vista hacia el oeste.

Litología

Según Poiré y Spalletti (2005) y Zalba *et al.* (2009) la mejor exposición se halla en la sierra de Las Águilas. Aquí, la unidad comienza con brechas de ftanita (*chert*) varicolor de unos 5 m de espesor con clastos calcáreos oolíticos muy silicificados. Por encima entre 5 y 9 m de pelitas ferríferas, que por sectores presentan hierro macizo (Fig. 25). Están compuestas por caolinita, pirofilita, illita, proporciones variables de interestratificados de illita-esmectita, cuarzo y escaso feldespató. También se observan delgados niveles lenticulares, de hasta 0,25 m de espesor y de gran extensión lateral, formados por alunita,

acompañada de halloysita, caolinita, diásporo, hematita y goethita. Le siguen unos 8,5 m de facies pelíticas y heterolíticas varicolores; la sección remata con unos 2,5 m de areniscas cuarcíticas muy gruesas. Las pelitas son laminadas y macizas, mientras que las facies heterolíticas son onduladas y lentiformes, con laminación entrecruzada. Los bancos cuarcíticos tienen estructuras planoparalelas y estratificación entrecruzada planar, en artesa y sigmoidal.



Figura 25. Muestra representativa de un nivel ferruginoso (HT).

Esta unidad presenta una alteración argílica avanzada cuya paragénesis de minerales fue estudiada por Martínez *et al.* (2013) mediante estudios petrográficos, DRX y microsonda electrónica. Estos autores llegaron a la conclusión que los fluidos hidrotermales habrían ascendido desde ambientes profundos con una fuente metamórfica y/o cuerpos ígneos ocultos. Según Valvano (1954), el mineral de hierro presente también tendría un origen hidrotermal pero asociado a procesos diagenéticos.

Paleontología

Existen reportes de presencia de icnofósiles de estructura simple, tales como el icnogénero *Didymaulichnus* isp. (Zalba *et al.* 1988), pero actualmente éstos son considerados biopelículas algales y bacterianas asociadas a grietas de desecación (Poiré y Spalletti 2005).

Ambiente de depositación

Según Poiré y Spalletti (2005), y al igual que la Formación Olavarría, representaría un ciclo transgresivo.

Relaciones estratigráficas

Se apoya mediante una discordancia erosiva sobre la Formación Cerro Largo y se estima que es cubierta de la misma manera por la Formación Loma Negra, ya que este contacto no se encuentra visible.

Edad y correlaciones

De acuerdo a las relaciones estratigráficas la edad de esta formación sería neoproterozoica.

Al igual que con la Formación Olavarría, Pazos y Rapalini (2011) ubicaron a las sedimentitas glaciarias de la Formación Sierra del Volcán en una posición cronoestratigráfica equivalente. Sin embargo, la edad de esta formación, actualmente, es considerada ordovícica superior (Van Staden *et al.* 2009, 2010).

Los hierros macizos de la sección superior se podrían correlacionar con los hierros bandeados descritos por Gaucher *et al.* (2003) en la parte superior de la Formación Yermal de Uruguay (Neoproterozoico superior).

Formación Loma Negra (10)

Calizas

Antecedentes

Nágera (1919) denominó esta unidad como Horizonte Calcáreo, Borrello (1966) Caliza Loma Negra y Poiré (1987) fue quien propuso su denominación formal. Se corresponde con la secuencia depositacional denominada Secuencia Villa Fortabat (Poiré y Spalletti 2005).

Distribución areal

Aflora en la zona de las Sierras Bayas (HO), en las serranías ubicadas al sur de la Villa Fortabat (HCP) y al sudeste de la localidad de Villa Cacique (HT).

Litología

En las sierras Bayas está formada por 45 m de calizas (*mudstones*) grises oscuras, negras y rojizas con abundante detrito terrígeno en la base y materia orgánica en la parte superior. Tiene un nivel inferior de calizas rojizas de unos 8 m y uno superior de calizas negras de unos 32 metros. La parte basal presenta estratos con óndulas, laminación

ondulítica y entrecruzada y estratificación en artesa. La sección superior está formada por *mudstones* oscuros laminados, ricos en materia orgánica (Fig. 26).



Figura 26. Sección superior de la Formación Loma Negra. Cantera de caliza La Providencia (HO).

Massabie y Amos (1992) y Massabie *et al.* (1992), en diferentes frentes de la cantera Loma Negra (HO), describieron seis cuerpos diapíricos arcilíticos asociados a fallamiento, con formas de cuñas y diques, donde el de mayor tamaño tiene un desarrollo vertical de 25 metros. Según estos autores, los diapiros están compuestos por arcilitas de la Formación Olavarría que por inducción tectónica intruyeron a la Formación Loma Negra.

Zalba *et al.* (2007 a), en un frente abierto de la cantera La Pampita (Loma Negra), ubicada a 14 km al SO de la ciudad de Olavarría, hallaron, intercalado entre las calizas negras aflorantes, un dique clástico arcilloso, subhorizontal, con una orientación N-S y que se extiende por más de 300 m con un espesor promedio de 1,50 metros. Conectados a él existen varios diques clásticos verticales que intersectan solamente a las calizas suprayacentes y están directamente conectados con la infrayacente Formación Olavarría.

Estos diques, al igual que los diapiros, fueron interpretados como derivados de procesos de inyección de material fino (fangos sobrepresurizados y fluidizados a lo largo de fallas, fracturas y discontinuidades sedimentarias dentro de las calizas) y provenientes de la Formación Olavarría.

En Barker, en la cantera Loma Negra (Yacimiento Barker), asociados a los bancos calcáreos gris oscuro hay niveles lenticulares de rocas calcáreo-dolomíticas de tonos amarillentos donde se han reconocido estructuras algales estromatolíticas de pequeño tamaño (Cingolani y Baldis 1985). En esta cantera y en la de El Infierno, por efectos de disolución, existen sectores rellenos por material pelítico colapsado proveniente de la Formación Cerro Negro que la sobreyace.

Paleontología

Se ha reportado la presencia de numerosas formas algales primitivas. En la parte basal se han reconocido icnofósiles (*Helminthopsis* isp.) y posibles marcas de medusas (Poiré y Spalletti 2005). Gaucher *et al.* (2005) comunicaron el hallazgo de fósiles tubulares calcáreos en Sierras Bayas asignados tentativamente a *Cloudina* cf. *C. riemkeae*.

Ambiente de depositación

Esta unidad representa un progresivo ascenso relativo del nivel del mar con condiciones favorables para la precipitación de carbonatos, en un ambiente de aguas someras (sección inferior) que culmina con un descenso del nivel representado por un ambiente de albuferas y exposición de las facies carbonáticas con formación de relieve kárstico (sección superior) (Barrio *et al.* 1991, Iñiguez Rodríguez 1999).

Relaciones estratigráficas

Se apoya mediante una discordancia de bajo ángulo sobre la Formación Olavarría (en Sierras Bayas) y se supone que lo hace de la misma manera sobre la Formación Las Águilas en la zona de Barker, ya que este contacto no es visible. En ambas localidades, la Formación Loma Negra, tiene en el techo una superficie erosiva producto de procesos de disolución kárstica previos a la depositación de la Formación Cerro Negro. Esta discordancia es de alcance regional y se la conoce como superficie Barker (Poiré *et al.* 2007, Poiré y Gaucher 2007, 2009).

Edad y correlaciones

Sobre la base de la paleontología, la posición estratigráfica y los datos quimioestratigráficos (Kawashita *et al.* 1999, Gaucher *et al.* 2005, Gómez Peral *et al.* 2007) se la ha asignado al Neoproterozoico (Ediacariano).

El género *Cloudina* es un fósil guía que indica una edad ediacariana superior. Su presencia les permitió a Gaucher *et al.* (2005) la correlación de esta unidad con la parte inferior de la Formación Polanco (Grupo Arroyo del Soldado, Uruguay). Gómez Peral *et al.* (2007) también la equipararon con el Grupo Corumbá (Brasil), lo que les permitió asignarle una edad *ca.* 580-590 millones de años.

La paleosuperficie kárstica Barker fue tentativamente correlacionada con el Miembro Vingerbreek (549 ± 1 a 545 ± 1 Ma) del Grupo Nama, África (Gaucher *et al.* 2009).

Formación Cerro Negro (11)

Arcilitas, margas, brechas, areniscas finas, limolitas, piroclastitas

Antecedentes

Esta formación fue considerada por Nágera (1919) como parte de los Estratos de La Tinta. Posteriormente fue definida por Iñiguez y Zalba (1974) para la región de Olavarría y Sierras Bayas. Bertolino (1988) adoptó esta misma denominación para las pelitas gris oliva equivalentes y aflorantes en la zona de Villa Cacique.

Se corresponde con la secuencia depositacional denominada Secuencia La Providencia (Poiré y Spalletti 2005).

En la zona de Sierras Bayas, Andreis *et al.* (1992) determinaron para esta unidad dos sistemas depositacionales. Arrouy *et al.* (2015), para esta misma zona, hicieron un estudio detallado sobre las sedimentitas aflorantes y de subsuelo y propusieron red denominar a la unidad como Grupo La Providencia, integrado de base a techo por tres formaciones: Avellaneda, Alicia y Cerro Negro *sensu stricto*.

Rapalini *et al.* (2013) realizaron una revisión y estudios paleomagnéticos.

Distribución areal

Aflora en la región de Olavarría en las Sierras Bayas (HO) y en la localidad de Cerro Negro (HCP), donde se encuentra su sección tipo. También se la ubica en el área de Barker, entre la localidad de Villa Cacique y la calera El Infierno (HT).

Litología

En general, está formada por una secuencia de arcilitas illito-cloríticas de colores verdosos y rojizos de unos 170 m de espesor (Iñiguez Rodríguez 1999). Sin embargo, nuevos afloramientos de canteras y perforaciones sugieren que alcanzaría un espesor aproximado de unos 400 m (Poiré y Gaucher 2009). En la parte basal se han reconocido fosforitas (Miembro Fosfático, Leanza y Hugo 1987) de carácter lenticular que no siempre están presentes.

En la región de Sierras Bayas se han llevado a cabo muchos estudios sobre esta formación.

Barrio *et al.* (1985, 1991) para la sección basal describieron, de base a techo, brechas de talud con bochones de ftanita y fangolitas, seguidas por *mudstones* micríticos con estratificación plana y fangolitas que culminan en *mudstones* micríticos con estratificación ondulítica. Los colores de esta secuencia varían entre amarillentos, violáceos y verdosos. Para los afloramientos de la cantera Loma Negra, en la base de la unidad se ha descrito, asociada a arcilitas illíticas gris azulado, la presencia de lentes de fosfatos brechosos negro grisáceo; el conjunto tiene un espesor de 2,3 m y contiene tenores de 0,38 a 20,94 % de P₂O₅ (Leanza y Hugo 1987). Los lentes de fosfato están compuestos por fluorapatita asociada a cuarzo y minerales de arcilla (Gómez Peral *et al.* 2014). Cuomo *et al.* (1983) también reconocieron en perforaciones (cerro Soltero) la presencia de paquetes de areniscas finas y limolitas con intercalaciones de piroclastitas ácidas.

Andreis *et al.* (1992) determinaron para esta formación dos sistemas depositacionales, separados por una paleosuperficie ondulada. El Sistema Depositacional Inferior (SDI) afloraría en el área de Sierras Bayas, mientras que el Sistema Depositacional Superior (SDS) lo haría en diferentes zonas de las sierras Bayas y en la localidad de Cerro Negro. EL SDI tiene hasta 28 m de espesor y se compone de limolitas y arcilitas calcáreas gris-oliva y rosadas, macizas o laminadas, margas y una brecha de caliza negra fosfatizada en la base. El SDS llega a tener 90 m de espesor y está formado por areniscas cuarzosas, limolitas, arcilitas y facies heterolíticas y caóticas. Las pelitas tienen intercaladas margas, son de coloraciones rojizas y verdosas y presentan laminación, calcos de carga y concreciones de baritina, de hasta 10 cm, en forma de nódulos. Zalba *et al.* (2009) estudiaron las arcillas y determinaron que en el SDI están compuestas principalmente por illita + I/S, con impurezas de abundante cuarzo. Mientras que en el SDS abunda la illita con presencia de interestratificados de clorita-esmectita y

escasa montmorillonita, con impurezas de cuarzo, feldespato y óxidos e hidróxidos de hierro (hematita y goethita).

Arrouy *et al.* (2015) realizaron un análisis sedimentológico y estratigráfico detallado sobre las sedimentitas aflorantes y sobre un paquete de unos 150 m de espesor, de sedimentitas finas silicoclásticas de color gris oscuro a negro, identificado sólo en subsuelo. Este paquete se ubica estratigráficamente entre la sección basal margosa y la sección superior netamente heterolítica. Sobre la base de este estudio definieron diez facies sedimentarias, agrupadas, de base a techo, en tres sucesiones de facies. La facies I, a la que denominaron Formación Avellaneda, está compuesta por margas y arcilitas rojas, la facies II (Formación Alicia, reconocida sólo en subsuelo y no siempre presente) por lutitas negras, limolitas grises e intervalos heterolíticos grises y la facies III (Formación Cerro Negro *sensu stricto*) por sucesiones heterolíticas y arenosas. Las facies silicoclásticas finas contienen cuarzo, plagioclasas y arcillas; las facies margosas, calcita en proporciones variables, cuarzo y arcillas (illita y en menor medida clorita). Las areniscas finas a medianas tienen buena selección, escasa matriz y se componen de cuarzo monocristalino, plagioclasa, arcilla (illita y clorita), mica detrítica (muscovita y biotita) y mineral opaco (pirita y hematita). A todo este conjunto lo denominaron como Grupo La Providencia.

En la zona próxima a Villa Cacique aflora una secuencia equivalente de pelitas gris oliva que se inicia con una brecha intraformacional de caliza en matriz psamítica (Zalba 1981, Dalla Salda *et al.* 1972). Las brechas constituyen cuerpos discontinuos de entre 2,5 a 1 m y distanciados entre sí entre 15 y 25 m y responden a fenómenos kársticos (Fig. 27). Las pelitas tienen un espesor aflorante de 14,5 m, son bien laminadas y están compuestas por arcilitas (principalmente illito-cloríticas) con intercalaciones de limolitas y de delgadas lentes psamíticas. La mineralogía de las arcillas está compuesta por illita, illita-esmectita y clorita-esmectita, con impurezas de abundante cuarzo y escasos feldespatos. También se han detectado en algunos niveles escasas esmectita y alunita, mientras que en la parte superior de la secuencia se identificaron trazas de caolinita y halloysita (Zalba *et al.* 2009). El conjunto tiene rumbo N80/60°O e inclina entre 4 y 6° al S y SO (Bertolino 1985, 1988). En una cantera de la empresa Loma Negra, en la base de la unidad, Leanza y Hugo (1987) encontraron fosfatos negro parduzco en forma de lentes y de bandas irregulares. Forman brechas de fosfato o están asociadas a masas de *chert* y a *wackes* cuarzosos fosfáticos. En conjunto alcanzan los 3 m de espesor y contienen tenores de 2,02 a 27,14 % de P₂O₅.



Figura 27. Superficie kárstica en el contacto entre Formación Loma Negra (LN) y Formación Cerro Negro (CN). Se observan sumideros a la manera de “embudos” rellenos con sedimentos de esta última dentro del paisaje kárstico de la primera. Cantera empresa Loma Negra, planta Barker (Yacimiento Barker-HT).

Paleontología

Cingolani *et al.* (1991) reportaron la presencia de acritarcos de morfología simple principalmente de los tipos *Leiosphaeridia*, *Trachysphaeridium* y *Synsphaeridium*. Gaucher *et al.* (2005) también hallaron *Leiosphaeridia tenuissima*, *Lophosphaeridium* y *Synsphaeridium*.

En la parte superior de la secuencia basal hay niveles con gran abundancia de *Skolithos* de hasta 5 cm de largo (Poiré *et al.* 2003, Poiré y Spalletti 2005).

Arrouy *et al.* (2016) informaron la presencia de estructuras discoidales preservadas en areniscas tabulares (Fig. 28). Las características de conservación y morfología de estas estructuras, los llevó a asemejarla a morfos típicos del plexo de *Aspidella*. Según estos autores la presencia de *Aspidella* conformaría el primer registro confiable de organismos de cuerpo blando del Ediacariano en Sudamérica.



Figura 28. Estructuras discoidales (*Aspidella*) preservadas en areniscas tabulares. a. Muestras con ejemplares de *Aspidella* exhibidas en el mirador La Cabañita, de Cementos Avellaneda (HO). b. Detalle mostrando diferentes formas y tamaños.

Ambiente de depositación

El nivel de fosforitas fue interpretado como el resultado de una regresión del mar, donde las condiciones físico químicas del agua favorecieron la precipitación de los fosfatos y donde la regresión favoreció el desarrollo de una superficie suavemente canalizada, labrada en el techo de las calizas de la Formación Loma Negra, que se colmató rápidamente con restos re TRABAJADOS de calizas y fosfatos (Leanza y Hugo 1987). Posteriormente, con un ascenso del mar se habría instalado un ambiente costero influenciado por oleaje y mareas con esporádicas tormentas.

Arrouy *et al.* (2015) interpretaron que su facies I se habría depositado en una planicie de marea, bajo condiciones supramareales de baja energía, con buena oxigenación y eventual exposición subaérea; la facies II, en una planicie de marea, bajo condiciones submareales de baja energía y en un ambiente de tipo anóxico a subóxico; mientras que la facies III lo habría hecho bajo condiciones intermareales con buena oxigenación.

Zimmermann *et al.* (2005, 2011) postularon un cambio de procedencia entre las rocas de esta formación y las del grupo Sierras Bayas, ya que hallaron niveles re TRABAJADOS de bentonitas e indicios de aporte desde un arco volcánico continental. Posteriormente, sobre la base de estudios geoquímicos, corroboraron este aporte y propusieron que esta unidad estaba relacionada a un margen continental activo que bordeaba el Gondwana. Además, sugirieron que representaría una cuenca de retroarco de margen continental o una cuenca de antepaís marina. Penzo *et al.* (2023) llegaron a conclusiones similares.

Sin embargo, Cingolani *et al.* (2010 a) obtuvieron edades U-Pb en circones detríticos similares a las de la Formación Cerro Largo, aunque con menor presencia de edades arqueanas, lo que les permitió sugerir que el área de proveniencia era la misma.

Relaciones estratigráficas

La Formación Cerro Negro sobreyace a la Formación Loma Negra mediante una discordancia de alcance regional, denominada superficie Barker (Poiré y Gaucher 2007, 2009). Es cubierta de igual manera en toda la región por depósitos cenozoicos. También, se supone una relación discordante con la Formación Balcarce (Paleozoico inferior), aunque no ha sido observada en las tareas de campo.

Edad y correlaciones

De acuerdo a los datos paleontológicos proporcionados por Cingolani *et al.* (1991) y a las dataciones radimétricas Rb/Sr en pelitas (723 ± 21 Ma) hechas por Bonhomme y Cingolani (1980) y Cingolani y Bonhomme (1982) y K/Ar (680 Ma, Cingolani y Rauscher 1985), la edad de esta formación sería neoproterozoica.

Gaucher *et al.* (2005, 2009) la correlacionaron con la parte inferior de la Formación Cerro Espuelitas (Ediacariano) del Grupo Arroyo del Soldado de Uruguay.

Leanza y Hugo (1987), dada la similitud de edad, correlacionaron al nivel fosfático con importantes yacimientos de fosforitas de Brasil (Grupo Bambuí), de África y de Australia.

La paleosuperficie Barker, que la separa de la infrayacente Formación Loma Negra, fue tentativamente correlacionada con el Miembro Vingerbreek (549 ± 1 a 545 ± 1 Ma) del Grupo Nama, África (Gaucher *et al.* 2009). Esta correlación permitió a Zimmermann *et al.* (2011) proponer una edad de depositación de entre 545 y 542 Ma (Ediacariano tardío).

2.2. PALEOZOICO

2.2.1. ORDOVÍCICO INFERIOR - SILÚRICO INFERIOR

Formación Balcarce (12)

Cuarcitas, conglomerados y pelitas

Antecedentes

Esta formación fue considerada por Nágera (1919) como parte de los Estratos de La Tinta. Fue definida como Cuarcitas Balcarce por Amos *et al.* (1972) y finalmente como Formación Balcarce por Dalla Salda e Iñiguez (1979). Se corresponde con la Secuencia Batán (Poiré y Spalletti 2005).

Distribución areal

Aflora de forma saltuaria a lo largo de todo el borde SO de las Sierras Septentrionales, desde la sierra Quilla Lauquén (HO) hasta Mar del Plata. Se halla bien representada entre esta última localidad y Balcarce (fuera del área abarcada por estas Hojas). Los afloramientos, de noroeste a sudeste, forman las serranías ubicadas en: la estancia Los Cerrillos, los cerros de la Escalera y la China, la sierra Dos Hermanas (HO), el oeste (CP), sur y sudeste de la localidad de Chillar, la estancia Las Cinco Lomas, el cerro La Tortuga, la estancia La Blanquita, el arroyo Calavera, la sierra del Piojo, el cerro del Corral, las sierras de la Tigra y de Los Barrientos, los cerros de la Guitarra, San Luis, El Bote y El Sombrero y la estancia Sierra Larga (HT).

Litología

Tiene un espesor promedio de 75 a 90 metros. En subsuelo alcanza los 405 m, según la perforación Punta Mogotes N°1 (Dirección de Minas y Geología 1948, Dirección General de Industria Minera 1949). Está compuesta, en general, por bancos de entre 0,3 y 3 m de ortocuarcitas con intercalaciones de delgados niveles de conglomerados finos y de pelitas caoliníticas grises. En ellos se observa estratificación cruzada, laminación convexa, óndulas de corriente y en parte estratificación gradada normal. También se han observado estructuras del tipo flaser, ondulosa y lenticular. El color es comúnmente claro desde el gris hasta el blanco; también se han observado variedades castaño claro (Figs. 29 y 30).

Dristas y Frisicale (1987, 2003), en el cerro del Corral (HT) identificaron la presencia de lapillitas y tobas con alteración hidrotermal.

En la zona de Chillar suprayace al basamento saprolitizado; aquí en la cantera Mina La Verónica aflora un nivel de 9 m de brechas y conglomerados oligomícticos de matriz areno cuarcítica de color blanquecino con clastos de hasta 8 cm muy angulosos hasta subredondeados y areniscas guijosas blanquecinas bien consolidadas, con estructuras entrecruzadas y en hueso de arenque. En estas areniscas se reconocen trazas fósiles. Los conglomerados muestran geometría tabular y lenticular con estructura interna maciza,

planar y entrecruzada (Poiré 1998). Este autor denominó informalmente a estas brechas y conglomerados como facies Chillar.



Figura 29. Aspecto general de la Formación Balcarce (B), infrayace el Complejo Buenos Aires (BA). Cerro San Luis, vista hacia el sur (HT).



Figura 30. Estratificación en la Formación Balcarce (B), infrayace el Complejo Buenos Aires (BA). Cantera San Bernardo en Cerro La Tortuga (HT).

Las cuarcitas están compuestas casi en su totalidad por granos de cuarzo con contactos cóncavos/convexos a suturados, acompañan en franca minoría (menos del 2%) muscovita, anfíbol, piroxeno, turmalina, circón y titanita. Texturalmente, a la mayoría se las ha clasificado como arenitas cuarzosas, bien seleccionadas y de tamaño arena mediana. La petrografía de estas rocas fue estudiada en detalle por del Valle y Manassero (1995) para el área comprendida entre Balcarce y Mar del Plata (fuera del ámbito de estudio). Estos autores estimaron una tasa de sedimentación del orden de los 10,9 m/Ma.

Soldati (2019) realizó estudios sedimentológicos de detalle en el área de Cabo Corrientes (en la vecina Hoja Geológica Mar del Plata). Para esta región diferenció una litofacies psefítica, diez psamíticas y tres pelíticas. También, determinó que las pelitas tienen una composición de argilominerales, de origen detrítico, cercana al 75%, con fuerte predominancia de caolinita y el resto de agregados de esmectita e illita.

Recientemente, Otero y Pazos (2023) en la sierra de la Vigilancia, ubicada al este, fuera del área de estudio, definieron para esta unidad, de acuerdo a evidencias sedimentológicas, dos secuencias depositacionales limitadas por una superficie erosiva; este rasgo podría permitir la correlación de los diferentes afloramientos de esta formación.

Paleontología

Se han encontrado numerosos icnogéneros, entre ellos: *Cruziana*, *Arthropycus* y *Rusophycus*, todos correspondientes batimétricamente a la Icnofacies de *Cruziana* (Aceñolaza 1979). También se han citado *Didymaulichnus*, *Cochlichnus*, *Herradurichnus*, *Palaeophycus*, *Monomorphichnus*, *Scolicia* isp. y *Ancorichnus ancorichnus*, entre otros. (Borrello 1966, Poiré *et al.* 1984, del Valle 1987, Cingolani *et al.* 1985, Poiré y del Valle 1996, Poiré 1998). Seilacher *et al.* (2002) describieron, además, la presencia de *Cruziana ancora angusta*, *C. bonariensis*, *Diplichnites* isp., *Gyrochorte zigzag* y *Arthropycus alleghaniensis*, entre otras icnoespecies. Poiré *et al.* (2003) también reportaron la presencia de *Cruziana furcifera* y *Plagiogmus*, entre otras trazas fósiles. Los datos más recientes sobre la presencia de *Herradurichnus* en esta formación corresponden a Gutiérrez (2017), quien estudió este icnogénero en las sedimentitas aflorantes en cabo Corrientes, fuera del alcance de estas Hojas Geológicas.

Ambiente de depositación

La sedimentación de esta unidad se produjo posteriormente a la peneplanización que afectó al basamento y a las sedimentitas neoproterozoicas y habría ocurrido en una plataforma abierta, poco profunda, dominada por mareas e influenciada por tormentas, en un ambiente litoral a sublitoral con fluctuaciones periódicas progradantes y de somerización (Iñiguez *et al.* 1989, Poiré y Gaucher 2009 y referencias ahí citadas). Las paleocorrientes en general son unimodales e indican direcciones principales hacia el noroeste, suroeste y oeste (del Valle 1990). La presencia de clinofomas con dirección de progradación hacia el sur (Poiré *et al.* 2003) confirmaron que los márgenes de la cuenca se hallaban al norte de la región de Tandilia, tal como lo habían postulado Teruggi (1964) y Dalla Salda e Iñiguez (1979).

Zimmermann y Spalletti (2005 a, b, 2009) efectuaron estudios mineralógicos, geoquímicos y de proveniencia de detalle y llegaron a la conclusión de que la principal fuente de detritos fueron el basamento del cratón del Río de la Plata, las rocas graníticas relacionadas con el *rift* cámbrico de Sudáfrica y las sierras Australes; las fuentes habrían sido magmáticas, sedimentarias y, de forma subordinada, metamórficas. La geoquímica de elementos traza de material piroclástico reciclado, asociado con las areniscas cuarzosas, también les hizo sugerir como fuente un arco volcánico contemporáneo a la depositación de la unidad. Sin embargo, Cingolani *et al.* (2010 b) obtuvieron edades U-Pb en circones provenientes de niveles piroclásticos caolinizados, aflorantes en el cerro del Corral (HT). Estos autores, dadas las características físicas de los cristales y las edades obtenidas que, en la mayoría de los casos, eran mucho más antiguas (*ca.* 2100 Ma) que la considerada para la sedimentación de la Formación Balcarce (paleozoica), sugirieron que el área fuente fue principalmente paleoproterozoica (retrabajamiento de rocas volcánicas del Complejo Buenos Aires). Además, no encontraron evidencias de un episodio volcánico para el Ordovícico-Silúrico.

Rapela *et al.* (2007) reportaron dataciones U-Pb SHRIMP en circones detríticos. Las edades dominantes son neoproterozoicas (675-560 Ma), seguidas por mesoproterozoicas (1170-1030 Ma) y paleoproterozoicas superiores (1890-1680). Según estos autores, el contenido poco significativo de circones detríticos del rango de edades del Complejo Buenos Aires se explicaría por áreas de procedencia ubicadas al este del cratón del Río de la Plata, lo cual es apoyado por las paleocorrientes que indican direcciones hacia el oeste.

Relaciones estratigráficas

La Formación Balcarce se apoya discordantemente sobre las rocas del Complejo Buenos Aires. Esta relación se observa muy bien en los cerros San Luis, El Bote y El Sombrero y en las canteras que se encuentran en las serranías ubicadas al sur de Chillar y en los cerros La Tortuga y de la Montaña. Presenta una disposición subhorizontal y muy suave buzamiento hacia el sur (Teruggi y Kilmurray 1975, 1980). En el cerro del Corral la inclinación varía entre 5° y 10° hacia el sursuroeste (Cingolani *et al.* 1985).

También, es discordante y transgresiva sobre la Formación Cerro Negro (en el área de Villa Cacique). Esta relación sólo se advierte en algunas canteras.

En la sierra de Los Barrientos, las relaciones estratigráficas son controversiales. Aquí la Formación Balcarce descansa sobre pelitas rojizas. Rapela *et al.* (1974) consideraron que sobreyace al basamento alterado, mientras que Rapalini (2003) consideró a las pelitas infrayacentes como equiparables a la Formación Cerro Negro. Posteriormente, Rapalini (2006) y Gil *et al.* (2014) consideran a las pelitas como integrantes de la Formación Cerro Largo.

Edad y correlaciones

De acuerdo a los icnogéneros presentes, Borrello (1966) le asignó una edad ordovícica, del Valle (1987) y Poiré *et al.* (2003) cambro-ordovícica y Seilacher *et al.* (2002) ordovícica superior a silúrica inferior.

Dataciones radimétricas K/Ar sobre doleritas subalcalinas (Sierra de Los Barrientos) que intruyen una parte de estas sedimentitas dieron valores de 450 ± 20 , 495 ± 20 y 498 ± 25 Ma (Rapela *et al.* 1974). Cingolani *et al.* (1985) obtuvieron una edad K/Ar de 396 ± 11 Ma para una diabasa, procedente de una perforación hecha en el cerro del Corral y que equipararon con las anteriores. Estas edades absolutas, en parte, corroborarían una edad ordovícica a silúrica.

Rapela *et al.* (2007) reportaron dataciones U-Pb SHRIMP en circones detríticos y las edades más jóvenes que obtuvieron varían entre 475-480 Ma, lo que indicaría una edad de depositación máxima. La inconsistencia que se puede observar con las edades aportadas por Rapela *et al.* (1974) podrían ser producto de las limitaciones del método radimétrico.

Zimmermann y Spalletti (2009) le asignaron una edad ordovícica-silúrica ya que consideraron como parte de ella a la Formación Sierra del Volcán (Spalletti y del Valle 1984), cuya edad es considerada hirnantiana (Van Staden *et al.* 2009, 2010). Estas

sedimentitas de origen glaciario se ubican en la sierra homónima, fuera del área relevada y a escasos kilómetros del límite este de la Hoja Tandil. Sin embargo, la posición estratigráfica de esta formación es aún discutida. Algunos autores la ubican por debajo de la Formación Balcarce y separada de ésta por una discontinuidad (Pazos *et al.* 2017, entre otros), lo cual acotaría la edad al Silúrico.

Ramos *et al.* (2014), por medio de los patrones de circones detríticos, hicieron una correlación parcial entre la parte superior del Grupo Ventana (Formación Lolén), aflorante en las Sierras Australes, y las areniscas cuarzosas de la Formación Balcarce.

Estas rocas también han sido equiparadas con unidades equivalentes de Brasil (Aceñolaza y Ciguel 1987) y con el Grupo Nama de Sudáfrica (Dalla Salda 1982).

Zimmermann y Spalletti (2009) la correlacionaron con la Formación Península en el *Cape Fold Belt* de Sudáfrica y con la parte superior del Grupo *Table Mountain* (Subgrupos *Windhoek* y *Nardouw*). Otras correlaciones, en el contexto del Gondwana, pueden hallarse en Pazos *et al.* (2017).

2.2.2. ORDOVÍCICO SUPERIOR-DEVÓNICO

Diabasa Sierra de Los Barrientos (13)

Diabasas

Antecedentes y distribución areal

Rapela *et al.* (1974), sobre la base del hallazgo de una roca básica intruyendo la cubierta sedimentaria de Tandilia realizado por Amos (en Quartino y Villar Fabre, 1967), fueron los que describieron estas rocas con mayor detalle en el ámbito de las Sierras Septentrionales. Se encuentran ubicadas en la sierra de Los Barrientos (cerros Largo y del Medio), en el partido de Lobería (HT). Su identificación, dado el grado de cobertura, es muy difícil. Cingolani *et al.* (1985) reportaron la presencia de rocas similares provenientes de una perforación exploratoria en el cerro del Corral. Domínguez y Silletta (2002) reconocieron en una perforación realizada en el piso de una cantera ubicada en la sierra del Piojo una roca diabásica poco alterada que fue correlacionada con dudas a esta unidad, aunque no descartaron que sea parte del Complejo Buenos Aires.

Litología, ambiente tectónico y relaciones estratigráficas

Según Rapela *et al.* (1974), en el cerro Del Medio la unidad conforma un cuerpo intrusivo básico de color verde oscuro, algo alterado y del cual afloran unos 8 m a lo largo del contorno del faldeo del cerro. En los contactos se ha desarrollado un *hornfeld* verdoso,

de aproximadamente 1 m, de grano muy fino y silicificado que conserva una estratificación heredada. En el cerro Largo, las rocas básicas tienen características semejantes, aunque su desarrollo es menor, están más alteradas y en ocasiones son de grano más grueso. En esta localidad pudieron determinar que su posición es subhorizontal con inclinaciones que varían entre 5-10° hacia el este.

Son rocas diabásicas con texturas subofítica a ofítica hasta granular hipidiomorfa (gábricas), compuestas principalmente por un intercrecimiento de plagioclasa y clinopiroxeno. Como producto de alteración hidrotermal estos autores han determinado la presencia de epidoto, clorita y en menor medida anfíbol reemplazando piroxeno (uralitización) y minerales opacos. Sobre la base de la petrografía las clasificaron como diabasas subalcalinas normales (Rapela *et al.* 1974).

La diabasa de la sierra del Piojo tiene textura porfírica gruesa con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivina y está alterada a agregados argílicos, de clorita-epidoto y serpentínicos. Geoquímicamente son basaltos subalcalinos (Domínguez y Silletta 2002).

Tectónicamente indicarían un período de estabilidad cortical para la plataforma sudamericana a fines del Ciclo Brasileño (Dalla Salda *et al.* 2005).

Las relaciones estratigráficas permitieron a Rapela *et al.* (1974) concluir que estas rocas conforman un filón capa, que se halla dentro de una secuencia pelítica caolinítica y en contacto a través de una roca hornfésica. De este filón capa sólo se observa el techo. La secuencia hacia arriba remata con una ortocuarcita, de 4 a 6 m de espesor, que en esta Hoja ha sido asignada a la Formación Balcarce.

Las diabasas reportadas por Cingolani *et al.* (1985) no tienen base conocida y la perforación exploratoria atravesó 45 m de estas rocas.

La diabasa de la sierra del Piojo se halla por debajo de un paquete de arcillas residuales que rematan en una cuarcita de 7 m de espesor, asignada a la Formación Balcarce. Se desconoce su base (Domínguez y Silletta 2002).

Edad y correlaciones

Edades absolutas K/Ar sobre roca total dieron valores de 450-498 Ma (Rapela *et al.* 1974). Sin embargo, Cingolani *et al.* (1985) obtuvieron una edad K/Ar de 396 ± 11 Ma para una diabasa, procedente de una perforación hecha en el cerro del Corral y que tentativamente correlacionaron con las aflorantes en la sierra de Los Barrientos.

2.2.3. CARBONÍFERO SUPERIOR-PÉRMICO

GRUPO PILLAHUINCÓ

Antecedentes

Harrington (1947) lo denominó Sistema de Pillahuincó, lo subdividió en cuatro series: de Sauce Grande, de Piedra Azul, de Bonete y de Tunas, e interpretó que la secuencia se corresponde con un ambiente glacimarino a netamente marino con pasaje, en su parte superior, a un ambiente continental. Suero (1972) fue quien adecuó los nombres formacionales de acuerdo al Código de Estratigrafía. Ramos (1984) denominó a la cuenca donde se generaron estas rocas Antefosa de Claromecó y posteriormente, Andreis *et al.* (1987), cuenca neopaleozoica Sauce Grande.

Muchos son los autores que a lo largo de las décadas estudiaron diferentes aspectos de este grupo. Una síntesis de ellos puede encontrarse en Folguera *et al.* (2017).

En general estas sedimentitas se caracterizan por sus potentes conglomerados basales y por contener restos de flora de *Glossopteris*. En su conjunto posee entre 2200 m y 5000 m de espesor y su litología más abundante son las areniscas. Según Andreis y Torres Ribeiro (2003) presentan metamorfismo regional de bajo grado.

En el ámbito de las Hojas Geológicas aquí estudiadas sólo aflora la parte superior de la secuencia, más precisamente la Formación Tunas.

Formación Tunas (14)

Areniscas, pelitas y piroclastitas

Distribución areal

Esta formación aflora, fuera de las hojas, en las sierras de Las Tunas y de Pillahuincó ubicadas al sudoeste. En el área de estudio se encuentra principalmente en el subsuelo, aunque distintos autores (Harrington 1970, Terraza y Deguillén 1973, Llambías y Prozzi 1975) mencionan pequeños afloramientos saltuarios mayormente cubiertos que, por su litología y restos fósiles, fueron correlacionados con esta formación. Ellos se ubicarían dentro de la Hoja Geológica Coronel Pringles, en cercanías de la localidad de De la Garma y de la antigua estación de trenes Mariano Roldán. Cabe mencionar que en los trabajos de campo realizados para el relevamiento de esa Hoja no se han encontrado dichos afloramientos, pero dada su escasa representación y su importancia científica, a la

hora del mapeo se los ha ubicado tentativamente siguiendo las referencias mencionadas en la bibliografía y se ha exagerado su tamaño para poder representarlos. Otros afloramientos, ya fuera del ámbito de estas Hojas, se ubican en los alrededores de las localidades de Gonzales Chaves (Fig. 31) y Lumb (Monteverde 1937, Furque 1965, Terraza y Deguillén 1973, Llambías y Prozzi 1975). Todos estos aflormientos se disponen siguiendo una traza con orientación aproximada NO-SE.



Figura 31. Aspecto general de los afloramientos de la Formación Tunas en proximidades de la localidad de Gonzalez Chávez ($38^{\circ}3'19,6''$ / $60^{\circ}3'55,4''$).

Litología

En su área tipo, ubicada en las sierras Australes fuera del área abarcada por estas hojas geológicas, esta unidad tiene unos 600 m de espesor. La componen areniscas muy finas, verde claro y silicificadas, que alternan con areniscas pelíticas verdosas y areniscas amarillentas con estratificación entrecruzada. En su sección media a superior abundan los bancos pelíticos en parte arenosos, de grano fino y de típicos colores moteados verde y morado intenso. Hacia la parte superior se hallan delgados y esporádicos bancos de grauvacas e intercalaciones muy delgadas de tobas y chonitas, esencialmente vítreas.

Harrington (1970) describió, en una diminuta cantera ubicada cerca de la localidad de De la Garma, afloramientos compuestos por areniscas arcillosas verde oscuro, algo silicificadas y aparentemente sin evidencias de plegamiento.

Terraza y Deguillén (1973) describieron areniscas moteadas ubicadas 3 km al noroeste de la estación Mariano Roldán.

La Dirección de Minas y Geología realizó entre los años 1942 y 1943, en busca de agua, la perforación N°1 en Laprida y hallaron a una profundidad de 169 m b. b. p. (metros bajo boca de pozo) areniscas silicificadas de color grisáceo claro cubiertas por sedimentos rojizos que adjudicaron al Pérmico inferior y al Plioceno respectivamente (Perfiles de Perforaciones. Período 1936-1945, 1970).

La empresa Río Tinto efectuó perforaciones cerca de la localidad de Laprida (HCP). Los pozos PANG 0001 y 0003, de 958,30 y 901,66 mbbp respectivamente de profundidad, atravesaron unos 700 m de una secuencia sedimentaria, interpretada como perteneciente a la Formación Tunas, compuesta por areniscas finas a medianas en las que se intercalan lutitas negras, lutitas carbonosas, mantos de carbón y arcilitas verdes que corresponderían a capas de ceniza volcánica (Zorzano *et al.* 2011, Zavala *et al.* 2019). Arzadún *et al.* (2016) estudiaron fangolitas negras y carbones provenientes del pozo PANG 0001 y establecieron que la unidad se encuentra a los 191 mbbp, que es cubierta por un material limoso más moderno y que la base no se observa, lo que le hizo suponer que tiene un espesor superior a los 768 metros. También determinaron que el carbón está formado por bandas monomaceráticas de collovitrinita y gelovitrinita (del grupo de la vitrinita) y bandas de fusinita (del grupo de la inertinita) y los clasificaron como carbones bituminosos con bajo contenido de volátiles a semiantracíticos. Alonso-Muruaga *et al.* (2018) analizaron aspectos sedimentológicos e icnológicos de esta unidad a partir datos de testigos coronas obtenidos en el Pozo PANG 0003 y determinaron la presencia de dos asociaciones de facies, una de ambiente marino somero abierto dominado por oleaje; y otra de ambiente deltaico dominado por acción fluvial. La primera está integrada por fangolitas, fangolitas arenosas y areniscas finas a muy finas con arreglo granocreciente y la segunda por fangolitas y areniscas finas a gruesas, dispuestas según un patrón grano y estratocreciente.

En estos mismos testigos, Choque *et al.* (2022) caracterizaron la fracturación natural y determinaron grupos de fracturas respecto al eje vertical del pozo: fracturas verticales (Set I); fracturas horizontales (Set II) y conjugadas (Set III y IV). Los dos primeros *sets* fueron asociados a fracturas de extensión mientras que a los *sets* III y IV

los vincularon a fracturas de cizalla. Por su parte, Torresi *et al.* (2022) describieron la presencia de inyectitas clásticas en niveles de tobas y en menor medida en niveles de arcilitas que evidencian condiciones de sobrepresión.

Anteriormente, Rosello (2016), con el fin de determinar el potencial de la Cuenca de Claromecó como reservorio de hidrocarburos, también caracterizó la fracturación y reconoció un campo de esfuerzo que fue responsable de una deformación cuyo esfuerzo principal máximo se dispuso en dirección NE-SO.

Paleontología

La Formación Tunas, aflorante en la sierra de Pillahuincó, contiene restos de *Glossopteris* sp. indet., tallos de equisetales similares a *Phyllothea*, *Gangamopteris obovata* (Carr.) y *Glossopteris indica* Schimper (Harrington 1947, Furque 1973).

Furque (1965) en arenicas ferruginosas ubicadas en las proximidades de la localidad de Lumb (fuera de estas hojas) halló restos vegetales mal preservados de una Lepidophytal, a la que le asignó una edad no mayor al Carbonífero, lo cual le permitió descartar una correlación con la Formación Balcarce.

Alonso-Muruaga *et al.* (2018) en testigos coronas, obtenidos en el Pozo PANG 0003, identificaron trazas fósiles. Los icnogéneros que reconocieron fueron *Teichichnus*, *Siphonichnus*, *Skolithos*, *Palaeophycus*, *Planolites* y *Diplocraterion* y los integraron en los modelos de icnofacies de *Cruziana* y de icnofacies de *Skolithos* empobrecida.

Estudios realizados en coronas del pozo PANG 0001 revelaron la presencia de restos vegetales de Glossopteridales (parte inferior) y de 44 taxones de palinomorfos con regular preservación (ver Di Pasquo *et al.* 2018).

Ambiente de depositación

Las sedimentitas del Grupo Pillahuincó se depositaron en una estrecha cuenca alargada en sentido noroeste-sudeste y con mayor profundidad hacia el sudeste (Andreis *et al.*, 1987).

Según Andreis y Torres Ribeiro (2003) el Grupo comenzó a depositarse en un ambiente glacial que gradualmente pasaría a una transgresión generada por el ajuste isostático post glacial. Hacia arriba la secuencia tiene mayor participación de psamitas y su carácter granocreciente sugiere progradación de un lóbulo deltaico (Andreis y Japas 1996). En el tope, la Formación Tunas representa un proceso regresivo marcado por extensas planicies mareales o estuarios próximos a un área continental de escaso relieve

y con periódicas oscilaciones del nivel relativo del mar (López Gamundí y Rosello 1998). Zavala *et al.* (1993), en los niveles superiores de esta formación, reconocieron un sistema meandriforme de alta sinuosidad en una típica llanura de inundación. En forma coetánea ocurrieron lluvias de cenizas provenientes de un arco magmático ubicado al sur (Iñíguez Rodríguez *et al.* 1988).

Zorzano *et al.* (2011) y Zavala *et al.* (2019) para los datos de pozo reconocieron cuatro secuencias de facies: lutitas de plataforma a prodelta, lóbulos arenosos de plataforma, barras de plataforma a barras de desembocadura dominadas por ola y canales fluviales a estuarinos, pantano interdistributivo a llanura aluvial.

Zavala *et al.* (2019), sobre la base de las características litológicas, el arreglo interno y el contenido icnológico, interpretaron para estos depósitos un ambiente deltaico de tipo fluvio-dominado, donde las sucesiones predominantemente arenosas se habrían depositado en zonas de llanura deltaica a frente deltaico, mientras que los niveles heterolíticos serían depósitos de prodelta a plataforma. Para los niveles de carbón propusieron un ambiente de planicie de inundación a pantano interdistributivo relacionado a sistemas fluviales.

Torresi *et al.* (2023) hicieron un análisis sedimentológico de los depósitos de prodelta y concluyeron que se habrían originado a partir de plumas hipopícnicas y flujos hiperpícnicos fangosos que permitieron la transferencia de material fino a zonas distales.

Arzadún *et al.* (2016) propusieron, sobre la base de los estudios de los carbones, un ambiente de bosque pantanoso con períodos húmedos y alternantes secos donde la turbera se secaba debido al descenso de la capa freática y en los cuales quizás se produjeron incendios.

Según Ramos *et al.* (2014), los patrones de circones detríticos sugieren aporte del sector norte de Patagonia (Macizo de Somún Curá).

Relaciones estratigráficas

Su base no está expuesta, pero se infiere que al igual que ocurre en la sierra de Pillahuincó, sobreyace en concordancia con pasajes transicionales entre sí a la Formación Bonete (Gutiérrez *et al.* 2006). Las perforaciones PANG 0001 y 0003 no habrían alcanzado su base. Es cubierta de forma discordante por las sedimentitas cenozoicas.

Edad y correlaciones

Harrington (1947) le asignó al Grupo Pillahuincó una edad pérmica media, sobre la base de los restos fósiles hallados. Otros autores consideraron que su edad está

comprendida entre el Carbonífero superior y el Pérmico-Triásico inferior (Suero 1957, Furque 1973, Andreis y Torres Ribeiro 2003, di Pasquo *et al.* 2006, Gutiérrez, 2008).

Sobre la base de datos paleomagnéticos, Tomezzoli (1999) determinó que la Formación Tunas se depositó durante el intervalo Pérmico temprano-Pérmico tardío temprano.

En una toba intercalada en la parte superior de la secuencia Tohver *et al.* (2007, en Ramos 2008) obtuvieron una edad U-Pb de 274 ± 10 Ma y posteriormente, Tohver *et al.* (2008, en Ramos *et al.* 2014) una edad U-Pb (SHRIMP) de 282.4 ± 2.8 millones de años. También, sobre estos niveles de piroclastitas, Alessandretti *et al.* (2013) hallaron una edad U-Pb (LA-MC-ICP-MS) de 284 ± 15 Ma y López Gamundí *et al.* (2013) de 280.8 ± 1.9 Ma (U-Pb SHRIMP).

Según Di Pasquo *et al.* (2018) la microflora hallada en las coronas del pozo PANG 0003 es coherente con la edad U/Pb obtenida por Arzadún *et al.* (2018) a partir de circones presentes en tobas finas a los 780 mbbp en el PANG 0001 (295.5 ± 8 Ma, Sakmariano).

El Grupo Pillahuincó ha sido correlacionado por numerosos autores con los depósitos gondwánicos de la Cuenca del Paraná (Brasil-Uruguay-Paraguay) y con el Supergrupo Karoo de Sudáfrica (Ramos, 2008 y referencias allí citadas).

2.3. CENOZOICO

Las rocas proterozoicas y paleozoicas del sistema de Tandilia están cubiertas por depósitos continentales del Cenozoico tardío. Las unidades del Neógeno y del Pleistoceno afloran principalmente en los sectores medios y distales de las laderas de las sierras y en los valles fluviales. Sin embargo, su real extensión ha pasado inadvertida hasta el momento debido a que estos depósitos sólo se exponen parcialmente en cortes de caminos, canteras, barrancas de cursos de agua y márgenes de lagunas, en donde sólo se pueden analizar las secciones más cuspidales. Los depósitos más modernos son los de mayor extensión areal y cubren de manera mantiforme a todas las unidades previas.

Antecedentes

Los antecedentes del registro estratigráfico cenozoico serán tratados conjuntamente dado que muchos de ellos son comunes a las diferentes unidades.

Las primeras menciones de depósitos terciarios en la zona se refieren a Tapia (1937), quien describió depósitos pliocenos alojados en cuencas interserranas en

cercanías a Balcarce. Mediante datos de perforaciones estimó para esta sucesión espesores de hasta 165 metros. En una de ellas y a 45 m de profundidad halló un resto de *Ctenomys Chapadmalalensis* que le permitió asignar a la secuencia a los pisos Chapadmalalense y Ensenadense. Este autor también reconoció una cubierta eólica que denominó Médano Invasor, formada por arenas amarillas de grano fino a muy fino a las que asignó edad pleistocena por el hallazgo de mamíferos extinguidos (edad mamífero Lujanense).

Rabassa (1973) realizó un esquema estratigráfico del área de Barker, en el que propuso un esquema formal para la sistematización de los depósitos cenozoicos y analizó su génesis. También, distinguió dos secuencias con características distintas ubicadas dentro de un paisaje antiguo, una sobre las divisorias y la otra en las áreas fluviales. En la primera, definió tres unidades litoestratigráficas separadas por discordancias de erosión, de base a techo, formaciones Barker, Vela y Las Ánimas. En las áreas fluviales propuso una sucesión compuesta por la Formación Tandileofú, en parte equivalente a la Formación Las Ánimas y el aluvio actual.

Teruggi *et al.* (1973 b) realizaron una propuesta basada en la identificación de una sucesión, compuesta por siete niveles y apoyada sobre rocas del basamento, y establecieron la correlación con el esquema de Rabassa (1973). Este autor reconoció una antigua superficie topográfica de carácter regional que denominó Paleosuperficie Tandil, la cual se ubica en el tope de la Formación Vela y que puede afectar también a unidades más antiguas.

Fidalgo *et al.* (1986) extrapolaron el esquema de la provincia de Buenos Aires (Fidalgo *et al.* 1973) en la cuenca del arroyo Tapalqué. Agruparon a las formaciones Barker y Vela en los Sedimentos Pampeanos, y realizaron una división de los depósitos pleistocenos-holocenos en secuencias ubicadas en valles y divisorias. De esta manera, definieron unidades litoestratigráficas en cada ámbito (formaciones Luján y La Postrera, respectivamente).

Poiré y Spalletti (2005) y Poiré *et al.* (2012) propusieron otro esquema estratigráfico para los depósitos cenozoicos ubicados en la cantera La Alcancía en Sierras Bayas cuya correlación para otras áreas no es posible dada la escala de trabajo. Definieron cuatro unidades estratigráficas, de base a techo formaciones La Alcancía, El Polvorín, La Esperanza y El Búho. La Formación La Alcancía, que se apoya sobre las sedimentitas neoproterozicas, está compuesta por conglomerados gruesos con intercalaciones pelíticas y calcretes. La Formación El Polvorín es granodecreciente con facies conglomerádicas

en la base y más arenosas hacia el techo y fue asignada de acuerdo a la fauna exhumada al Piso/Edad Plioceno (5.3-3.3 Ma *sensu* Verzi y Montalvo 2008). En concordancia, Zurita *et al.* (2012) también limitaron la edad al Plioceno dados los restos fósiles hallados. La Formación La Esperanza también es granodecreciente y se ubica mediante un contacto erosivo sobre la unidad infrayacente. Dominan los conglomerados en la base y facies loésicas hacia el techo, con un contenido fósil que ha sido asignado al Piso/Edad Lujanense (Cione *et al.* 2007). En el tope de la secuencia la Formación El Búho apoya mediante discordancia erosiva y está compuesta por arenas castañas muy finas loésicas, con fauna exhumada de Piso/Edad Lujanense (*sensu* Cione *et al.* 2007). Gómez Samus y Bidegain (2014) registraron valores de polaridad normal en la sección media basal de esta unidad y la atribuyeron al Cron Gauss (3.6-2.6 Ma).

Zárate (2005) realizó una propuesta estratigráfica para las secuencias cenozoicas de la provincia de Buenos Aires en la que definió cuatro intervalos separados por discordancias: Intervalo Mioceno tardío (12-11 Ma? – 7.6 Ma), Intervalo Mioceno Tardío-Plioceno medio/Tardío (7.6 Ma? – 3.2 Ma), Intervalo Plioceno Tardío-Pleistoceno Tardío (*circa* 3.2 Ma - 0.040/0.030 Ma) y el Intervalo Pleistoceno Tardío-Holoceno (*circa* 0.040 - 0.030 Ma-actual). También propuso una procedencia de los sedimentos andina vinculada al levantamiento de los Andes en estas latitudes (Zárate 2005 y referencias allí citadas). Los depósitos cenozoicos abarcados por estas hojas geológicas están incluidos dentro del segundo, el tercero y el cuarto intervalo.

Zárate y Mehl (2010) llevaron a cabo un estudio en la cuenca del arroyo del Azul, en la que definieron cuatro unidades litoestratigráficas usando los esquemas de Rabassa (1973) y Fidalgo *et al.* (1986).

Gasparini *et al.* (2012) realizaron una propuesta estratigráfica-paleontológica del Cenozoico Tardío de la región. Sobre la base del trabajo de Rabassa (1973), definieron tres unidades aloestratigráficas en las divisorias y dos unidades litoestratigráficas en los valles fluviales principales. En las divisorias, la unidad más antigua es la Aloformación Barker, pre-Ensenadense, la intermedia es la Aloformación Vela, Chapadmalalense superior-Lujanense, y la superior es la Aloformación Las Ánimas, Bonaerense-Platense y tiempos históricos. En los valles principales, la secuencia está formada por la Formación Tandileofú, Lujanense-Platense y el aluvio de tiempos históricos.

Gómez Samus *et al.* (2017) realizaron un análisis estratigráfico, geocronológico, paleomagnético y paleontológico de las unidades neógenas y cuaternarias aflorantes en Tandilia, basados en el esquema de Rabassa (1973).

Con respecto a los depósitos pleistocenos-holocenos, existen múltiples esquemas propuestos que dividen la sucesión con diferentes criterios (Zárate 2005 y referencias allí citadas).

Los depósitos cenozoicos de la región de Tandilia han sido representados históricamente en la cartografía geológica como pequeños afloramientos dispersos, lo que transmitía la imagen de un patrón discontinuo y de escasa extensión. Sin embargo, los estudios de campo realizados para el levantamiento de las presentes hojas geológicas han revelado una situación diferente: estos depósitos poseen una extensión areal mucho mayor de la que se asumía previamente. Su presencia no se restringe a afloramientos aislados en lomas puntuales, sino que forman una cobertura continua a lo largo de todo el cordón serrano. Esta continuidad, que ha pasado inadvertida, se debe a que gran parte de los depósitos se encuentra parcialmente cubierta por un manto eólico delgado, cuya textura y color enmascaran la litología subyacente. Allí donde dicho manto es más somero, los depósitos cenozoicos afloran de forma evidente, especialmente en los alrededores de los afloramientos rocosos y en el área interserrana, donde son visibles en las márgenes de numerosas lagunas.

El reconocimiento de su verdadera distribución y volumen plantea interrogantes relevantes sobre la historia geológica reciente de Tandilia. El incremento estimado en el volumen de sedimentos cenozoicos sugiere que este sector pudo haber funcionado como un área de acumulación significativa durante ese intervalo temporal. Esto abre la discusión sobre cuáles fueron los controles sedimentarios y tectónicos que favorecieron dicha acumulación: ¿fue la región una depresión relativa dentro del relieve, condicionada por estructuras previas?

Si bien las evidencias obtenidas en este trabajo constituyen un avance importante, la resolución de estas preguntas requiere estudios adicionales, integrando análisis sedimentológicos, estratigráficos, paleogeográficos y estructurales. El presente reconocimiento, no obstante, constituye un aporte significativo al entendimiento del marco estratigráfico y tectónico del Cenozoico en el sistema serrano de Tandilia, y sienta las bases para futuras investigaciones.

2.3.1. NEÓGENO

2.3.1.1. Mioceno Superior-Plioceno Inferior

Formación Barker (15)

Areniscas muy finas y limolitas arcillosas

Distribución areal

Las mejores exposiciones se ubican en los alrededores de los afloramientos de rocas cristalinas, formando lomas bajas, actualmente disectadas. Rabassa (1973) propuso que constituyen las divisorias de las zonas pedemontanas. Como se mencionó anteriormente, los datos de campo muestran que la Formación Barker muestra una distribución mucho más amplia que lo que se ha expuesto en trabajos anteriores. En muchas ocasiones se la encuentra subaflorando, cubierta por depósitos coluviales o eólicos modernos, por lo que se la identifica a lo largo de cortes de caminos, en exposiciones artificiales, en laderas de algunas elevaciones serranas y en las márgenes de lagunas, tal como se puede observar en las lagunas Barrancosa (HCP), San Antonio y La Salada (HT), cuando el nivel del pelo de agua lo permite.

En este trabajo, dada la escala, se ha optado por integrar los asomos subaflorantes de esta unidad en detrimento de la cubierta eólica cuando ésta no supera los 40 cm de espesor.

Litología

Está formada por areniscas muy finas y limolitas arcillosas de color castaño rojizo, en general macizas o con laminación de corriente y bien consolidados. Presenta niveles que dan indicios de presencia de paleosuelos (Rabassa 1973), tales como estructura prismática e impregnaciones ferruginosas. Son comunes las concreciones calcáreas y muñecos de tosca de gran tamaño (Fig. 32).

En algunos casos, como en las márgenes de la laguna La Barrancosa, la unidad es granodecreciente. Hacia la base presenta niveles de fanglomerados, muy brechados, interpretadas como facies fluviales, que se acuñan lateralmente y sobre los que se apoyan niveles limosos de color castaño, eólicos. La secuencia remata con un calcrete.

En una cantera ubicada cerca de la ciudad de Tandil ($37^{\circ}17'44,4''/59^{\circ}14'2,6''$) se encuentra un corte en el que aflora la Formación Barker compuesta por depósitos de limolitas castañas rojizas, con evidencias de edafización. Entre ellos se intercalan, hacia el techo, depósitos arenosos con laminación entrecruzada interpretados como fluviales. Es común la presencia de concreciones calcáreas y muñecos de tosca, así como evidencias de bioturbación tales como crotovinas.

En cercanías a San Manuel (HT) afloran limolitas rojizas entoscadas, con estructuras de corriente que indican ambiente fluvial.



Figura 32. Depósitos de la Formación Barker con evidencias de bioturbación y muñecos de tosca. Cantera Loma Negra.

El mayor espesor descrito de la Formación Barker es de 20 m en la cantera Loma Negra, ubicada al sudeste de Villa Cacique (Rabassa 1973), sin embargo, Tapia (1937) describió testigos de perforaciones con espesores de secuencias cenozoicas de hasta 165,55 m que no llegan a alcanzar el techo de las secuencias cristalinas infrayacentes.

Los análisis granulométricos realizados indican que las muestras de esta unidad son predominantemente arenosas (entre un 30 % y un 68 %) o fangosas (desde el 20 % al 77 %), con porcentajes variables de gravas que pueden alcanzar hasta aproximadamente el 13 %. Las distribuciones granulométricas son polimodales con moda principal en arena muy fina y modas secundarias en arena muy gruesa, limo fino y arcilla (Fig. 33). Sólo una de las muestras presenta moda principal en arena muy gruesa, aunque la posición de las modas secundarias es la misma que en las otras muestras. Se encuentran muy pobremente seleccionadas, las curvas de frecuencia tienen asimetrías variables y, si bien se presentan algunas curvas más achatadas, domina la tendencia leptocúrtica (Cuadro 3). Granulométricamente (Cuadro 4) se clasifican principalmente como arenas fangosas y fangos arenosos ligeramente gravosos (de acuerdo a la preponderancia relativa de arena o fango), y en menor proporción como fangos gravosos y arenas fango-gravosas (cuando los porcentajes de grava son más altos).

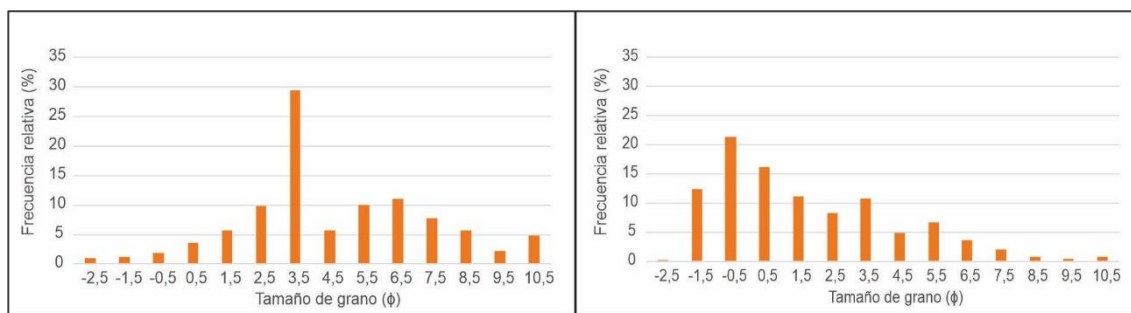


Figura 33. Histogramas característicos de distribuciones granulométricas de la Formación Barker. A la izquierda: dominio eólico, a la derecha: dominio fluvial.

Muestra	MP	MS1	MS2	MS3	Media	Mediana	ϕ_1	Selección	Asimetría	Agudeza	Unidad
SG-ME-3760-23	3,5	6,5	-2,5		3,8	3,35	-3,26	3,4 (mps)	-0,1 (s)	0,84 (pl)	Formación Barker
SG-ME-3760-54	3,5	-0,5			3,4	3,03	-2,34	2,21 (mps)	-0,1 (s)	1,94 (ml)	
SG-ME-3760-56	3,5	-0,5			4	3,28	-2,38	2,49 (mps)	0,11 (n)	1,8 (ml)	
SG-ME-3760-72	3,5	10,5			5,3	4,3	-0,37	2,16 (mps)	0,43 (mn)	1,12 (l)	
SG-ME-3760-74	3,5	-0,5	5,5		3,2	2,98	-3,14	3,01 (mps)	-0,12 (n)	0,91 (m)	
SG-ME-3760-133	3,5	6,5	10,5		4,9	4,21	-2,27	2,96 (mps)	0,11 (n)	1,18 (l)	
SG-ME-3760-134	-0,5	3,5	5,5		1,7	0,49	-2,43	2,65 (mps)	0,36 (mp)	0,88 (pl)	
SG-ME-3760-139	3,5	6,5	10,5		4,6	3,41	-2,58	2,8 (mps)	0,31 (mp)	1,12 (l)	

Cuadro 3. MP: moda principal, MS1: segunda moda, MS2: tercera moda, MS3: cuarta moda, ϕ_1 : porcentaje correspondiente al porcentaje acumulado al 1 % (valores expresados en phi). Selección, asimetría y agudeza según las fórmulas de Folk y Ward (1957) y nomenclatura de McManus (1988). mps: muy pobremente seleccionada, s: simétrica; n: negativa, mn: muy negativa, mp: muy positiva, pl: platicúrtica, ml: muy leptocúrtica, l: leptocúrtica, m: mesocúrtica.

Muestra	% grava	% arena	% fango		Clasificación de Folk <i>et al.</i> (1970)
			% limo	% arcilla	
SG-ME-3760-23	10,35	41,77	40,75	7,13	Fango gravoso
SG-ME-3760-54	3,81	65,73	26,93	3,53	Arena fangosa ligeramente gravosa
SG-ME-3760-56	3,27	55	34,92	6,8	Arena fangosa ligeramente gravosa
SG-ME-3760-72	0,28	31,2	55,71	12,81	Fango arenoso ligeramente gravoso
SG-ME-3760-74	8,68	55,46	31,24	4,63	Arena fango-gravosa
SG-ME-3760-133	2,35	41,61	41,08	14,96	Fango arenoso ligeramente gravoso
SG-ME-3760-134	12,65	67,93	17,31	2,12	Arena fango-gravosa
SG-ME-3760-139	2,24	50,55	34,51	12,7	Arena fangosa ligeramente gravosa

Cuadro 4. Porcentaje de granulometrías principales y clasificación de las muestras de la Formación Barker

Petrográficamente, se puede observar que estas sedimentitas, en su mayoría, están formadas por intraclastos (fragmentos de arcilitas y de limolitas), cuarzo mono y

policristalino, plagioclasa, feldespato potásico, minerales opacos, anfíboles y circones. Los clastos se encuentran flotando en una matriz compuesta por fracción arcillo-limosa carbonática (micrita). También, se han reconocido fitolitos, trizas y fragmentos de pómez vítreos (Fig. 34) En algunos casos se ha preservado el cemento circungranular de arcillas y óxidos de hierro. Rabassa (1973) reconoció litoclastos volcánicos y como arcilla principal a la montmorillonita.

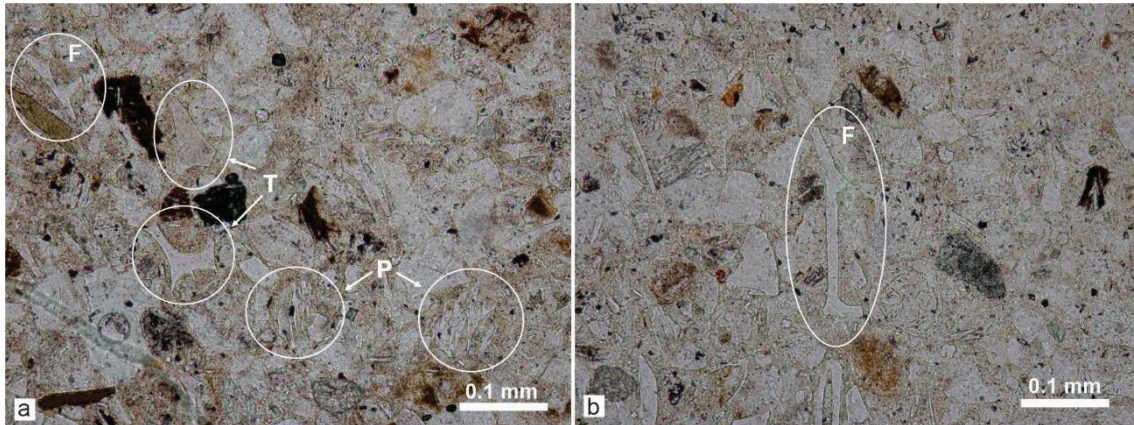


Figura 34. a. Fotomicrografía de sedimentita donde se observan fragmentos de pómez (P), trizas (T) y fitolitos (F), b. detalle de un fitolito. Formación Barker en cercanía a la localidad de San Manuel (HT).

Ambiente de depositación

Es interpretado como un depósito generado predominantemente por procesos eólicos sobre la base de las distribuciones con moda principal en arena muy fina y leptocúrticas. La presencia de facies fluviales intercaladas indica un retrabajo vinculado con flujos ácuos producto de la estrecha cercanía con la sierra. El retrabajo también se ve reflejado en la mala selección y puede ser el responsable de la muestra con moda principal en arena muy gruesa. Los fanglomerados se vinculan con procesos de remoción en masa.

Relaciones estratigráficas

La Formación Barker se apoya mediante una discordancia erosiva, que forma un paleorelieve, sobre el basamento cristalino, formando lomadas redondeadas que constituyen actualmente divisorias y valles.

En zonas cercanas a Tandil se pudo constatar la presencia de una discordancia erosiva en su techo que forma también un paleorelieve; los depósitos de esta formación

se encuentran disectados, lo que indica que se habría producido una reactivación del paisaje con posterioridad a su depositación.

Sobre ella suelen apoyarse los depósitos de la Formación Vela y los depósitos eólicos pleistoceno-holocenos.

Edad y correlaciones

La Formación Barker fue inicialmente asignada con dudas al Plioceno-Pleistoceno Inferior por restos fósiles de mamíferos (Rabassa 1973).

Los restos fósiles de *Chapalmatherium* hallados en depósitos correlacionables con la Formación Barker en la cantera Avellaneda (HO) por Prado *et al.* (1998) les permitieron asignar a estos depósitos a la edad-mamífero Montehermosense.

Gómez Samus *et al.* (2017) determinaron que la Formación Barker posee polaridades normales e inversas que se asignan a los crones Gauss (2.581-3.596 Ma) y Gilbert (3.596-6.033 Ma). A su vez, le atribuyeron por restos fósiles una Edad/Piso Montehermosense-Chapadmalalense. De esta manera, establecieron que se habría depositado entre 7.1 y 3.1 Ma (Mioceno Tardío-Plioceno Temprano).

En el marco de este estudio se llevó a cabo una datación U/Pb, mediante el método de espectrometría de masas de multicolector con acoplamiento inductivo y ablación láser (LA-MC-ICP-MS), sobre una arenisca de la parte cuspidal de la unidad (muestra SG-ME-3760-74) aflorante en las cercanías de la localidad de Napaleofú (HT). La determinación isotópica realizada sobre circones detríticos dio una edad máxima para la depositación de esta formación de 4.314 ± 0.237 millones de años.

La Formación Barker aquí descripta coincide con la Formación Barker de Rabassa (1973), se correlaciona a su vez con los niveles 1 y 2 del modelo de Teruggi *et al.* (1973 b) y con la Formación Pampeano (Fidalgo *et al.* 1986). Correspondería al Subciclo Mioceno Tardío-Plioceno Temprano de Zárate (2005), considerado más joven que 7.6 millones de años. Es equivalente también a la Unidad Litoestratigráfica 1 de Zárate y Mehl (2010) descripta para la cuenca del arroyo del Azul.

La correlación con el esquema de Gómez Samus *et al.* (2017) sería con la Formación Barker y la Unidad Innominada, para la que estos autores han sugerido una asignación temporal al Mioceno Tardío. Zárate y Mehl (2010) consideraron a la Unidad Innominada como la base de Formación Barker, lo que se comparte en este trabajo.

Gómez Samus *et al.* (2017) basados en sus registros paleomagnéticos propusieron la correlación de esta unidad con las exposiciones pliocenas de los acantilados de Mar del Plata y Miramar.

2.3.1.2. Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior

Depósitos aluviales antiguos (16)

Fanglomerados y areniscas limosas

Distribución areal

Restringidos a la Hoja Coronel Pringles, se encuentran formando una faja entre el borde sudoeste de la hoja y la localidad de Laprida, al noreste. Estos depósitos se pueden observar ocupando el sector de mayor altura que sirve de divisoria de agua de los sistemas hídricos que drenan hacia la Cuenca del Salado al norte y hacia el Mar Argentino al sur. Se ubican a una altura que oscila entre 216 m, en el extremo noreste, y más de 250 m a medida que se asciende hacia las sierras Australes, ubicadas al suroeste, fuera del área de estudio.

Los afloramientos forman lomas bajas disectadas y en general, se los encuentra subaflorando debido a una delgada cubierta de depósitos loessoides modernos, por lo que se los identifica a lo largo de cortes de caminos y en exposiciones artificiales.

Litología

Los depósitos están formados por fanglomerados y areniscas limosas. Las secuencias descriptas no superan los 5 m de espesor. En general, hacia la base presentan bancos arenos limosos de color castaño rojizo claro, bien consolidados y de hasta 1,5 metros. En ellos se observa bioturbación, delgados paleosuelos y grosera estratificación. Sobre estos bancos, mediante contacto erosivo, se ubican niveles de fanglomerados, de color castaño claro, de hasta 2 m, formados por clastos angulares a subangulares, de hasta 20 centímetros. Estos clastos flotan en una matriz arenosa fina y están compuestos por calcretes y por areniscas pelíticas del banco inferior. En ocasiones hacia el techo de las secuencias se observan facies arenosas finas de canal que no superan el metro de espesor. Las secuencias tienen abundante carbonato pulverulento y rematan siempre en un calcrete pseudolaminar espeso de entre 0,70 y 1 m, que excepcionalmente alcanza los 2 m (Fig. 35).



Figura 35. Depósitos aluviales antiguos al sudeste de la localidad de Laprida. A. areniscas limosas, F. fanglomerado, C. calcrete.

Ambiente de depositación

Estos depósitos se corresponden con acumulaciones de sedimentos transportados y depositados por corrientes de agua principalmente a la manera de flujos y en menor medida en manto o canalizados. Este material, dada la composición de los clastos y granulometría, se habría originado principalmente por la erosión y desplazamiento cuesta abajo, siguiendo la pendiente regional dada por las sierras Australes, de depósitos cenozoicos más antiguos.

Relaciones estratigráficas

La base no aflora, pero se estima que apoyan sobre unidades cenozoicas previas, y están cubiertos por los Depósitos loessoides. En los alrededores de la localidad de Laprida se ha podido corroborar que la Formación Vela se encuentra ubicada rellenando un paleorelieve excavado en esta unidad.

Edad y correlaciones

Las relaciones estratigráficas ubican a esta unidad en el Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior.

Estos depósitos se extienden más allá del límite oeste de la Hoja Coronel Pringles, hasta llegar a las proximidades de Sierra de la Ventana.

2.3.2. CUATERNARIO

2.3.2.1. Pleistoceno Medio

Formación Vela (17)

Areniscas limosas, fanglomerados, conglomerados y areniscas conglomerádicas

Distribución areal

La Formación Vela constituye, junto con la Formación Barker, las lomadas pedemontanas, pero los datos de campo muestran que su distribución es mucho más amplia y que se extiende hacia el sector interserrano. Aquí se la encuentra en muchas ocasiones subaflorando, cubierta por depósitos fluvio-eólicos y eólicos modernos bastante continuos, por lo que sus afloramientos son identificados a lo largo de cortes de caminos y rutas, en canteras cercanas y en las márgenes de canales artificiales y lagunas.

En el tope de esta unidad se desarrolla una antigua superficie topográfica (Rabassa 1973) evidenciada por un nivel de calcrete de extensión regional (Paleosuperficie Tandil, Teruggi *et al.* 1973 b).

En este trabajo, dada la escala, se optó por integrar los asomos subaflorantes de la unidad cuando la cubierta eólica no supera los 40 cm de espesor.

Litología

Está formada por areniscas limosas castaño claro a rosadas con intercalaciones de fanglomerados, conglomerados y areniscas conglomerádicas, con geometría lenticular.

Los estudios granulométricos realizados sobre las sedimentitas de esta unidad muestran siempre poblaciones polimodales. Los porcentajes de las diferentes fracciones granulométricas son muy variables y, aunque domina casi siempre la fracción arenosa, llegando hasta el 65 % del total de las muestras, contienen muy altos porcentajes de limo y arcilla y, en algunos casos, hasta el 30% de grava. Las distribuciones de tamaño de grano se pueden dividir en dos tipos dominantes: el primero presenta su moda principal en grava fina y modas secundarias en arena fina, limo mediano y arcilla. El tamaño de grano general es más grueso, son muy pobremente a extremadamente mal seleccionados, con curvas de frecuencia con asimetría variable y platicúrticas. El segundo tipo de distribución tiene moda principal en arena muy fina y modas secundarias en limo mediano, arcilla y grava fina. Son pobremente a extremadamente mal seleccionados, con asimetrías variables. Sus curvas de frecuencia son predominantemente leptocúrticas (Fig. 36, Cuadro 5).

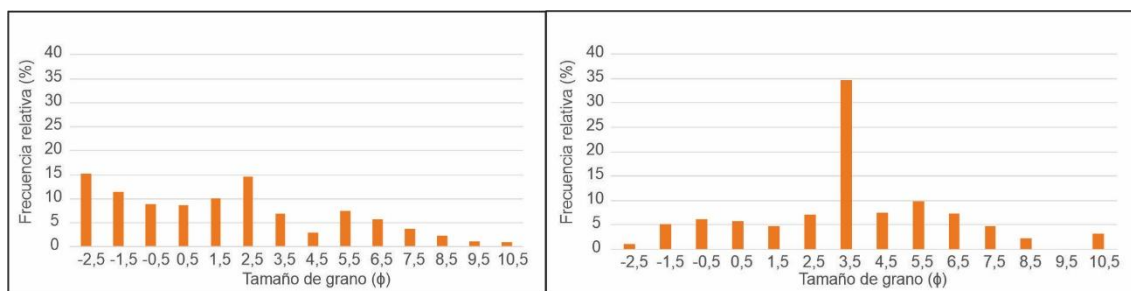


Figura 36. Histogramas característicos de distribuciones granulométricas de la Formación Vela.

A la izquierda: histograma con dominio de procesos fluviales. A la derecha: histograma con dominio de procesos eólicos.

Muestra	MP	MS1	MS2	MS3	Media	Mediana	ϕ_1	selección	Asimetría	Agudeza	Unidad
SG-ME-3760-43	3,5	5,5			3,6	2,91	-2,14	2,67 (mps)	0,04 (s)	1,23 (l)	Formación Vela
SG-ME-3760-47	3,5	5,5	10,5		3,6	3,07	-2,59	2,84 (mps)	-0,04 (s)	1,3 (l)	
SG-ME-3760-57	3,5	10,5	-1,5		4,2	3,33	-3,15	3,19 (mps)	0,14 (p)	1,67 (ml)	
SG-ME-3760-75	3,5	-2,5	5,5		2,1	2,74	-3,46	3,44 (mps)	-0,33 (mn)	0,72 (pl)	
SG-ME-3760-77	3,5	-2,5	10,5		3,5	3,26	-3,43	3,13 (mps)	-0,2 (n)	2,49 (ml)	
SG-ME-3760-111	-2,5	2,5	5,5		1,8	1,09	-3,43	3,51 (mps)	0,14 (p)	0,85 (pl)	
SG-ME-3760-113	-2,5	2,5	5,5		2,6	2,26	-3,44	3,76 (mps)	-0,08 (s)	0,86 (pl)	
SG-ME-3760-114	-2,5	3,5	5,5	10,5	3,6	3,35	-3,45	4,41 (ems)	-0,12 (n)	0,77 (pl)	
SG-ME-3760-151	3,5	-2,5			3,4	3,45	-3,42	3,57 (mps)	-0,28 (n)	1,25 (l)	

Cuadro 5. MP: moda principal, MS1: segunda moda, MS2: tercera moda, MS3: cuarta moda, ϕ_1 : porcentaje correspondiente al porcentaje acumulado al 1 % (valores expresados en phi). Selección, asimetría y agudeza según las fórmulas de Folk y Ward (1957) y nomenclatura de McManus (1988). mps: muy pobremente seleccionada, ps: pobremente seleccionada, ems: extremadamente mal seleccionada, s: simétrica; n: negativa, mn: muy negativa, mp: muy positiva, p: positiva, pl: platicúrtica, ml: muy leptocúrtica, l: leptocúrtica.

Granulométricamente las muestras en general se clasifican en arenas fango-gravosas y con algunos depósitos de arenas fangosas ligeramente gravosas, fangos gravosos y gravas areno-fangosas (Cuadro 6).

Al microscopio, generalmente estas sedimentitas presentan fragmentos intraformacionales carbonáticos y clastos de cuarzo mono y policristalino, líticos volcánicos y metamórficos, plagioclasa, feldespato potásico, minerales opacos y escaso circón, inmersos en una matriz micrítica. También se ha registrado la presencia de trizas vítreas, fitolitos y tejido radicular petrificado rodeado por cemento microesparítico (Fig. 37). Rabassa (1973), además, reconoció la presencia de hornblenda y como principal arcilla a la illita.

Muestra	% grava	% arena	% fango		Clasificación de Folk <i>et al.</i> (1970)
			% limo	% arcilla	
SG-ME-3760-43	2,51	65,06	27,53	4,9	Arena fangosa ligeramente gravosa
SG-ME-3760-47	6,35	58,58	29,56	5,51	Arena fango-gravosa
SG-ME-3760-57	7,56	48,4	31,54	12,51	Arena fango-gravosa
SG-ME-3760-75	30,04	48,04	19,04	2,87	Grava areno-fangosa
SG-ME-3760-77	14,88	44,69	34,37	6,07	Arena fango-gravosa
SG-ME-3760-111	26,6	49,06	19,95	4,38	Arena fango-gravosa
SG-ME-3760-113	24,07	46,66	22,34	6,94	Arena fango-gravosa
SG-ME-3760-114	23,15	29,52	32,37	14,95	Fango gravoso
SG-ME-3760-151	17,05	34,1	43,28	5,57	Arena fango-gravosa

Cuadro 6. Porcentajes de granulometrías principales y clasificación de las muestras de la Formación Vela.

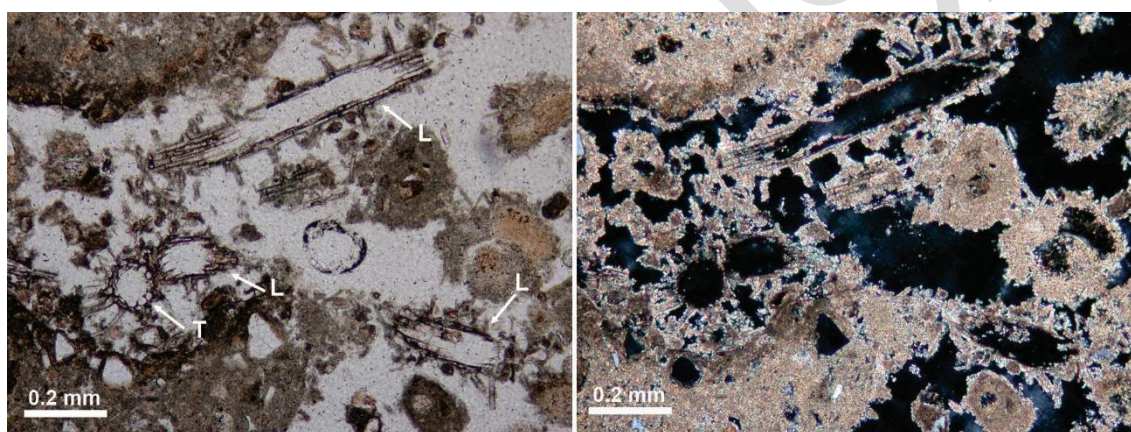


Figura 37. Fotomicrografía sin y con nicoles cruzados de sedimentita donde se observa un corte transversal (T) y otros longitudinales (L) de tejido radicular petrificado rodeado por cemento microesparítico. Formación Vela en arroyo del Azul (HA).

Los depósitos conglomerádicos tienen clastos subangulares, seriados, de hasta 20 cm y de procedencia local (basamento cristalino, limolitas de la Formación Barker y calcrete) en una matriz arenosa fina, y estructuras sedimentarias de corriente (Fig. 38). Los depósitos son más gruesos al pie de las zonas serranas y más finos en posiciones más alejadas.

También, presenta un alto contenido de carbonato de calcio distribuido a la manera de venillas irregulares de variado espesor, nódulos de diversos tamaños o diseminado en forma pulverulenta.



Figura 38. Depósitos conglomerádicos en el techo de la Formación Vela (HT).

El espesor aflorante no supera los 3 m, los máximos observados se encuentran en las márgenes de las lagunas San Antonio (HT) y La Barrancosa. En la Calera Avellaneda, Cantera Villa Mónica (HO) y Cantera Loma Negra (HT) se han observado espesores semejantes.

En la barranca sudoeste de la laguna San Antonio aflora un perfil en cuya base se encuentran depósitos fluviales de la Formación Barker, sobre los que se apoya discordantemente la Formación Vela, compuesta por fanglomerados bien consolidados color castaño claro con clastos subangulares, de hasta 10 cm, de carbonato de calcio y limolitas de la unidad infrayacente, dispersos en una matriz arenosa fina. Hacia el techo culmina con un nivel enriquecido en carbonato de calcio. Depósitos muy similares se ubican en la barranca de la laguna La Barrancosa, son fanglomerados de matriz arenosa en los que dominan los clastos provenientes de niveles edafizados de la Formación Barker. La secuencia culmina con un nivel de calcrete laminar. El espesor visible, en ambos casos, depende del nivel de agua de la laguna. Al momento de la observación (otoño de 2018) no superaban los 1,2 metros.

El calcrete desarrollado y hospedado en el techo de la Formación Vela presenta características regionales en el ámbito serrano y en el periserrano. Rabassa (1973) lo describió como un manto de tosca que puede afectar también a unidades más antiguas como Barker o el basamento cristalino. Teruggi *et al.* (1973 b) lo interpretaron como un horizonte B de un suelo, relacionado a una antigua superficie topográfica. Zárate y Mehl (2010) lo describieron como estratiforme, formado por planchas macizas de 5-10 cm de potencia. Gómez Samus *et al.* (2016) propusieron que su extensión llega hasta la costa Atlántica.

El calcrete tiene una coloración castaño clara a castaño rosada. Como característica se observó en él un desarrollo de perfil que no siempre está completo, pero que en líneas generales se compone, de base a techo, de un nivel transicional y de otro laminar. El primero se destaca por la presencia, en el material hospedador, de abundante carbonato disgregado y en forma de concreciones dispersas, de hasta 2 cm, y de gran cantidad de tabiques irregulares, de entre 0,3 y 1 cm, que atraviesan en todas direcciones. También se suelen observar pequeñas rizoconcreciones. Este nivel grada al laminado, el cual tiene aspecto ondulado y espesor variable (entre 25 cm y 60 cm, que excepcionalmente alcanza el metro), está formado por láminas subparalelas de hasta 0,7 cm y hacia arriba suele estar brechado. Las láminas son groseras y discontinuas. En muy escasos perfiles se observó en el tope la presencia de un nivel delgado, irregular, que no supera los 10 cm, formado por un carbonato macizo tipo *hardpan* (Fig. 39 a).

En cercanías a la Estancia Dos Hermanas (HO), se observaron en el calcrete la formación de sumideros, que se presentan como hoyos de unos 1,8 m de diámetro, en principio verticales (de más de un metro de profundidad) y que luego se extienden hacia un lateral formando pequeñas cavernas dentro del material hospedador (Fig. 39 b). Se estima que su origen se debe a la acción conjunta de fenómenos de disolución del carbonato asociados al colapso del techo de paleocuevas (crotovinas).

En los niveles superiores de la Formación Vela, por debajo del nivel de calcrete, se han observado abundantes crotovinas de gran tamaño, generalmente con formas subcirculares y rellenas por sedimentos finos laminados. Por estas razones, en este trabajo se interpreta que el techo de la Formación Vela muestra evidencias de erosión diferencial y colapso, que ha dado lugar a una morfología ondulada y, en algunos casos, muy irregular (Fig. 40 a y b).

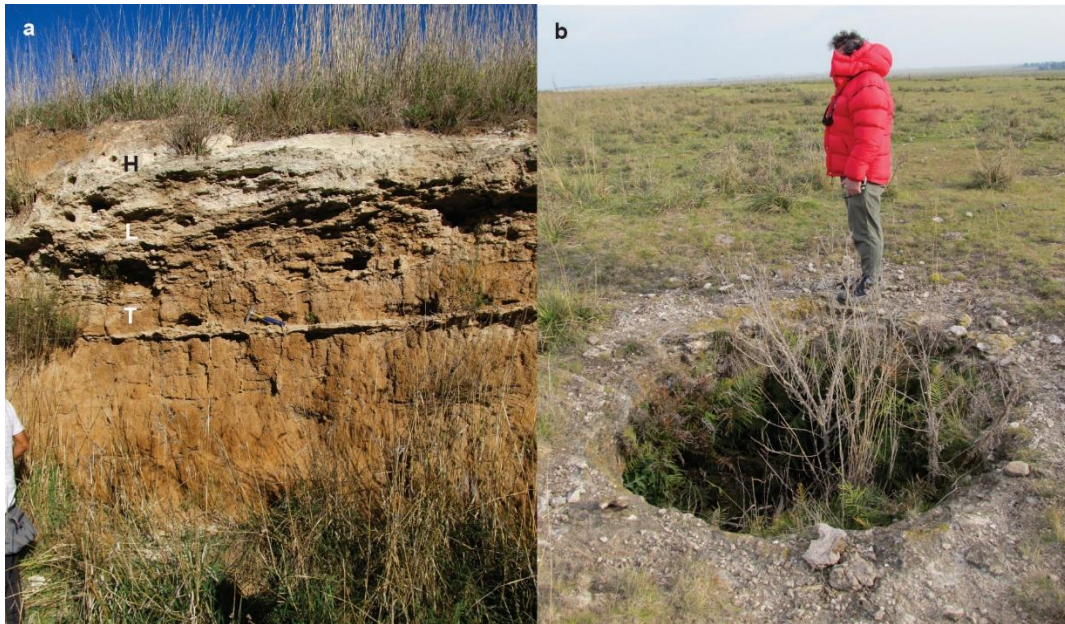


Figura 39. a. Perfil de calcrete donde se observan los tabiques irregulares y subverticales del nivel transicional (T) que pasan gradualmente a un nivel groseramente laminado (L), en parte brechado que culmina con un nivel macizo tipo *hardpan* (H). Al noroeste de estancia El Carmen (HT). b. Sumidero en cercanías de la estancia Las Dos Hermanas (HO).



Figura 40. a. Contacto ondulado en el techo de la Formación Vela por erosión diferencial, en ella también se observan tabiques carbonáticos irregulares. Formación Barker (FB), Formación Vela (FV), Sedimentos loessoides (SI) con desarrollo de suelo (S). Corte en ruta provincial 227 al sur de la localidad de Napaleofú (HT). b. Crotovina con parte de su techo colapsado (HT).

Ambiente de depositación

Las dos distribuciones de tamaño de grano descriptas caracterizan a dos tipos de procesos dominantes. Los depósitos de granulometría más gruesa y con distribuciones más aplanadas o platicúrticas estarían asociados a procesos tractivos subácuos, con mayor variabilidad de energía. Los depósitos de grano más fino, con moda en arena muy fina y curvas leptocúrticas, responden a procesos predominantemente eólicos. Teniendo en cuenta estos dos extremos, lo que en general se observa es la interacción de ambos procesos dada por la presencia invariable de varias modas en las muestras.

Sobre esta base, sumado a las diferentes litologías presentes, se concluye que estos depósitos fueron acumulados en ambientes aluviales y coluviales vinculados a sistemas fluviales con sus cabeceras asociadas a las sierras Septentrionales, y contaron con aporte eólico andino de sedimentos finos, tal como sugiere la presencia de vidrio volcánico anguloso entre los componentes, así como también de clastos líticos de rocas volcánicas.

Posteriormente, condiciones climáticas propicias, una baja tasa de sedimentación y estabilidad tectónica, sumado a un espacio de tiempo suficiente y a una permeabilidad en la unidad que permitió la circulación descendente de soluciones saturadas en carbonato de calcio, habrían causado la formación de un delgado calcrete. A juzgar por sus características macroscópicas su origen sería pedogenético. El tope de este nivel constituye la paleosuperficie Tandil (Teruggi *et al.* 1973 b).

Relaciones estratigráficas

La Formación Vela cubre mediante una discordancia erosiva a la Formación Barker, donde esta última está ausente se apoya directamente sobre las sedimentitas paleozoicas y proterozoicas. Sobre el calcrete hospedado en su parte superior se apoyan mediante un importante hiatus (representado por la paleosuperficie Tandil) los depósitos más modernos. En las áreas de divisorias lo hacen los Sedimentos loessoides (Fig. 40 a), y a su vez, en los valles, donde el calcrete forma el piso de los cauces de gran parte de los arroyos, se asientan las sucesiones fluviales pleistocenas-holocenas.

Edad y correlaciones

Teruggi *et al.* (1973 b) asignaron a la paleosuperficie Tandil al Pleistoceno medio-Pleistoceno tardío en base a relaciones estratigráficas.

Rabassa (1973) sobre la base de fragmentos fósiles de un cráneo, asignado al género *Doedicurus* (familia Glyptodontidae), exhumados al noreste de la sierra de La Juanita, asignó a esta unidad al Pleistoceno medio (Ensenadense).

Gómez Samus *et al.* (2017) determinaron para la Formación Vela una edad pleistocena media que, sumado a su contenido fósil, da indicios que la unidad debería ser más moderna que 450.000 años.

Esta unidad se correlaciona con el nivel 3 de Teruggi *et al.* (1973 b) y con la Unidad Litoestratigráfica 2 de la cuenca del arroyo del Azul (Zárate y Mehl 2010). En el esquema de Fidalgo *et al.* (1986) correspondería a la Formación Pampeano.

2.3.2.2. Pleistoceno Superior-Holoceno

Sedimentos loessoides (18)

Arenas limosas y limos arenosos

Distribución areal

Forman una cubierta que tapiza el área. Hacia las serranías el depósito se mezcla con otros de faldeo y derrubio, mientras que en las zonas bajas este manto cubre altos y bajos ahogando el relieve previo. Los espesores son variables y tienden a aumentar hacia las zonas más bajas, aquí los mayores espesores medidos llegan a los 1,20 metros. En las divisorias rara vez superan los 0,6 metros.

Zárate y Tripaldi (2012) reconocieron ocho unidades eólicas para la región central de Argentina. Los Sedimentos loessoides aquí estudiados fueron incorporados por estos autores en lo que denominaron Mantos loessoides y de loess y deflación (LMB) y Mantos de arena loésicos y loess arenoso (SLM), unidades ubicadas al norte y sur de las Sierras Septentrionales respectivamente. Aquí se los tratará conjuntamente.

Litología

Dominan las arenas limosas y los limos arenosos de color castaño amarillento, macizos, sin compactación ni cementación. Hacia la base suele presentar delgadas intercalaciones de lentes de gravillas, en las que predominan los clastos de carbonato de calcio. Es común también, que presenten pequeñas concreciones carbonáticas. Estos sedimentos son el material parental de la mayoría de los suelos de la región (Fig. 41).

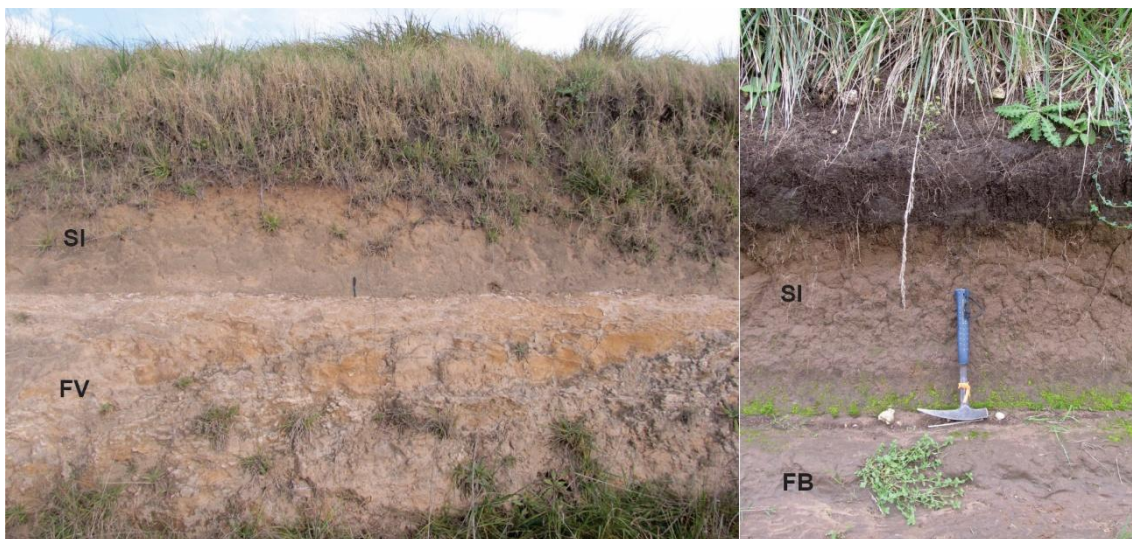


Figura 41. Aspecto general de los Sedimentos loessoides (SI). Discordancia neta con la Formación Vela (FV) y con la Formación Barker (FB), donde se observa perfil de suelo en su tope (HT).

Dentro de estos sedimentos Gentile y Ribot (2001), a unos 7,5 km al este de la ciudad de Tandil, identificaron y caracterizaron un nivel de tefras, de composición riolítica hasta dacítica, formado por nódulos de 1,5-2 cm de diámetro.

Granulométricamente se encuentran representados por dos tipos de depósitos. El primer tipo de depósito es predominantemente arenoso, unimodal, con moda y mediana en arena muy fina, media en limo grueso y asimetría positiva o muy positiva. El segundo tipo de depósito es polimodal, con moda principal en arena muy fina, y secundaria en arcilla o en limo mediano o en arena muy gruesa y asimetría negativa o simétricas. Los histogramas generalmente son leptocúrticos o muy leptocúrticos y muestran distribuciones pobremente seleccionadas y muy pobremente seleccionadas (Fig. 42, Cuadro 7). Los mayores tamaños de grano son de gravas finas o medianas (menor al 2%). De acuerdo a la predominancia de arena o fango dentro de la muestra total se clasifican como arena fangosa ligeramente gravosa y fango arenoso ligeramente gravoso (Cuadro 8). Unas pocas muestras presentan porcentajes de grava mayores y corresponden a fango gravoso y arena fango gravosa.

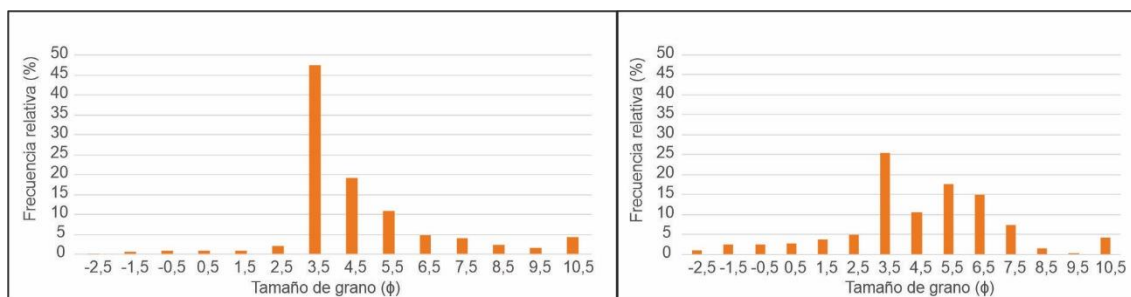


Figura 42. Histogramas característicos de distribuciones granulométricas de los Sedimentos loessoides. A la izquierda: histograma con dominio de procesos eólicos. A la derecha: histograma con mezcla de procesos eólicos y fluviales.

Muestra	MP	MS1	MS2	MS3	Media	Mediana	$\phi 1$	selección	Asimetría	Agudeza	Unidad
SG-ME-3760-17	3,5				4,8	3,96	2,01	1,66 (ps)	0,39 (mp)	0,98 (m)	Sedimentos loessoides
SG-ME-3760-32	3,5				4,6	3,51	-1,23	2,15 (mps)	0,36 (mp)	1,22 (l)	
SG-ME-3760-48	3,5	10,5			4,4	3,25	-0,51	1,63 (ps)	0,69 (mp)	1,33 (l)	
SG-ME-3760-55	3,5	-1,5			3	3,15	-3,36	3,00 (mps)	-0,36 (mn)	1,03 (m)	
SG-ME-3760-62	3,5	5,5	10,5		4,6	4,16	-2,48	2,42 (mps)	-0,02 (s)	1,27 (l)	
SG-ME-3760-64	3,5				4,5	3,44	1,82	1,3 (ps)	0,54 (mp)	1,28 (l)	
SG-ME-3760-83	3,5	10,5	6,5	-1,5	5,3	4,86	-2,94	3,09 (mps)	0,02 (s)	1,21 (l)	
SG-ME-3760-128	6,5	10,5	3,5	-1,5	5,1	5,52	-3,24	3,43 (mps)	-0,36 (mn)	1,44 (l)	
SG-ME-3760-135	3,5	6,5	10,5		4,7	3,41	-0,43	2,01 (mps)	0,53 (mp)	0,93 (m)	
SG-ME-3760-140	3,5	6,5	10,5		4,7	3,41	-0,43	2,01 (mps)	0,53 (mp)	0,93 (m)	
SG-ME-3760-144	3,5	10,5	0,5		4,5	3,4	-2,26	2,32 (mps)	0,41 (mp)	2,18 (ml)	
SG-ME-3760-147	3,5				4,8	3,9	0,48	1,78 (ps)	0,33 (mp)	1,14 (l)	
SG-ME-3760-150	3,5	5,5	10,5		4,1	3,06	-1,98	2,17 (mps)	0,39 (mp)	1,2 (l)	

Cuadro 7. MP: moda principal, MS1: segunda moda, MS2: tercera moda, MS3: cuarta moda, $\phi 1$: porcentaje correspondiente al porcentaje acumulado al 1 % (valores expresados en phi). Selección, asimetría y agudeza según las fórmulas de Folk y Ward (1957) y nomenclatura de McManus (1988). mps: muy pobremente seleccionada, ps: pobremente seleccionada, s: simétrica, mn: muy negativa, mp: muy positiva, ml: muy leptocúrtica, l: leptocúrtica, m: mesocúrtica.

Muestra	% grava	% arena	% fango		Clasificación de Folk <i>et al.</i> (1970)
			% limo	% arcilla	
SG-ME-3760-17	0,61	40,47	52,14	6,78	Fango arenoso ligeramente gravoso
SG-ME-3760-32	0,63	49,21	41,74	8,43	Fango arenoso ligeramente gravoso
SG-ME-3760-48	0,54	64,59	28,84	6,03	Arena fangosa ligeramente gravosa
SG-ME-3760-55	15,59	44,04	37,63	2,75	Arena fango gravosa
SG-ME-3760-62	3,4	39,62	50,77	6,21	Fango arenoso ligeramente gravoso
SG-ME-3760-64	0,02	53,25	42,29	4,44	Arena fangosa ligeramente gravosa
SG-ME-3760-83	5,65	33,54	42,26	18,55	Fango gravoso
SG-ME-3760-128	8,36	25,82	50,55	15,27	Fango gravoso
SG-ME-3760-135	0,44	56,89	36,39	6,27	Arena fangosa ligeramente gravosa
SG-ME-3760-140	0,72	53,18	37,75	8,34	Arena fangosa ligeramente gravosa
SG-ME-3760-144	1,49	52,88	34,72	10,91	Arena fangosa ligeramente gravosa
SG-ME-3760-147	0,07	42,16	50,72	7,05	Fango arenoso ligeramente gravoso
SG-ME-3760-150	1,63	62,21	29,04	7,12	Arena fangosa ligeramente gravosa

Cuadro 8. Porcentaje de granulometrías principales y clasificación de muestras.

Mineralógicamente, están compuestos por clastos de cuarzo ($\approx 49\%$), plagioclasa ($\approx 9\%$), feldespato potásico ($\approx 7\%$), anfíboles ($\approx 3\%$) y opacos ($\approx 8\%$). Los clastos líticos son volcánicos ($\approx 22\%$) y fragmentos vítreos (trizas y pómez, $\approx 2\%$). Los líticos están fuertemente alterados a arcillas castañas. Según Rabassa (1973) entre las arcillas la montmorillonita y la illita son las mineralogías más abundantes.

Ambiente de depositación

Las distribuciones granulométricas evidencian el dominio del proceso eólico que transporta la arena fina en todos los depósitos. En aquellos sedimentos que muestran distribuciones polimodales, aunque sigue dominando el transporte eólico, la presencia de arcillas muestra procesos de decantación en cuerpos de agua estancos. Por su parte, el proceso fluvial es probablemente también el responsable del transporte de clastos de tamaño grava a través de flujos tractivos.

El ambiente de depositación es principalmente eólico y se los considera sedimentos loessoides (en el sentido de Bidart 1992) ya que presentan retrabajo local por corrientes de agua y decantación.

Según Zárate y Tripaldi (2012), a escala regional, los depósitos arenosos se corresponden con facies proximales cercanas al área fuente, mientras que los depósitos de loess orientales lo hacen con facies eólicas distales. Además, consideraron que la principal área fuente estaría vinculada al entorno de llanura aluvial del río Colorado y su sistema fluvial tributario Desaguadero–Salado–Curacó.

Relaciones estratigráficas

Se apoyan en discordancia erosiva sobre las formaciones Barker y Vela (Fig. 41). En muchas ocasiones el contacto se produce directamente sobre las formaciones rocosas más antiguas (Fig. 43).

Edad y correlaciones

Según la información regional disponible (Zárate *et al.* 2009, Zárate y Mehl 2010), la acumulación de manto eólico fue durante el lapso del Máximo de la última glaciación y el tardiglacial, aproximadamente entre 30.000 y 10.000-9000 años AP.

A estos depósitos, en general, se los ha asignado al Postpampeano (Fidalgo *et al.* 1975), pero localmente han recibido jerarquía de unidad litoestratigráfica y se les ha dado un gran número de denominaciones; entre las más usadas se encuentran Formación Las

Ánimas (Rabassa 1973) y Formación La Postrera (Fidalgo *et al.* 1973). También, son equivalentes a las facies finas de la Formación Meaucó (Gutiérrez *et al.*, en preparación).



Figura 43. Sedimentos loessoides ahogando el paisaje rocoso (HT).

Depósitos fluviales (19)

Arenas finas, limos arcillosos y gravas finas

Distribución areal

Estos depósitos se restringen a los valles fluviales. Esta unidad, dada la escala del trabajo, reúne los depósitos que, en el ámbito de la provincia de Buenos Aires, se conocen como Formación Luján (Fidalgo *et al.* 1973, 1986) y los depósitos fluviales más modernos.

A los primeros se los ha identificado en los valles de los arroyos Las Flores, Tapalqué, Napaleofú Chico, Tandileofú, Chapaleofú Grande, Chapaleofú Chico y Chapaleofú, entre otros. Los segundos ocupan los valles excavados en los primeros y también se los reconoce en la mayoría de los arroyos transitorios. En ocasiones, el reducido tamaño del depósito, impide que se los mapee a la escala de este trabajo.

Litología

Los depósitos más antiguos son arenosos, con niveles conglomerádicos, en los que dominan los clastos de rocas cristalinas y de las formaciones Barker y Vela (principalmente de calcrete). Rabassa (1973), en el valle del río Tandileofú, analizó dos localidades y determinó que la sección basal es más arenosa hasta sabulítica de color castaño, y hacia el techo es predominantemente limosa y de color verde. En un perfil realizado en el corte del río con la ruta nacional 226 (Fig. 44) se puede ver una sucesión granodecreciente, con una sección inferior formada por una arena limosa fina color castaño claro, muy homogénea, muy mal consolidada. La sección superior es texturalmente más fina, limosa, de coloración gris y con niveles que presentan evidencias de edafización. El paleosuelo más desarrollado se encuentra en el contacto entre ambas secciones.

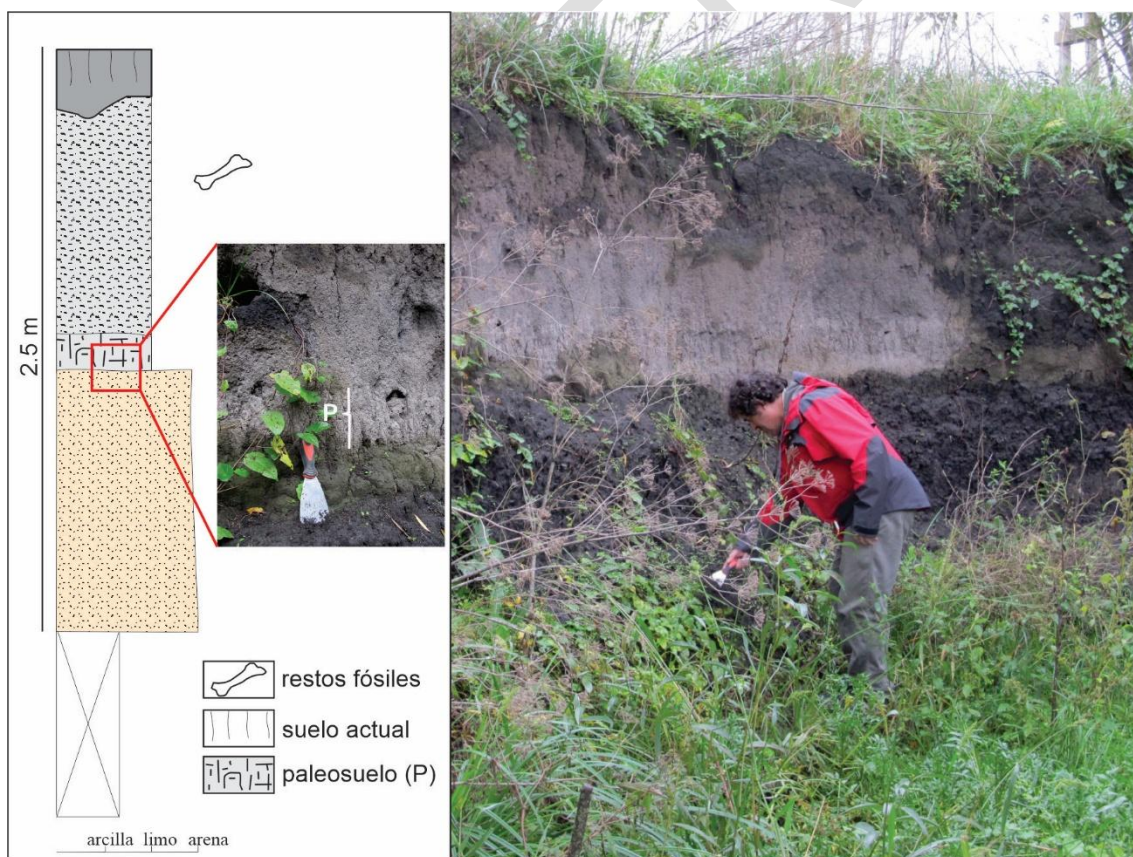


Figura 44. Vista de los Depósitos fluviales en el río Tandileofú, a la izquierda, perfil esquemático y detalle del contacto entre secciones y el paleosuelo (HT).

Según Rabassa (1973), en estos depósitos el contenido de opacos no supera el 5 % y domina la hornblenda, entre los livianos, los litoclastos de rocas metamórficas, vidrio y cuarzo son los más frecuentes. Entre las arcillas dominan la illita y la montmorillonita.

En el arroyo Tapalqué se observa que esta sucesión se encuentra alojada dentro de valles labrados en el sustrato pleistoceno (Formación Vela) (Fig. 45). Los Depósitos fluviales tienen dos facies, la inferior está formada por arenas finas color castaño verdoso, macizas, con impregnaciones de óxidos de hierro que le aporta por sectores tonalidades anaranjadas. La segunda facies se ubica mediante un contacto transicional sobre la anterior, dominan las arenas finas limosas color gris, con importante presencia de bioturbación, raíces en su mayoría, y contiene restos de gastrópodos dispersos. Es también un depósito homogéneo en el que no se distinguen estructuras sedimentarias.

En un tributario de este arroyo, a unos 3 km al suroeste de la ciudad de Olavarría, Gentile y Ribot (2001) identificaron y caracterizaron a un nivel de tefras intercalado en estos depósitos. El nivel tiene un espesor de 10 a 15 cm y su composición es riolítica hasta dacítica.

En una barranca del arroyo Vallimanca, en proximidades de la laguna San Luis, se observa que estos depósitos están formados de base a techo por una sucesión granodecreciente compuesta por sedimentos arenosos finos de colores verdosos que gradan a limos arcillosos de color gris claro, plásticos, con marcas de óxidos de hierro, microporos y restos vegetales. Hacia el tope presenta unos 20 cm de un suelo negro, muy consolidado, que se parte en bloques.

A esta última sucesión se le hicieron estudios granulométricos y se determinó que la sección inferior es polimodal con cuatro poblaciones marcadas. La moda principal se encuentra en arena fina, la segunda en arcilla, la tercera en limo muy fino y la de menor representación en arena muy gruesa. La sección superior es también polimodal con modas en limo fino, arena fina y limo muy fino. Esta amplia distribución de tamaños de grano en ambas secciones genera histogramas platicúrticos y selecciones muy pobres. En ambos casos el sedimento se clasifica como fango arenoso ligeramente gravoso. Sin embargo, si se comparan la media y su ϕ_1 , la sección inferior presenta valores de limo grueso y grava fina, respectivamente, y la sección superior de limo mediano y arena gruesa. En el mismo sentido, el porcentaje de grava de la sección inferior es de un 2,33 % y un porcentaje de arena cercano al 50 %, mientras que en la sección superior dominan el limo y la arcilla (Fig. 46, Cuadros 9 y 10).

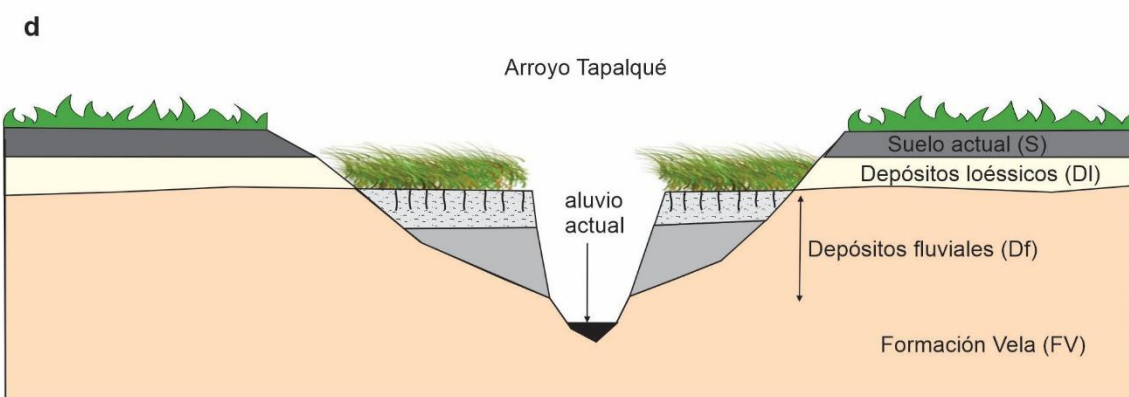
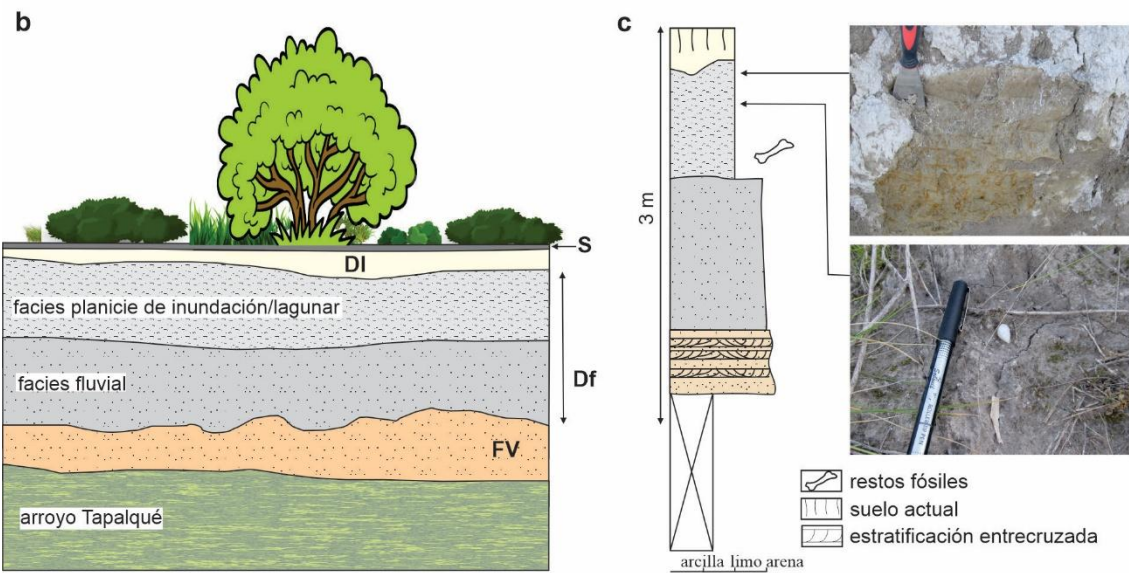


Figura 45. a. Vista panorámica hacia el este de los Depósitos fluviales en el arroyo Tapalqué (HO), b. unidades aflorantes en la barranca, c. perfil columnar con detalle de impregnaciones de óxidos de hierro y de restos de gastrópodos, d. corte transversal.

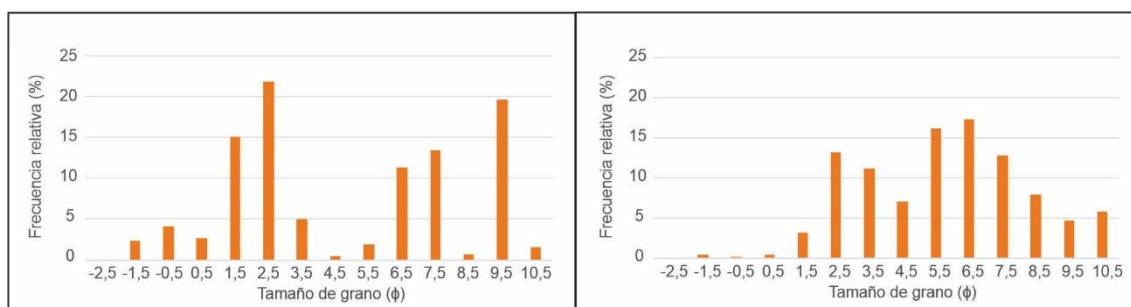


Figura 46. Histogramas característicos de distribuciones granulométricas de los Depósitos fluviales antiguos. A la izquierda: Sección inferior. A la derecha: Sección superior.

Muestra	MP	MS1	MS2	MS3	Media	Mediana	$\phi 1$	selección	Asimetría	Agudeza	Unidad
SG-ME-3760-107	2,5	9,5	7,5	-0,5	4,9	3,3	-2,07	3,50 (mps)	0,29 (p)	0,73 (pl)	Sección inferior
SG-ME-3760-108	6,5	2,5	7,5		5,8	5,41	0,58	2,57 (mps)	-0,03 (s)	0,84 (pl)	Sección superior

Cuadro 9. MP: moda principal, MS1: segunda moda, MS2: tercera moda, MS3: cuarta moda, $\phi 1$: porcentaje correspondiente al porcentaje acumulado al 1 % (valores expresados en phi). Selección, asimetría y agudeza según las fórmulas de Folk y Ward (1957) y nomenclatura de McManus (1988). mps: muy pobremente seleccionada, s: simétrica, p: positiva, pl: platicúrtica.

Muestra	% grava	% arena	% fango		Clasificación de Folk <i>et al.</i> (1970)
			% limo	% arcilla	
SG-ME-3760-107	2,33	48,66	27,1	21,91	Fango arenoso ligeramente gravoso
SG-ME-3760-108	0,34	27,88	53,33	18,45	Fango arenoso ligeramente gravoso

Cuadro 10. Porcentaje de granulometrías principales y clasificación de las muestras de los Depósitos fluviales antiguos.

Los Depósitos fluviales más modernos tienen escaso espesor y están compuestos por arenas finas con proporciones variables de limo y arcilla, en ellos se destacan clastos dispersos, de pequeño tamaño, principalmente de carbonatos.

Ambiente de depositación

El ambiente de depositación es fluvial. Los análisis realizados demuestran mezcla de procesos tractivos y de decantación. Los primeros son los más importantes en la sección inferior, mientras que los segundos denotan pérdida de energía hacia el techo. Esta última condición sumada a la presencia de caracoles de agua dulce, indica un ambiente de lagunas vinculado a planicies de inundación.

Relaciones estratigráficas

Los Depósitos fluviales más antiguos se apoyan mediante una discordancia erosiva sobre depósitos cenozoicos de las formaciones Barker y Vela en áreas extraserranas. En el área de las sierras también cubre las rocas proterozoicas y paleozoicas.

Los Depósitos fluviales modernos apoyan sobre los antiguos ya que muchos de ellos se encuentran en los valles excavados en éstos. Muchas veces, al igual que éstos, se los encuentra en discordancia erosiva sobre las unidades previas.

Edad y correlaciones

Los depósitos más antiguos son equivalentes a los pisos Lujanense y Platense de Ameghino (1889) y se correlacionan con la Formación Luján de Fidalgo *et al.* (1973, 1986) y con la Formación Tandileofú (Rabassa 1973). Entre los esquemas estratigráficos existentes, el modelo que ha trascendido es el de Fidalgo *et al.* (1973, 1986), quien definió a la Formación Luján para la provincia de Buenos Aires. La sección inferior presenta restos de vertebrados extintos (Lujanense, Ameghino, 1889; Miembro Guerrero, Fidalgo *et al.* 1973).

Las dataciones radiocarbónicas efectuadas por Figini *et al.* (1995), obtenidas en CO₃Ca y valvas provenientes de la Formación Luján en el arroyo Tapalqué, dieron edades con valores máximos de 26.930 ± 860 años ¹⁴C A.P. y 28.900 ± 800 años ¹⁴C A.P.

Se le asignó a esta unidad un rango de edad del Pleistoceno tardío al Holoceno.

Arenas eólicas (20)

Arenas muy finas

Distribución areal

Los depósitos de arena eólica se ubican en el sector nor-noreste del área de estudio. Dadas las características geomorfológicas se han podido distinguir tres zonas que denominaremos informalmente como Zonas A, B y C. La primera (A) se sitúa en el sector noroeste de la Hoja Olavarría y se corresponde con un campo de dunas que es parte de lo que se conoce en la literatura como Médano Invasor (Tapia 1935), Mar de Arena Pampeano (Iriondo y Kröhling 1995, 1996) o informalmente como Pampa Arenosa. La segunda zona (B) abarca un conjunto de dunas longitudinales y parabólicas, bastante bien conservadas que ocupan los sectores noreste de la Hoja Olavarría y noroeste de la Hoja Azul. La tercera zona identificada (C) reúne dunas longitudinales, degradadas, ubicadas

al sureste y noreste de las Hojas Azul y Tandil, respectivamente. También, es común encontrar acumulaciones eólicas arenosas finas al reparo de las sierras (Fig. 47 a), tales como las que se han observado al reparo de las serranías de los alrededores de las localidades de Barker y de Tandil. Estos depósitos, dada la escasa superficie areal que ocupan, no han sido mapeados en este trabajo.

En todos los casos las dunas se encuentran estabilizadas por vegetación.

Las Arenas eólicas aquí estudiadas fueron incorporadas por Zárate y Tripaldi (2012) en lo que denominaron Campo de dunas de la Pampa Central (CPD), correspondiente a la Zona A y Mantos loessoides y de loess y deflación (LMB), que incluyen las zonas B y C.

Litología

El campo de dunas del noroeste (Zona A) está formado por diferentes geoformas eólicas entre las que prevalecen las dunas longitudinales, parabólicas, parabólicas elongadas y transversales (Pereyra y Benitez 2024). En los sectores de interdunas es común hallar lagunas permanentes y anegamientos temporarios asociados al nivel freático (Fig. 47 b).

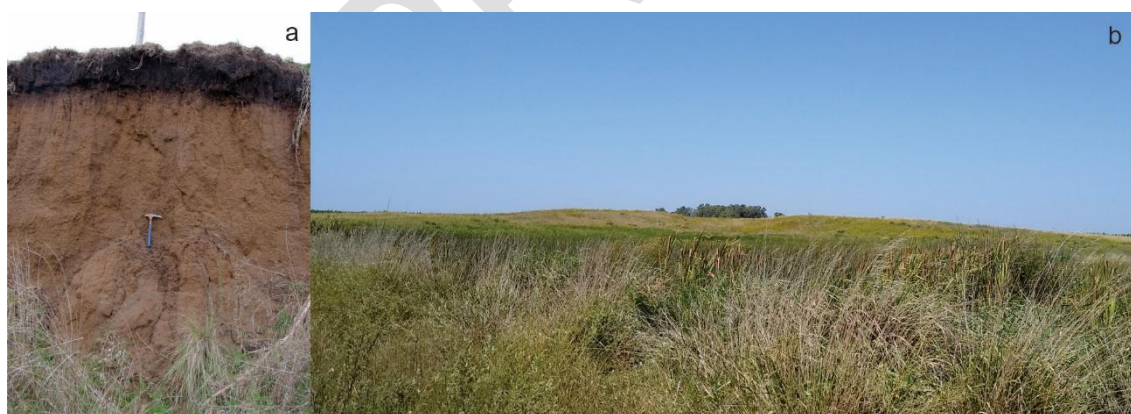


Figura 47. a. Depósito de arenas eólicas dentro de las sierras al norte de la localidad de Barker (HT), b. Dunas y, en primer plano, sector de interduna. Campo de dunas próximo a la localidad de Bolívar (HO).

Las dunas alcanzan los 3 m de altura y están formadas por arenas castaño claras a castaño rojizas, de grano muy fino, inconsolidadas y muy homogéneas.

Las interdunas se componen de arena muy fina limosa, de color castaño claro. En ellas en ocasiones se observa tinción por óxidos de hierro y aglutinamiento que da lugar

a partición en bloquitos y formación de migajas. En una cava se pudo observar que estos depósitos tienen unos 80 cm de espesor y que apoyan sobre areniscas calcetizadas similares a la Formación Vela.

Fuera de la Hoja, Malagnino (1989) determinó para las dunas longitudinales dimensiones de longitud de onda de 4 a 5 km, con alturas menores a 6 m, extensiones de 100 y 150 km y un ancho variable en las depresiones interdunarias de 1 a 2 kilómetros.

Tanto las dunas como las interdunas presentan suelos poco desarrollados, aunque en estas últimas los procesos pedogenéticos se intensifican.

Las dunas que integran las otras dos zonas (B y C) conforman un campo eólico relicto y son en general más bajas, forman cordones con disposición paralela a subparalela y en arcos, y están parcialmente disectadas y degradadas. La dirección predominante de estos cordones es NE-E y son en parte transversales a la pendiente regional (menor a 0,1 %). En el campo son difíciles de identificar dado su escaso relieve, su grado de edafización, su gran extensión y su cubierta vegetal (natural o cultivos). Se las identifica a escala regional en imágenes satelitales, ya que el patrón de cultivos y el diseño de la red de drenaje permiten reconocerlas. Los cursos de agua de menor envergadura se adecúan al paisaje, mientras que aquellos que tienen mayor caudal (arroyos Tapalqué, del Azul, de los Huesos y Chapaleofú), al toparse con estos cordones se desvían hasta disectarlos y así seguir su recorrido pendiente abajo. Estas dunas llegan a tener hasta 70 km de largo, hasta 3 m de altura y un ancho variable que no excede los 1,5 kilómetros (Etcheverría *et al.* 2022).

Las dunas que integran la zona B son dunas longitudinales y parabólicas. Están formadas por arenas muy finas de colores castaños claros algo rojizos, muy homogéneas e inconsolidadas.

Los cordones medanosos que conforman las dunas longitudinales presentan una altura aproximada de 1,5 metros. En las dunas parabólicas, los brazos muestran alturas similares, que aumentan progresivamente hacia la nariz de la geoforma, donde alcanzan los 3 metros. Todas se presentan edafizadas, los suelos tienen perfiles bien drenados que alcanzan 0,80 m y están compuestos generalmente por tres horizontes (A, A/C y C) (Fig. 48).

Según Zárate y Mehl (2010), las dunas ubicadas en la cuenca del arroyo del Azul se componen principalmente de sedimentos limoarenosos.



Figura 48. Perfil de suelo de uno de los brazos de duna parabólica, al sur de Crotto (HO).

Por último, la zona C presenta dunas longitudinales, bastante degradadas, que no superan 1,5 m de altura. Están compuestas por arenas muy finas limosas, inconsolidadas. Con respecto a las anteriores se las considera heterogéneas ya que en ellas se reconocen pequeños clastos y concreciones dispersas de tamaño grava muy fina. Rematan en un suelo cuyo perfil tiene como máximo medido unos 0,60 m, se encuentra bien estructurado y contiene horizonte de iluviación.

Se realizó una caracterización de las tres zonas mediante estudios mineralógicos y granulométricos.

Mineralógicamente, las composiciones son similares. Predomina el cuarzo (40 a 56 %) seguido por feldespato (9 a 12 %), piroxeno (2 a 6 %) y anfíbol (1 a 5 %). Tienen alto contenido de minerales opacos (11 a 21 %). Se destaca una mayor proporción de líticos volcánicos en la zona A (≈ 25 %) mientras que en las zonas B y C no llega al 10 %. En estas dos últimas aumenta la proporción de pómez y trizas (≈ 10 %).

En cuanto a la granulometría, en la zona A las dunas están predominantemente conformadas por arena (entre un 70 % y un 93 % del total de las muestras), seguidas por fango (entre el 10 % y el 30 %) y porcentajes de grava menores al 0,2 %. Las poblaciones

son unimodales con moda, media y mediana entre arena fina y muy fina. Se encuentran entre moderadamente a pobremente seleccionadas, son leptocúrticas o muy leptocúrticas y con asimetría positiva a muy positiva. Los sedimentos se clasifican granulométricamente como arenas, arenas limosas y arenas fangosas ligeramente gravosas. Las facies de interduna presentan mayor variación granulométrica con porcentajes de arena del 29 % al 85 %, de fango de 14 % a 37 % y de grava de hasta el 26%. La moda, media y mediana se hallan en arena fina a muy fina, y en algún caso domina el limo fino. Los depósitos se encuentran pobremente a muy mal seleccionados. Las poblaciones son polimodales con modas secundarias en limo fino y mediano, grava fina y arcilla. La asimetría es positiva, menos en los casos en los que dominan los tamaños de grano más finos. La agudeza es muy variable con las poblaciones variando desde muy platicúrticas a leptocúrticas (Fig. 49, Cuadros 11, 12 y 13).

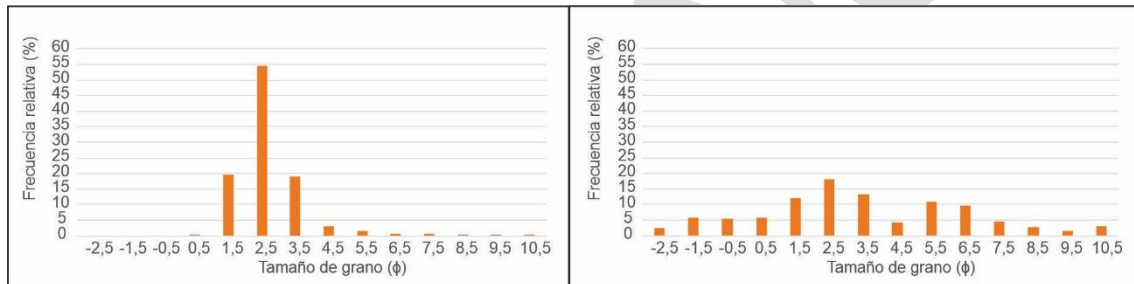


Figura 49. Histogramas característicos de distribuciones granulométricas del campo de dunas de la zona A. Izquierda: duna. Derecha: interduna.

Muestra	MP	MS1	MS2	MS3	Media	Mediana	$\phi 1$	selección	Asimetría	Agudeza	Unidad
SG-ME-3760-100	2,5				2,7	2,05	-0,46	0,93 (ms)	0,17 (p)	1,45 (l)	Dunas
SG-ME-3760-102	2,5				3,1	2,21	0,07	1,31 (ps)	0,2 (p)	1,44 (l)	
SG-ME-3760-104	2,5				3,8	2,58	0,52	1,99 (ps)	0,49 (mp)	1,25 (l)	
SG-ME-3760-106	2,5				2,9	2,04	0,57	1,14 (ps)	0,39 (mp)	3,03 (el)	
SG-ME-3760-101	2,5	5,5	-1,5		3,4	2,52	-3,09	3,16 (mps)	0,13 (p)	1,01 (m)	Interdunas
SG-ME-3760-103	2,5	6,5	1,5		3	1,99	0,25	1,58 (ps)	0,39 (mp)	2,05 (ml)	
SG-ME-3760-105	2,5				3,1	2,18	0,1	1,41 (ps)	0,33 (mp)	1,65 (ml)	
SG-ME-3760-125	6,5	-2,5	3,5	10,5	2,9	2,94	-3,43	3,84 (mps)	-0,17 (n)	0,62 (mpl)	

Cuadro 11. MP: moda principal, MS1: segunda moda, MS2: tercera moda, MS3: cuarta moda, $\phi 1$: porcentaje correspondiente al porcentaje acumulado al 1 % (valores expresados en phi). Selección, asimetría y agudeza según las fórmulas de Folk y Ward (1957) y nomenclatura de McManus (1988). mps: muy pobremente seleccionada, ps: pobremente seleccionada, n: negativa, mp: muy positiva, p: positiva, mpl: muy platicúrtica, ml: muy leptocúrtica, l: leptocúrtica, m: mesocúrtica.

Muestra	% grava	% arena	% fango		Clasificación de Folk <i>et al.</i> (1970)
			% limo	% arcilla	
SG-ME-3760-100	0	93,26	5,85	0,9	Arena
SG-ME-3760-102	0,14	80,15	16,98	2,72	Arena fangosa ligeramente gravosa
SG-ME-3760-104	0	70,11	24,24	5,65	Arena limosa
SG-ME-3760-106	0	89,34	7,67	3	Arena limosa

Cuadro 12. Porcentaje de granulometrías principales y clasificación de las muestras de dunas, zona A.

Muestra	% grava	% arena	% fango		Clasificación de Folk <i>et al.</i> (1970)
			% limo	% arcilla	
SG-ME-3760-101	8,32	54,89	29,2	7,58	Arena fango gravosa
SG-ME-3760-103	0,25	85,5	9,75	4,5	Arena fangosa ligeramente gravosa
SG-ME-3760-105	0	84,34	12,84	2,82	Arena limosa
SG-ME-3760-125	26,85	29,22	37,87	6,06	Fango gravoso

Cuadro 13. Porcentaje de granulometrías principales y clasificación de las muestras de interdunas, zona A.

En la zona B las dunas, por lo general, presentan poblaciones polimodales, aunque la moda principal en arena muy fina se diferencia claramente en los histogramas. La segunda moda por lo general es de limo mediano a muy fino, y luego presentan modas en arcillas y en gravas muy finas. El porcentaje de arena está entre 52-85 %, el de limo entre el 11-32 %, la arcilla de 3,5-13 % y la grava de 0-5 %. La asimetría es positiva a muy positiva, la selección es pobre o muy pobre y, en cuanto a la agudeza, los histogramas son leptocúrticos a muy leptocúrticos. Granulométricamente las muestras son clasificadas en su mayoría como arenas fangosas ligeramente gravosas y, en menor proporción, como arenas fangosas y fango-gravosas (Fig. 50, Cuadros 14 y 15).

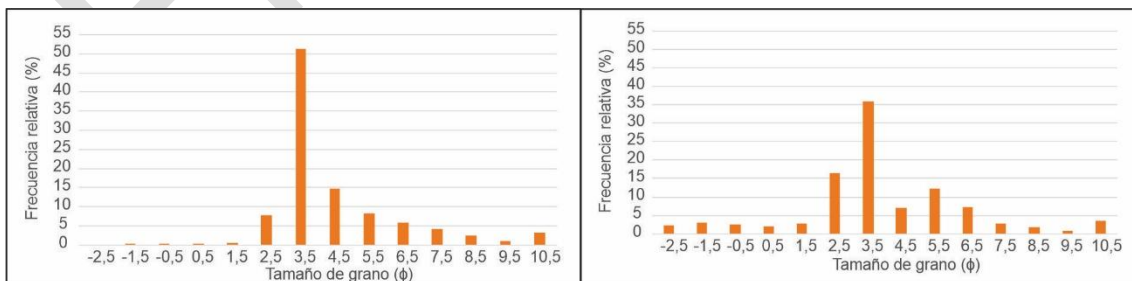


Figura 50. Histogramas característicos de distribuciones granulométricas de las dunas de la zona B. Izquierda: muestra de duna con características eólicas más puras. Derecha: muestra de dunas con mayor retrabajo.

Muestra	MP	MS1	MS2	MS3	Media	Mediana	$\phi 1$	selección	Asimetría	Agudeza	Unidad
SG-ME-3760-115	3,5	7,5	10,5	0	4,7	3,39	-1,95	2,69 (mps)	0,41 (mp)	1,16 (l)	Campo de dunas zona B
SG-ME-3760-116	3,5	5,5	10,5	0	4,4	3,19	-1,07	1,9 (ps)	0,63 (mp)	1,83 (ml)	
SG-ME-3760-120	3,5	10,5	0	0	4,4	3,3	0,7	1,69 (ps)	0,56 (mp)	1,5 (ml)	
SG-ME-3760-121	3,5	10,5	0	0	4,1	3,16	-1,48	1,66 (ps)	0,46 (mp)	1,75 (ml)	
SG-ME-3760-122	3,5	5,5	0	0	4,2	3,15	-1,19	1,91 (ps)	0,4 (mp)	1,15 (l)	
SG-ME-3760-123	3,5	5,5	10,5	-1,5	3,9	3,09	-3,05	2,42 (mps)	0,16 (p)	1,59 (ml)	
SG-ME-3760-124	3,5	0	0	0	3,6	2,87	1,5	1,12 (ps)	0,18 (p)	2,11 (ml)	
SG-ME-3760-126	3,5	6,5	0	0	4,1	3,05	0,54	1,68 (ps)	0,59 (mp)	3,36 (el)	
SG-ME-3760-127	3,5	5,5	10,5	0	4,3	3,2	1,33	1,67 (ps)	0,58 (mp)	1,61 (ml)	

Cuadro 14. MP: moda principal, MS1: segunda moda, MS2: tercera moda, MS3: cuarta moda, $\phi 1$: porcentaje correspondiente al porcentaje acumulado al 1 % (valores expresados en phi). Selección, asimetría y agudeza según las fórmulas de Folk y Ward (1957) y nomenclatura de McManus (1988). mps: muy pobremente seleccionada, ps: pobremente seleccionada, mp: muy positiva, p: positiva, ml: muy leptocúrtica, l: leptocúrtica, eml: extremadamente leptocúrtica.

Muestra	% grava	% arena	% fango		Clasificación de Folk <i>et al.</i> (1970)
			% limo	% arcilla	
SG-ME-3760-115	1,47	52,56	32,73	13,24	Arena fangosa ligeramente gravosa
SG-ME-3760-116	0,67	68,45	22,42	8,46	Arena fangosa ligeramente gravosa
SG-ME-3760-120	0,39	59,92	32,98	6,71	Arena fangosa ligeramente gravosa
SG-ME-3760-121	0,97	66,72	26,78	5,52	Arena fangosa ligeramente gravosa
SG-ME-3760-122	0,63	63,74	30,29	5,35	Arena fangosa ligeramente gravosa
SG-ME-3760-123	5,24	59,59	29,05	6,12	Arena fango-gravosa
SG-ME-3760-124	0,11	85,32	11,07	3,5	Arena fangosa ligeramente gravosa
SG-ME-3760-126	0	77,71	15,71	6,83	Arena fangosa
SG-ME-3760-127	0,39	66,34	26,02	7,25	Arena fangosa ligeramente gravosa

Cuadro 15. Porcentaje de granulometrías principales y clasificación de las muestras de dunas de la zona B.

En la zona C las dunas se encuentran compuestas principalmente por arena (42-58 %) y limo (32-44 %), con porcentajes menores de arcilla (5-14 %) y grava (0,2 y 4,5%). Las muestras son polimodales con moda principal en arena muy fina y secundarias en limo mediano y arcilla. La asimetría de los histogramas es positiva a muy positiva y la agudeza es mesocúrtica a muy leptocúrtica. La selección es pobre a muy pobre. Los sedimentos se clasifican en arenas fangosas ligeramente gravosas y fangos arenosos ligeramente gravosos, según la dominancia de arena o fango, respectivamente. Los máximos tamaños de grano, indicados por el $\phi 1$, se encuentran en gravas medianas (Fig. 51, Cuadros 16 y 17).

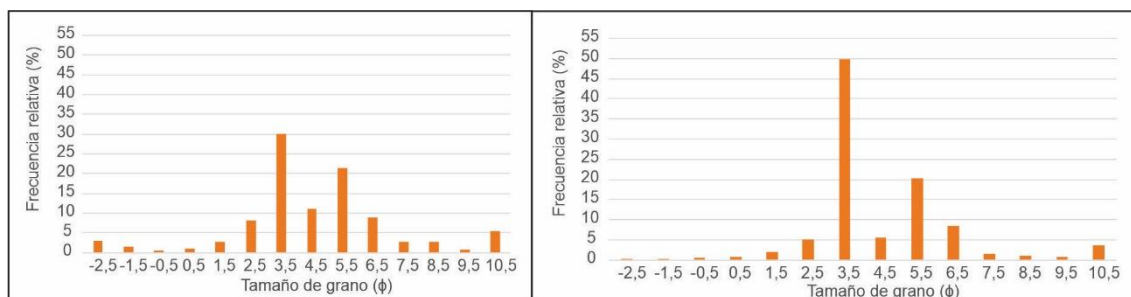


Figura 51. Histogramas característicos de distribuciones granulométricas del campo de dunas de la zona C.

Muestra	MP	MS1	MS2	MS3	Media	Mediana	ϕ_1	selección	Asimetría	Agudeza	Unidad
SG-ME-3760-85	3,5	6,5	10,5	0	5,2	3,42	-0,81	2,26 (mps)	0,73 (mp)	0,91 (m)	Campo de dunas de la zona C
SG-ME-3760-117	3,5	5,5	10,5	2,5	4,5	3,79	-3,15	2,45 (mps)	0,19 (p)	1,65 (ml)	
SG-ME-3760-118	3,5	5,5	10,5	0	4,6	3,37	-2,91	2,62 (mps)	0,38 (mp)	1,68 (ml)	
SG-ME-3760-129	3,5	5,5	0	0	4,9	3,91	-0,33	2,16 (mps)	0,3 (mp)	0,92 (m)	
SG-ME-3760-130	3,5	10,5	0	0	4,5	3,32	-0,4	1,65 (ps)	0,5 (mp)	1,15 (l)	

Cuadro 16. MP: moda principal, MS1: segunda moda, MS2: tercera moda, MS3: cuarta moda, ϕ_1 : porcentaje correspondiente al porcentaje acumulado al 1 % (valores expresados en phi). Selección, asimetría y agudeza según las fórmulas de Folk y Ward (1957) y nomenclatura de McManus (1988). mps: muy pobremente seleccionada, ps: pobremente seleccionada, mp: muy positiva, p: positiva, ml: muy leptocúrtica, l: leptocúrtica, m: mesocúrtica.

Muestra	% grava	% arena	% fango		Clasificación de Folk <i>et al.</i> (1970)
			% limo	% arcilla	
SG-ME-3760-85	0,43	53,33	31,73	14,52	Arena fangosa ligeramente gravosa
SG-ME-3760-117	4,44	42,36	44,16	9,04	Fango arenoso ligeramente gravoso
SG-ME-3760-118	3,63	51,49	32,31	12,56	Arena fangosa ligeramente gravosa
SG-ME-3760-129	0,2	46,83	43,76	9,22	Fango arenoso ligeramente gravoso
SG-ME-3760-130	0,38	58,43	35,75	5,44	Arena fangosa ligeramente gravosa

Cuadro 17. Porcentaje de granulometrías principales y clasificación de las muestras de dunas de la zona C.

Ambiente de depositación

Las distribuciones granulométricas de las dunas de la zona A tienen características propias del ambiente eólico con dominio de arena fina, leptocúrticas y asimetría positiva. En las interdunas, la interacción con procesos tractivos vinculados a la entrada de agua, genera depósitos más variados con arcillas por decantación hasta altos porcentajes de grava fina.

En cambio, las dunas de las zonas B y C muestran una mezcla de poblaciones importante que puede deberse a la degradación que sufrieron, de modo que sólo se conservan formas relícticas. Las características granulométricas preservadas se pueden vislumbrar en la moda principal, que siempre corresponde a arena muy fina, su abundancia relativa dentro de las muestras, marcada por la tendencia leptocúrtica, y la asimetría positiva. Los procesos de degradación, tanto eólicos como fluviales (deflación y flujos tractivos subácueos), pueden haber generado las modas secundarias en gravas muy finas, limo mediano y arcillas. La presencia de abundantes arcillas indica procesos de decantación en aguas estancas.

Las dunas de la zona C con respecto a las de la zona B presentan mayor mezcla de poblaciones, con menor contenido de arena fina y mayor contenido de limo mediano (moda secundaria) lo que podría estar sugiriendo una mayor degradación.

Las dunas longitudinales y los brazos de las parabólicas tienen orientación preferencial SO-NE, lo que indicaría vientos provenientes del cuadrante O-SO.

Estas arenas se habrían depositado durante un período más frío y bajo una aridez mayor que la actual, donde había gran disponibilidad de sedimentos y escasa cubierta vegetal. Indican un proceso eólico, generado durante condiciones glaciales, que fue seguido de un período húmedo, donde predominó la pedogénesis.

A escala regional, al igual que para los Sedimentos loessoides, la principal área fuente estaría enmarcada en llanura aluvial del río Colorado y su sistema fluvial tributario Desaguadero–Salado–Curacó (Zárate y Tripaldi 2012).

Relaciones estratigráficas

Las Arenas eólicas se interdigitan en parte con los Depósitos loessoides y sobre ellas se desarrolla el suelo actual. En ocasiones se observó que, mediante una discordancia erosiva, se apoyan sobre un depósito limoarenoso de color castaño claro, bien consolidado, con niveles discontinuos y muñecos de tosca y evidencias de paleosuelos. Se trataría de depósitos pleistocenos más antiguos que podrían ser equivalentes a la Formación Vela.

Edad y correlaciones

Según Iriondo y Kröhling (1996), el Mar de Arena Pampeano, donde está incluida la zona A, se habría originado en el Estadio Isotópico 4 (entre 80.000 y 60.000 años AP).

Martínez (1998) realizó una datación OSL en la base del horizonte A, en depósitos equivalentes a las dunas de la zona C, en la localidad de Vivoratá (fuera de las Hojas), y obtuvo una edad de 700 ± 150 AP que vinculó a la Pequeña Edad de Hielo. Sin embargo, Etcheverría *et al.* (2022), dadas las características del paisaje (pedogénesis, degradación y patrón fluvial, entre otros) propusieron que la formación de las dunas de las zonas B y C estaría vinculada a la última glaciación que tuvo lugar durante el Pleistoceno tardío-Holoceno temprano. Es muy posible que, dado el menor grado de preservación y mayor grado de edafización, las dunas de la zona C sean algo más antiguas que las de la zona B.

Estos depósitos serían equivalentes a las Formaciones Las Ánimas y La Postrema (Pleistoceno superior - Holoceno) y a las facies gruesas de la Formación Meaucó (Gutiérrez *et al.*, en preparación).

Depósitos de bajos y lagunas (21)

Arenas muy finas, limos y arcillas

Distribución areal

Los bajos y lagunas se encuentran ampliamente distribuidos por toda el área. Las lagunas de mayores dimensiones (Juancho, Pay Lauquén, San Luis y Blanca Grande, Hoja Olavarría) se encuentran ubicadas siguiendo el lineamiento Vallimanca y son parte de las Lagunas Encadenas. En las Hojas Coronel Pringles y Tandil las lagunas son muy abundantes y de menor tamaño. Entre otras, se pueden nombrar a La Barrancosa, La Tigra Nueva, La Carlota, La Salada y San Antonio. La Hoja Azul se caracteriza por la presencia de cubetas, producto de la acción concentrada de deflación eólica, que dan lugar a bajos y pequeñas lagunas tales como La Huertita, La Vizcachera y La Colorada, entre otras.

En todas las Hojas, dada la muy baja pendiente regional, prevalecen las zonas anegadizas.

Litología

En general, los depósitos de bajos y lagunas están compuestos por diferentes proporciones de arena, limo y arcilla. Los porcentajes de las diferentes granulometrías dependen de las litologías circundantes. Es muy común que presenten moteados, nódulos ferromangániferos y bioturbaciones. Dada la bajante extraordinaria del año 2023 (en el cual se llevó a cabo la última campaña), se pudo observar que en algunos bordes de las

lagunas principales (Juancho y Blanca Grande, entre otras) se preservan niveles lagunares antiguos, habitualmente cubiertos por el pelo de agua, así como también, en la laguna San Luis se pudo muestrear los depósitos actuales más profundos expuestos (Fig. 52 a y b).



Figura 52. a. Nivel lagunar antiguo en el borde oeste de la laguna Blanca Grande (HO), b. Depósitos actuales de la laguna San Luis (HO).

Para caracterizar los depósitos lagunares antiguos de la laguna Juancho y los modernos de la laguna San Luis se realizaron estudios granulométricos. Éstos mostraron dos distribuciones marcadamente diferentes (Fig. 53). Por un lado, los depósitos actuales resultaron ser predominantemente arenosos (con hasta el 98 % de arena), con distribución unimodal, moda en arena fina, leptocúrticos, simétricos y moderadamente bien seleccionados. Por el contrario, los depósitos más antiguos se corresponden con un fango arenoso ligeramente gravoso, tienen distribución polimodal con modas en limo fino, arena gruesa y arcilla, son muy pobremente seleccionados y platicúrticos.

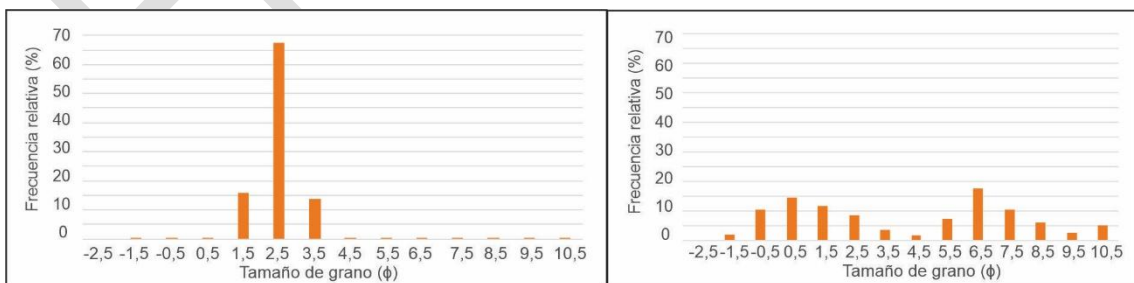


Figura 53. Histogramas característicos de distribuciones granulométricas de los depósitos lagunares. A la izquierda: depósitos actuales. A la derecha: depósitos antiguos.

Es común que, asociados a los bajos por deflación se encuentren *lunettes* (acumulación del material deflacionado). Estos depósitos generalmente se disponen en

forma semilunar en el borde NE de los bajos y rematan en un suelo con escaso grado de desarrollo. Son muy difíciles de ver dada su escasa altura y degradación. Aunque no se reconocen en los perfiles de elevación, los patrones de cultivos y la ubicación sobre ellos de estancias o puestos revelan su presencia. Estos depósitos son principalmente arenosos finos a limo arcillosos. Más hacia el este, fuera de las hojas y donde los depósitos son más finos que los aquí presentes, llegan a medir hasta 6 m de altura. Según Zárata y Mehl (2010) el perfil de suelo de estos depósitos muestra buenas condiciones de drenaje interno y presenta un horizonte A potente que pasa transicionalmente a un horizonte C.

Ambiente de depositación

Las cubetas de deflación, actualmente ocupadas por lagunas someras (dependiendo del nivel freático), son comunes en toda el área extraserrana y son producto de la acción del viento. Tricart (1968) las estudió en detalle para la región de la Pampa Deprimida. Se caracterizan por ser poco profundas y de tamaños variados, desde decenas de metros a kilómetros. Su disposición general y la presencia de los *lunettes* indican vientos provenientes del cuadrante oeste y sudoeste.

Los depósitos que se encuentran en estas cubetas muestran evidencias de tres procesos, dos tractivos de energías marcadamente diferentes y decantación de arcillas. La interacción de estos procesos es común en los bordes de lagunas alimentadas por corrientes fluviales y sobre los que migran algunas formas eólicas.

Relaciones estratigráficas y edad

Gran cantidad de los bajos y lagunas presentes en el área han sido excavados en las unidades cenozoicas previas (Formaciones Barker y Vela, Fig. 54), otros han sido deflacionados de los Depósitos loessoides y el resto corresponde a bajos de interduna.

Zárata (2005) sugiere que la abundancia de cuencas de deflación en la llanura interserrana estaría asociada a un período de mayor aridez o a una menor disponibilidad de humedad hacia los 5.000-4.000 ¹⁴C AP.



Figura 54. Laguna La Barrancosa excavada en sedimentitas de la Formación Barker. Borde sudoeste (HCP).

3. ESTRUCTURA Y TECTÓNICA

3.1. CICLO TANDILEANO

Las rocas del Complejo Buenos Aires forman parte del cratón del Río de la Plata y evolucionaron principalmente durante el ciclo geotectónico Tandileano (2200 a 1800 Ma, Teruggi y Kilmurray 1975 y 1980, Dalla Salda *et al.* 1987 y 1988), el cual es equivalente al ciclo Transamazónico definido por Almeida *et al.* (1976) para la plataforma brasiliana.

El Complejo Buenos Aires está compuesto principalmente por migmatitas y metamorfitas (gneises graníticos a tonalíticos, anfibolitas, y escasos esquistos, skarn, mármoles y metaconglomerados), fajas miloníticas a las que se asocian en mucho menor medida cataclastitas, granitoides (sin y poscolisionales), diques ácidos y diabasas. Hay que destacar, también, la presencia de *metacherts*, metagrauvas y metabasitas, expuestos únicamente en la región de Tandil, diferenciados como Formación El Cortijo, que representarían un relicto de corteza oceánica.

3.1.1. ESTRUCTURA

Diferentes autores se han dedicado a estudiar específicamente las características de la deformación presente en distintos lugares de las sierras Septentrionales para este ciclo. En este trabajo se presentará una reseña de los trabajos que han sido considerados más relevantes y que proponen interpretaciones muchas veces contrapuestas.

En las rocas del basamento se han reconocido zonas de cizalla dúctil, producidas por importantes movimientos transcurrentes, que se concentran en fajas de diferente orientación. Las principales se ubican en las serranías de Azul (al noroeste-cerros Negro, Peregrino, de la Virgen y San Antonio) y las de Tandil (al sudeste) (Dalla Salda 1981 b). La primera tiene una orientación E-O y es conocida como megacizalla de Azul (Frisicale *et al.* 2002). La segunda aflora desde el cerro San Luis/Tandileofú hasta la sierra del Tigre (Dalla Salda 1981 b), al sur de la localidad de Tandil. Su orientación también es E-O, aunque existen ramificaciones ONO; coincide con la faja que integra la Formación El Cortijo. Otras zonas de cizalla afloran en la sierra del Tigre y en la sierra Alta de Vela con orientaciones NO-SE y OSO-ENE, respectivamente (Teruggi *et al.* 1973 a, Lema y Cucchi 1985).

Estas fajas de cizalla están compuestas por milonitas, protomilonitas, ultramilonitas, venas de pseudotaquilita y cataclasitas, estas últimas en zonas menos deformadas.

Para las serranías de Azul se ha considerado a los movimientos transcurrentes como dextrales (González Bonorino *et al.* 1956), sinestrales (Ribot 2000) y de movimientos ambiguos, tanto dextrales como sinestrales (Frisicale *et al.* 2001, 2005 y 2010; Jorgensen *et al.* 2008). Estos últimos autores consideraron que la deformación fue muy intensa y bajo condiciones de metamorfismo en facies esquistos verdes a anfíbolita. También sugirieron una convergencia de masas rocosas, con movimientos transcurrentes subordinados, e infirieron que el principal proceso de deformación fue el aplastamiento (*flattening*). Frisicale *et al.* (2012 y 2015) para las rocas miloníticas del Cerro Negro (megacizalla de Azul) determinaron tres eventos deformativos: el D₁ corresponde a una deformación de alto grado metamórfico en facies de anfíbolita superior a granulita desarrollado en la corteza profunda. El pico térmico de la milonitización fue estimado entre 600 y 700°C y las condiciones de presión entre 600 y 900 MPa. El D₂ corresponde a una deformación de menor grado metamórfico, probablemente esquistos verdes, acompañada por circulación de fluidos y en condiciones dúctil-frágiles; el D₃ se

caracteriza por deformación cataclástica con fracturación frágil y removilización de fluidos.

Para las serranías de Tandil los movimientos transcurrentes son considerados sinestrales (Dalla Salda 1981 b, Teruggi *et al.* 1988). D'Angiola *et al.* (1992) sugirieron para la faja milonítica que se ubica al norte del cerro Albión (SE de Tandil) una zona de deformación dúctil a frágil-dúctil y, sobre la base de las microestructuras, que la dirección y sentido del movimiento fue en el plano horizontal, del tipo dextral.

Para los gneises aflorantes en la región del cerro El Cristo (HT), Martínez *et al.* (2016) determinaron una foliación principal (S_2) que varía entre NE-ENE (N45°E-N80°E) con inclinaciones, tanto como para el NO como para el SE, de entre 60° y 90°. Estas rocas contienen segregados leucocráticos que, según estos autores, muestran una probable foliación pre-existente (S_1) evidenciada por un intenso plegamiento asimétrico isoclinal, desmembramiento, *boudinage* y ocasionalmente pliegues apretados centimétricos de tipo *chevron*; mientras que S_2 corresponde a una foliación de transposición de plano axial. Según Martínez *et al.* (2017) la S_2 tuvo lugar, al menos para esta región, durante la exhumación, desde una profundidad aproximada de 18 km a 8 km en un intervalo de tiempo que va desde los 2010–1900 millones de años.

3.1.2. TECTÓNICA

Existe un consenso general en que la evolución del sistema de Tandilia durante el Paleoproterozoico fue el resultado de más de un proceso geológico, que involucró la colisión de distintos terrenos (Buenos Aires, Tandilia y Balcarce) y la deformación y estructuración asociada a dichos eventos. Sin embargo, existen diferentes modelos de interpretación al respecto.

En este trabajo se presentará una reseña de las principales propuestas tratando de seguir un orden cronológico, así como de las características que han sido consideradas relevantes para la interpretación tectónica.

Entre los primeros en plantear que la evolución tectónica de Tandilia responde a más de un evento deformacional se encuentran Teruggi *et al.* (1973 a), Teruggi y Kilmurray (1975, 1980) y Kilmurray (1976).

Teruggi *et al.* (1973 a), Dalla Salda *et al.* (1988) y Dalla Salda (1999) reconocieron para el área tres eventos deformacionales principales. La primera deformación (F1), de tipo relictual, se caracterizó por pliegues isoclinales, con ejes de rumbo este-oeste, sinmetamórficos. El segundo episodio de deformación (F2) fue relacionado con un evento

granítico de alrededor de 1850 Ma y resultó en un alineamiento estructural de dirección NE-SO que deformó a F1. El tercer evento de deformación (F3) se caracterizó por varios estilos de pliegues, principalmente con plano axial NO-SE, que cortaron los trenes más antiguos. Estas deformaciones han sido representadas en el mapa como líneas de foliación, pliegues (en sierra de Azul), antiformas y sinformas (en cerros La Ribulia y El Cristo, entre otros).

Dalla Salda *et al.* (1987, 1988) y Dalla Salda (1999) propusieron que la presencia en la región de un cinturón septentrional granitoide-milonita (con afinidades de arco y colisionales) representaría la evolución desde sintectónica a post tectónica del ciclo Transamazónico. Dalla Salda *et al.* (1987) indicaron que los importantes corrimientos y transurrencias, típicos de colisiones continente-continente, favorecieron el aporte de fluidos durante el inicio de la anatexis de los granitoides tandileanos. La generación y el emplazamiento de los leucogranitos podrían indicar corrimientos post-colisionales en el basamento. El emplazamiento pudo estar relacionado con una faja regional de corte con transurrencia y transporte oblicuo (Dalla Salda 1981 b). Según Teruggi *et al.* (1974 b) y Dalla Salda *et al.* (1988 y 2005), el enjambre de diques diabásicos, que cortan discordantemente a las rocas más antiguas del Complejo Buenos Aires, estaría indicando un primer evento de estabilización, *ca.* 1600-1800 Ma, posterior al emplazamiento de leucogranitos post-tectónicos, cuando aún la parte superior de la corteza estaba caliente y algo dúctil.

Teruggi *et al.* (1988) y Ramos *et al.* (1990) interpretaron a las fajas de milonitas como zonas de cizalla contraccional con vergencia dominante hacia el nor-noroeste. Ramos (1996) propuso que se habrían formado por la colisión del terreno Tandilia contra el terreno Buenos Aires durante el Proterozoico inferior (*ca.* 2000 Ma), llevando al amalgamamiento del cratón del Río de la Plata. Previamente, el arco islándico del Cortijo habría colisionado con el terreno Tandilia, por lo cual luego quedaría entrampado entre éste y el terreno Buenos Aires, evidenciando la sutura entre ambos (Ramos 1999 b). Luego de la colisión se implantó un régimen extensional representado por los diques ácidos e intermedios, que han sido interpretados por Ramos (1999 b) como una fase distensiva y por Iacumin *et al.* (2001) y Cingolani (2011) como una fase transtensional dentro de la evolución orogénica principal del ciclo Tandileano. Este último autor sostiene que estos diques se habrían emplazado contemporáneamente con los granitoides, durante un período restringido dentro de la actividad orogénica. El posterior emplazamiento de diques diabásicos cortando toda la secuencia indicaría, según Ramos (1999 b), un evento

extensional que marcó la disgregación del supercontinente transamazónico, antes del inicio del ciclo Brasiliano. Para un mejor entendimiento se recomienda ver las figuras 10 y 11 del trabajo de Cingolani (2011) donde se muestra una interpretación de la evolución tectónica del sistema de Tandilia.

Hartmann *et al.* (2002) propusieron, sobre la base de edades de cristalización magmática y de recristalización metamórfica (U-Pb SHRIMP en circones), la superposición de dos orogenias durante la evolución paleoproterozoica de Tandilia, las cuales produjeron en el Complejo Buenos Aires estructuras complejas. Estos autores sugirieron que estos eventos corresponderían a la orogenia acrecional Encantadas (2250-2120 Ma) y a la sobreimpuesta orogenia colisional Camboriú (2100-2080 Ma), mejor identificadas en la región sur de Brasil (Hartmann y Delgado 2001).

Por su parte, Chernicoff *et al.* (2014 y 2015 b), mediante la integración de datos aeromagnéticos y geoquímicos y dataciones U-Pb SHRIMP, propusieron que la evolución previa a la colisión de los terrenos Tandilia y Buenos Aires (*ca.* 2110 Ma) se habría iniciado en tiempos siderianos (2500-2300 Ma) con un sistema de *rift* que separó los terrenos Tandilia, Balcarce y Buenos Aires y que generó dos cuencas oceánicas, una al norte y otra al sur del terreno Tandilia. Durante el Rhyaciano se habría iniciado una doble subducción al norte de Tandilia (*ca.* 2164-2186 Ma) y otra intraoceánica, entre los terrenos Tandilia y Balcarce que determinaron la formación de un arco magmático continental y un arco de islas (El Cortijo). Este episodio habría culminado, a fines del Rhyaciano, con la colisión del terreno Tandilia (sutura Salado) contra el terreno Buenos Aires (*ca.* 2110 Ma) y la del terreno Balcarce contra el margen sur de Tandilia (sutura El Cortijo), durante la orogenia Transamazónica. Chernicoff *et al.* (2015 a y b) establecieron *circa* 2069 Ma un pico de metamorfismo para las rocas del terreno Buenos Aires. Para una mejor comprensión se recomienda ver la figura 7 del trabajo de Chernicoff *et al.* (2015 b) donde se muestra la evolución tectónica pre-neoproterozoica del sudeste del cratón del Río de la Plata.

Martínez *et al.* (2016) estudiaron migmatitas y gneises aflorantes en el cerro El Cristo (HT) y mediante análisis de minerales y cálculos termodinámicos determinaron que el material originalmente fundido en forma parcial, se habría transportado desde aproximadamente unos 22 km (corteza media) a unos 40 km (corteza inferior) de profundidad alcanzando un gradiente geotérmico del orden de 15°C km⁻¹. A estos resultados los relacionaron con un margen convergente, ubicado en el borde suroeste del bloque de Tandilia, donde una losa oceánica relativamente fría y con bajo ángulo se

subductó por debajo de éste. Además, propusieron que esto probablemente ocurrió a lo largo de una zona de sutura mayor que estuvo activa durante el Paleoproterozoico (2250-2100 Ma), y lo correlacionaron con el arco de islas El Cortijo y con la orogenia acrecional Encantadas (2.25-2.12 Ga, Hartmann *et al.* 2002). Para una mejor comprensión se recomienda ver la figura 14 del trabajo de Martínez *et al.* (2016) donde se muestra una propuesta de la evolución acrecional del cratón del Río de la Plata y de la etapa de colisión.

En conjunto, los estudios coinciden en que la evolución paleoproterozoica de Tandilia estuvo marcada por múltiples fases de deformación y magmatismo, vinculadas a la amalgamación del cratón del Río de la Plata. Existe consenso en que la colisión de distintos terrenos jugó un rol central en este proceso. Sin embargo, persiste el debate respecto a la cronología precisa de los eventos, la naturaleza de las suturas y la magnitud relativa de los regímenes transcurrentes, compresivos y extensionales.

3.2. CICLO BRASILIANO

3.2.1. ESTRUCTURA

Muchos son los autores que se han dedicado a estudiar específicamente las estructuras presentes en diferentes lugares de las sierras Septentrionales y que han sido consideradas como ocurridas durante este ciclo, así como también, las características mineralógicas para determinar eventos termotectónicos. En este trabajo se presentará una reseña de aquellas publicaciones que han sido consideradas más relevantes.

González Bonorino (1954) fue uno de los primeros en describir la presencia de deformación en los afloramientos de las Sierras Bayas. Posteriormente, y en el sector norte de este mismo lugar, Massabie y Nestiero (2002, 2005) hicieron un estudio detallado, destacaron que la morfoestructura se corresponde con una cubeta asimétrica basculada levemente hacia el SSO y encontraron que la principal deformación es dúctil, asociada a dos sistemas de pliegues suaves, F1 (NE) y F2 (NO) los cuales definen un patrón de domos y cuencas dentro del Grupo Sierras Bayas. Estos autores consideraron que este plegamiento es el resultado de la actividad tectónica ocurrida durante el Precámbrico tardío al Paleozoico temprano, previa a la transgresión marina representada por la Formación Balcarce y que es la respuesta a uno o dos episodios de deformación por compresión.

Según Dalla Salda *et al.* (2006) la secuencia sedimentaria neoproterozoica presenta una deformación según un modelo de transpresión, en el cual fallas de rumbo con pliegues

se asocian a fracturas inversas relacionadas con la tectónica brasiliana; según estos autores los rumbos e inclinaciones de las fracturas siguen los planos de debilidad asociados a un período extensional post-transamazónico.

En cuanto a observaciones mineralógicas, Cingolani (2011) sobre la base del estudio de circones detectó la falta de recristalización o nuevo crecimiento de este mineral en el Neoproterozoico, lo que lo llevó a sugerir que el basamento de Tandilia fue preservado de orogénesis más jóvenes tales como las del ciclo Brasiliano. Sin embargo, Angeletti *et al.* (2014) en circones provenientes del granito Siempre Amigos (HT) obtuvieron (a partir de puntos en zonas cercanas al borde y en sobrecrecimientos) una edad U/Pb SHRIMP media ponderada de 652 ± 37 Ma que sugieren la influencia de un evento metamórfico térmico/hidrotermal que habría desestabilizado, en torno al Neoproterozoico, al sistema de U-Th-Pb heredado del Paleoproterozoico. Posteriormente, Angeletti *et al.* (2022) en circones de una milonita de protolito granítico aflorante en el cerro Negro (sierras de Azul-HCP) dataron por el método U/Pb SHRIMP y obtuvieron una línea de discordia con una intersección superior en 2163.80 ± 4.61 Ma y una inferior en 610.5 ± 40.9 Ma. A la primera edad la asignaron a la edad de cristalización, mientras que a la segunda la asociaron con una nueva manifestación termotectónica compatible con la orogenia Brasiliana. Esto también sería respaldado por los resultados obtenidos por Martínez *et al.* (2015), quienes estudiaron las asociaciones de minerales filosilicáticos presentes en la discordancia del basamento intensamente alterado y donde, sobre una muestra rica en mica potásica secundaria, obtuvieron una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 630 ± 30 Ma, que vincula el evento de alteración hidrotermal con el ciclo Brasiliano.

En los laboratorios del SEGECRON del SEGEMAR se realizó una datación U/Pb por el método LA-MCICP-MS a una milonita con protolito ígneo, proveniente de la megacizalla de Azul (cerro La Armonía) y se obtuvo una edad en la intersección inferior de 600 ± 59 Ma, que estaría apoyando los datos obtenidos por Angeletti *et al.* (2014 y 2022) y Martínez *et al.* (2015).

Martínez *et al.* (2013) dataron por el método K-Ar micas potásicas y alunitas con sodio, provenientes de la Formación Las Águilas aflorante en canteras al oeste de la localidad de Barker, y obtuvieron edades de *ca.* 590 y 620 Ma, por lo cual hipotetizaron que los fluidos hidrotermales se correlacionan con un evento termotectónico que tuvo lugar durante este ciclo.

3.2.2. TECTÓNICA

Si bien hay un consenso general sobre la evolución del sistema de Tandilia durante el Neoproterozoico, existen diversos modelos de interpretación. En este trabajo se expondrán las principales propuestas tratando de seguir un orden cronológico.

Durante el Neoproterozoico temprano, se produjo la ruptura del supercontinente Rodinia que habría dado lugar al desarrollo de diferentes cuencas entre los cratones del Congo, Kalahari, Río de la Plata y probablemente algunos fragmentos menores (Zimmermann *et al.* 2011 y referencias allí citadas).

Según Iñiguez *et al.* (1989), a estas latitudes, sobre un basamento alterado y peneplanizado, se produjo la primera transgresión marina que dio inicio a la depositación del paquete sedimentario formado por el Grupo Sierras Bayas y la Formación Cerro Negro. Los movimientos orogénicos acaecidos durante este ciclo afectaron tanto al basamento como a la cubierta sedimentaria y produjeron fallamientos con importantes desplazamientos verticales y horizontales, dando como resultado una serie de bloques hundidos y elevados. Posteriormente, los bloques elevados fueron erosionados hasta exponer las rocas del basamento, mientras que en los bloques hundidos quedaron, protegidos de la erosión, remanentes de la cubierta sedimentaria neoproterozoica. Este proceso de peneplanización habría tenido lugar en el Cámbrico.

Para Arrouy *et al.* (2015) habrían ocurrido dos episodios tectónicos. El primero habría afectado al Grupo Sierras Bayas y a las facies I y II de lo que ellos denominaron Grupo La Providencia. Todo este paquete sufrió fallamientos verticales a subverticales, como producto de la reactivación de discontinuidades previas del basamento. Posteriormente, se produjo la peneplanización del relieve y sobre esta superficie, mediante una paraconformidad, se depositó la facies III (Formación Cerro Negro *sensu stricto*). Más tarde, se produjo un segundo episodio de reactivación de las fallas pre-existentes seguido de una nueva peneplanización.

Por su lado, Gaucher *et al.* (2007, 2008) propusieron, sobre la base de la presencia de circones detríticos mesoproterozoicos en la secuencia sedimentaria neoproterozoica, la existencia de un cinturón mesoproterozoico proto-andino que habría funcionado como la principal área fuente de aporte. Además, postularon que el cierre de la cuenca se produjo como resultado de la colisión tangencial del Terreno Cuchilla Dionisio-Pelotas (bloque exótico de afinidad africana) con el Cratón del Río de la Plata ocurrida en el Cámbrico inferior (Bossi y Gaucher 2004, Basei *et al.* 2005) aproximadamente a la latitud de Uruguay.

Zimmermann *et al.* (2011 y referencias ahí mencionadas) citaron que durante el Ediacariano y el Paleozoico Inferior (550 y 480 Ma) las cuencas que se habían generado tras la ruptura del supercontinente Rodinia se cerraron desarrollando grandes arcos volcánicos asociados a zonas de subducción con la reorganización de terrenos.

Los trabajos realizados a la fecha reconocen que durante el Neoproterozoico el sistema de Tandilia experimentó reactivaciones tectónicas y procesos hidrotermales vinculados al ciclo Brasiliano. Mientras que algunos autores sostienen que el basamento fue preservado de deformaciones significativas, otros proponen evidencias claras de actividad termotectónica entre *ca.* 650 y 600 millones de años. El consenso radica en la ocurrencia de eventos tectónicos y térmicos en este lapso, aunque se mantienen abiertas las discusiones sobre su intensidad y su impacto en la configuración estructural del basamento.

3.3. CICLOS FAMATINIANO Y GONDWÁNICO

3.3.1. ESTRUCTURA

Existen en la bibliografía muchos trabajos donde se ha abordado el estudio de estructuras y procesos considerados como posteriores al ciclo Brasiliano. Aquí, se presentará una reseña de aquellas publicaciones que han sido consideradas más relevantes para la región.

Después del amalgamamiento del sector sudoeste del Gondwana (Neoproterozoico a Cámbrico temprano) se estableció una cuenca marina, en un ambiente de margen pasivo, en la que se depositaron los sedimentos de plataforma siliciclástica de la Formación Balcarce (Rapela *et al.* 2011). Esta unidad (Ordovícico Inferior-Silúrico inferior) muestra una débil y constante inclinación al oeste, que ha sido interpretada como un basculamiento de los bloques que se generaron por los movimientos orogénicos acaecidos durante el ciclo Brasiliano (Dalla Salda *et al.* 2006).

Rosello *et al.* (1997) sugirieron que las sedimentitas neoproterozoicas a paleozoicas inferiores presentan fallamientos transcurrentes dextrales con componentes cabalgantes que indican un transporte tectónico hacia el noreste. Estos autores los consideraron como parte de una deformación compresiva en el flanco sudoccidental de Gondwana y que habría ocurrido en el Paleozoico superior, previamente al desarrollo y relleno de las cuencas del Colorado y Salado. Este fallamiento se puede observar en las sierras cercanas a Barker y en algunos lugares de las sierras Bayas.

Massabie y Nestiero (2005) relevaron, en las sedimentitas neoproterozoicas del sector norte de las sierras Bayas, fallamiento de alto ángulo, de poca expresión morfoestructural y con evidencias de desplazamiento de rumbo dominantes, posterior al plegamiento precámbrico tardío-paleozoico inferior bajo. Además, detectaron localmente deformación dúctil que asociaron a la reactivación tectónica del Complejo Buenos Aires (basamento). Este fallamiento fue considerado de edad devónica o permo-triásica tal como ya lo habían sugerido Massabie (1992), Massabie y Amos (1992) y Massabie *et al.* (1992). Cabe mencionar que Massabie y Amos (1992) y Massabie *et al.* (1992) describieron cuerpos diapíricos arcilíticos alojados en la Formación Loma Negra, a los que consideraron inducidos tectónicamente y vinculados a la cinemática de la fracturación que afecta el contacto entre esta formación y la subyacente. El desarrollo de estos diapiros fue asociado a un campo compresivo acaecido durante el Paleozoico medio o el Pérmico-Triásico.

Zalba *et al.* (2007 a) realizaron una datación K-Ar sobre alunita proveniente de arcilitas de la Formación Las Águilas aflorante en la sierra de Las Águilas y obtuvieron una edad de 254 ± 7 Ma (Pérmico medio). Según estos autores, esta sería la edad de los procesos formadores de este mineral y de sus fases asociadas y lo interpretaron como relacionado con el levantamiento del Sistema de Ventania y su influencia en el empuje desde el SO sobre el Sistema de Tandilia. Consideran que los procesos ocurridos a partir de este levantamiento son complejos y que quedan comprendidos dentro de las etapas finales de la diagénesis.

Estos mismos autores también vincularon al levantamiento de Tandilia la presencia de los diques clásticos arcillosos alojados en las calizas de la Formación Loma Negra y consideraron que después del levantamiento y reactivación de fallas, ocurridas durante el Pérmico medio, el Sistema Tandilia se mantuvo como un área positiva hasta la actualidad.

Zalba *et al.* (2010) consideraron que los movimientos compresivos desde el SO son los responsables de la inversión de la cuenca paleozoica y habrían favorecido la neoformación/transformación de minerales.

Suero (1957) estimó que el plegamiento de las sierras de Pillahuincó y Tunas (Ventania) terminaba oculto en la planicie circundante y supuso que si esa estructura continuaba hacia el este sería factible de encontrar en los bordes de Tandilia niveles del Grupo Pillahuincó. Efectivamente, se han hallado pequeños afloramientos y subafloramientos de la Formación Tunas que asoman entre los sedimentos cenozoicos de la cuenca interserrana. Según Rosello (2016) estos afloramientos están suavemente

flexurados y con un incipiente clivaje de fractura de tipo de plano axial que se dispone subverticalmente con un azimut aproximado de 130°; constituirían las crestas de ondulaciones menores.

3.3.2. TECTÓNICA

Durante el Ciclo Gondwánico, la deformación compresiva a transpresiva vinculada con la acreción del terreno Patagonia no sólo contribuyó a la formación del relieve que originó el Grupo Pillahuincó y su posterior deformación, sino que también moldeó la estructura actual de las sierras Australes y la depresión interserrana conocida como Antefosa de Claromecó (Ramos 1984), posteriormente denominada Cuenca de Claromecó.

Las sierras Australes y la Cuenca de Claromecó sufrieron eventos tectónicos extensionales y compresivos a lo largo de su evolución. Durante el Paleozoico temprano existía un ambiente de margen continental pasivo que se transformó en el Paleozoico tardío, por procesos estrechamente ligados al choque del terreno Patagonia, en un sistema compresivo, en el cual las sierras Australes constituyen una faja plegada y corrida y la Cuenca de Claromecó, su cuenca de antepaís asociada.

Según Rosello (2016 y referencias ahí citadas) las Sierras Australes presentan en planta un diseño sigmoidal y tienen una estructura de faja plegada y corrida como consecuencia de un régimen transpresivo dextral con una dirección de convergencia NNE.

Por su lado, la Cuenca de Claromecó habría surgido en el margen suroccidental de Gondwana durante el Paleozoico Superior y es interpretada como una extensión de la Cuenca de Hespérides (Pensilvaniano a Triásico temprano), la cual tiene continuidad lateral con las cuencas de Kalahari, Karoo y Chaco-Paraná en África y Sudamérica (Pángaro *et al.* 2015). Existen pequeños afloramientos de la Cuenca de Claromecó, en las proximidades de Mariano Roldán, Gonzales Chaves, De la Garma y Lumb, asignados a la Formación Tunas (Monteverde 1937, Amos y Urien 1968, Zambrano 1974, Kostadinoff y Font de Affolter 1982). Esto sugiere que la secuencia aflorante en las Sierras Australes se prolonga mayormente en el subsuelo (Ramos y Kostadinoff 2005).

Su relleno sedimentario tiene geometría en forma de amplia cuña triangular y elongada en sentido NO-SE, dispuesta paralelamente a las Sierras Australes y Septentrionales con su vértice hacia el NO (cercano a la localidad de Coronel Suárez), con extensión hacia el margen continental y plataforma del Mar Argentino. Tanto vertical

como horizontalmente, el desarrollo sedimentario tiende a incrementarse hacia el S y SE (Rosello 2016).

López Gamundí (1996) estableció que las sedimentitas del Grupo Pillahuincó se depositaron, hacia fines del Paleozoico, en una cuenca de antepaís que se ubicaba a lo largo del margen gondwánico. Postuló que hubo una fase inicial extensional (fase *sag*) con aporte cratónico desde el noreste (representada por las formaciones Sauce Grande, Piedra Azul y Bonete) y una fase posterior de deformación de antepaís que habría sido parcialmente coetánea con la Formación Tunas, en la que el aporte fue principalmente del sudoeste, lo que indica la presencia de un relieve positivo al sur (López Gamundí *et al.*, 1995; Ramos, 2008). La transición de la fase extensional a la fase compresional se relaciona con la fase orogénica Sanrafaélica (López Gamundí *et al.*, 1994). Esta cuenca se caracterizó por tener un alto índice de subsidencia (Ramos *et al.*, 2014).

Durante el Paleozoico, la región registró la influencia de procesos compresivos y transcurrentes asociados tanto a la evolución del margen gondwánico como a la acreción del terreno Patagonia. Existe acuerdo en que estos eventos provocaron la deformación de la cubierta sedimentaria y la reactivación de estructuras del basamento, pero existen discrepancias entre distintos autores acerca de la edad exacta de los distintos pulsos tectónicos y en el rol relativo de los procesos compresivos frente a los extensionales en la evolución de las cuencas.

3.4. CICLO PATAGONÍDICO

Este ciclo está asociado con la apertura del océano Atlántico Sur, que fue precedida por el desarrollo de sistemas de *rift* en el Triásico-Jurásico asociado a la reactivación de antiguas zonas de suturas (Tankard *et al.* 1995). Durante el Jurásico Medio-Cretácico, antiguas líneas de sutura de orientación noroeste fueron reactivadas extensionalmente generando cuencas aulacogénicas, con gran subsidencia, de dirección predominante noroeste-sureste, como las Cuencas del Salado y Colorado (Ramos 1988, 2008; Introcaso 2003).

La Cuenca del Salado se desarrolla en la provincia de Buenos Aires y se extiende hacia el sur hasta el Sistema de Tandilia con un basamento que corresponde a rocas paleozoicas vinculadas a la Cuenca Chacoparanaense. Esta cuenca se asocia a la flexión de la litósfera durante el Eopaleozoico y a la reactivación de estructuras proterozoicas (Raggio *et al.* 2012).

Los trabajos de Juan *et al.* (1996) y de Raggio *et al.* (2012) permiten ver la presencia de fallas de gran longitud y escaso desplazamiento. En este caso, se interpretó que las fallas normales se propagaron rápidamente y usaron los planos de debilidad previos. En consecuencia, las cuencas están conformadas por depocentros asimétricos escalonados y vinculados por transferencias con desplazamiento de rumbo dextral. Cobbold *et al.* (1992) propusieron mecanismos de rumbo sinistral asociado a la mecánica de la falla localizada al noreste del sistema de Tandilia.

Estas cuencas alcanzaron su mayor desarrollo en el Cretácico Inferior. Hacia el *post-rift* temprano (Prosser 1993) alternaron con depósitos mixtos marino-continenciales (Aptiano-Albiano) y netamente marinos para la etapa de *post-rift* tardía (Cenomaniano) y la posterior deriva, acaecida en el Maastrichtiano-Paleoceno (Tavella y Wright 1996).

La mayoría de los modelos coinciden en relacionar este ciclo con la apertura del Atlántico Sur y la generación de sistemas de *rift* que dieron origen a la Cuenca del Salado y más al sur a la del Colorado. Existe consenso en que estas estructuras se desarrollaron por la reactivación de antiguas suturas y lineamientos proterozoicos, alcanzando su mayor subsidencia en el Cretácico Inferior. No obstante, permanece en discusión la dinámica exacta de propagación de fallas y la continuidad espacial de los depocentros generados.

3.5. CICLO ÁNDICO

3.5.1. ESTRUCTURA

La deformación asociada al ciclo andino no ha sido tomada en cuenta históricamente en el área de trabajo, en gran parte debido a la gran distancia que existe con la Cordillera de los Andes. Sin embargo, trabajos de los últimos quince años han empezado a mostrar evidencias de deformación en el Positivo Bonaerense (Tandilia, Ventania y Pampa Interserrana).

Quattrocchio *et al.* (1994) mencionaron evidencias de estructuras neotectónicas descriptas como deformación dúctil, en depósitos de edad pleistocena tardía en el río Sauce Chico, suroeste de la provincia de Buenos Aires. Estos autores asociaron estas estructuras a la reactivación de una falla de basamento, estableciendo la última edad de la deformación como posterior al Pleistoceno Tardío.

Folguera (2011) interpretó en el flanco sur del piedemonte de Ventana, lineamientos con rumbo preferencial E-O, ubicados pocos kilómetros hacia el norte de la ciudad de Bahía Blanca. Estos lineamientos tienen una extensión de entre 15 y 20 km hacia el este, abarcando gran parte de la llanura Interserrana. Teniendo en cuenta la

sedimentación, las discordancias y las disecciones en los ríos con niveles aterrazados, esta autora propuso que el Positivo Bonaerense fue levantado con poco rechazo, decenas de metros, respetando antiguas zonas de fracturas tales como: hacia el norte, el lineamiento Vallimanca, hacia el sur las fallas vinculadas con el *rift* de la Cuenca del Colorado y hacia el este con la Cuenca del Salado, provocando la interrupción de la sedimentación de las secuencias de antepaís y el comienzo de la disección de bloque hace aproximadamente 7-6 millones de años. El siguiente evento ocurrió alrededor de los 3.3 Ma con el fin de la depositación en el Positivo Bonaerense, la deformación compresiva de las secuencias chapadmalalenses preservadas en el sur de Mar del Plata y el comienzo de un nuevo período erosivo. Folguera *et al.* (2014) teniendo en cuenta la gran distancia con los Andes, consideraron la importancia de las fuerzas de *ridge-push* para la deformación y estructuración del área en el Cenozoico.

En el área noroccidental de la Hoja Olavarría se encuentra la lineación de Vallimanca que constituye una megaestructura de rumbo NE-SO, claramente reconocible. Se extiende desde las cercanías de localidad de Alpachiri (provincia de La Pampa) y marca el límite occidental del Positivo Bonaerense. Hacia el este, queda enmascarada por la cubierta de depósitos eólicos del Cuaternario tardío.

Este rasgo ha sido objeto de amplia controversia. Frenguelli (1950) e Yrigoyen (1975) la interpretaron como una línea de falla, mientras que Tricart (1973) y Rolleri (1975) adoptaron una posición opuesta, argumentando la ausencia de suficientes evidencias. Los estudios sísmicos de Kostadinoff (1985, com. pers. en Sellés Martínez, 1987) tampoco evidenciaron deformación, aunque Yrigoyen (1975) señaló que la gran escala de análisis podría haber enmascarado pequeños rechazos. Linares *et al.* (1980), por su parte, la vinculó como una prolongación hacia el este del valle Utracán-Acha (provincia de La Pampa), interpretándola como un sistema de fracturación más moderno que la Formación Cerro Azul (Mioceno Superior-Plioceno), posiblemente asociado a la reactivación de estructuras, aunque sin evidencias concluyentes.

Sellés Martínez (1987) sostuvo que, pese a la notoriedad del lineamiento, no existen pruebas suficientes para confirmar la presencia de una falla. En contraste, Zárate y Rabassa (2005), a partir de la morfología del lineamiento y su contexto geológico, lo interpretaron como una escarpa de falla retrocedente.

Rossello y López (2020) describieron un sistema transcurrente dextral cuyo movimiento habría generado cuencas de *pull-apart* y estructuras en flor. Sismicidad

superficial de Mw 4,0 registrada en el año 2016 en las proximidades del lineamiento, podría sugerir una actividad reciente de la falla.

En este trabajo no se realizaron estudios cinemáticos detallados del sector. No obstante, las imágenes satelitales muestran un rasgo muy evidente que refleja la posición original de un resalto topográfico de unos 40 m de altura hacia el SE, actualmente desplazado unos 10 km hacia el sur por erosión retrocedente. Se trata de un frente muy erosionado y festoneado, labrado sobre depósitos miocenos tardíos de la Formación Cerro Azul (aflorante en la provincia de La Pampa), coronados por una potente costra calcárea. Este lineamiento genera un marcado contraste geomorfológico que ha condicionado la distribución areal de los depósitos eólicos del Pleistoceno tardío-Holoceno.

Las investigaciones más recientes han demostrado que, a pesar de la distancia respecto a los Andes, el Positivo Bonaerense registró deformación vinculada a la tectónica andina durante el Cenozoico. Existe acuerdo en que los lineamientos y elevaciones detectados responden a reactivaciones de estructuras antiguas bajo un régimen compresivo. Sin embargo, todavía se debate la magnitud del levantamiento, el momento preciso de los pulsos neotectónicos y el rol relativo de las fuerzas intraplaca, como el *ridge-push*, en la estructuración final del área.

4. GEOFÍSICA

En el área de estudio se utilizaron dos conjuntos de datos magnetométricos correspondientes al Bloque 32 Buenos Aires (Vargas *et al.* 2013) y al Bloque 20 Sierras Australes (Chernicoff y Vargas 1999). El conjunto de datos del Bloque Buenos Aires cubre la totalidad del área analizada, aunque con menor resolución espacial, ya que se compone de una integración de datos aeromagnetométricos y terrestres, resultando en una grilla de 3 × 3 kilómetros. En cambio, el Bloque Sierras Australes presenta una resolución superior, producto de un levantamiento aeromagnetométrico con líneas de vuelo espaciadas a 1 km, lo que permitió generar una grilla de 330 metros. No obstante, este bloque sólo abarca el sector sur de la Hoja 3760-III Coronel Pringles y prácticamente la totalidad de la Hoja 3760-IV Tandil.

Debido a las diferencias de resolución entre ambos conjuntos, los datos fueron procesados por separado. A cada uno se le aplicaron los filtros de Reducción al Polo (RTP), primera derivada vertical (1DV) y Señal Analítica (SA) con el fin de resaltar las anomalías magnéticas de interés.

La Reducción al Polo convierte las anomalías magnéticas bipolares en anomalías centradas y simétricas, lo que facilita la interpretación estructural y geológica. Es una de las herramientas estándar en procesamiento magnético, especialmente útil en latitudes medias y altas como las del área de estudio. También es un paso previo necesario para aplicar otras herramientas como la primera derivada vertical (1DV).

La 1DV permite delimitar con mayor precisión los bordes de fuentes magnéticas superficiales, mejorando la resolución estructural, amplifica las altas frecuencias, es decir, anomalías asociadas a cuerpos más superficiales, ayuda a delimitar diques, contactos litológicos y fallas que se expresan magnéticamente cerca de la superficie.

La Señal Analítica reduce la ambigüedad en la interpretación magnética y facilita la detección de cuerpos geológicos, mejorando la resolución espacial de las anomalías, especialmente en contextos geológicos complejos, ya que es invariante respecto a la dirección de magnetización. Presenta un máximo directamente sobre el borde del cuerpo causante de la anomalía, independientemente de la dirección de la magnetización o del campo magnético regional.

A partir de estos datos, se determinaron una serie de dominios y lineamientos magnéticos, asociados estos últimos a rasgos estructurales (Figura 55) que fueron estudiados y caracterizados en el trabajo de Chernicoff *et al.* (2014).

Utilizando la grilla de campo magnético total del Bloque Buenos Aires, y aprovechando su carácter regional, estos autores lograron identificar un mínimo magnético, de orientación aproximada al ONO y que se evidencia más al este del sector estudiado (Figura 55 a), alineado a lo largo del límite sur del terreno Tandilia, que correspondería al límite entre los terrenos Tandilia y Balcarce y que fue denominado como dominio El Cortijo o zona de sutura El Cortijo (Chernicoff *et al.* 2014). Este rasgo geológico llega a identificarse tanto en las grillas de campo magnético total como en la de señal analítica a lo largo de 300 km de largo y aproximadamente 90 km de ancho, causada por la desmagnetización asociada al cizallamiento en el límite sur del terreno Tandilia, ya que se sabe que el cizallamiento transpresivo es omnipresente en los afloramientos del basamento de la región (Dalla Salda 1981 b y c, Teruggi *et al.* 1988, Ramos 1999 b).

A su vez, no se observan anomalías magnéticas coincidentes con el lineamiento estructural Utracán-Villamanca, de sentido ENE-OSO en la grilla de campo magnético reducido al polo. Si bien se identifican algunas anomalías alineadas a lo largo de esta

estructura, que aparecen enmascaradas por las grandes anomalías de basamento ubicadas al oeste de la grilla, no es posible relacionarlas con este lineamiento estructural.

Asociados espacialmente con la zona de sutura El Cortijo, existen pequeños altos magnéticos que fueron interpretados como cuerpos básicos no expuestos de naturaleza ofiolítica que estarían relacionados con las metabasitas presentes en la Formación El Cortijo.

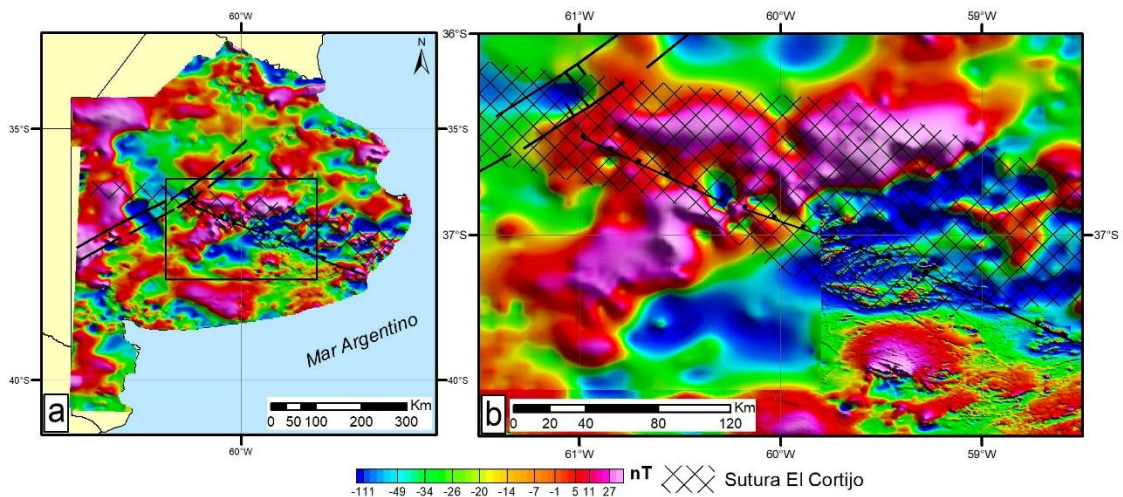


Figura 55. a. Grilla del campo magnético total de la provincia de Buenos Aires, indicando el área correspondiente a la Sutura El Cortijo (Chernicoff *et al.* 2014). Estructuras modificadas de Ramos (1996). b. Detalle del área de estudio que abarca las Hojas Geológicas 3760-I, II, III y IV Olavarría, Azul, Coronel Pringles y Tandil, donde se aprecia el contraste de resolución entre el Bloque 32 Buenos Aires y el Bloque 20 Sierras Australes.

La mayor resolución espacial del Bloque Sierras Australes permitió aplicar con eficacia el filtro de primera derivada vertical del campo magnético reducido al polo (Figura 56), lo cual facilitó la identificación de una serie de lineamientos magnéticos interpretados como vinculados a diques tholeíticos de orientación ONO. Estos cuerpos ya habían sido reconocidos, entre otros, por Teixeira *et al.* (2002), aunque la aplicación de este procesamiento permitió identificarlos de manera continua a lo largo de más de 50 km de extensión.

Asimismo, en el trabajo de Chernicoff *et al.* (2014) se definieron distintos dominios y lineamientos magnéticos que configuran un patrón organizado del campo magnético regional, interpretado en este trabajo como una *fábrica magnética* en sentido amplio. Este término es utilizado para describir la disposición espacial sistemática de lineamientos magnetométricos.

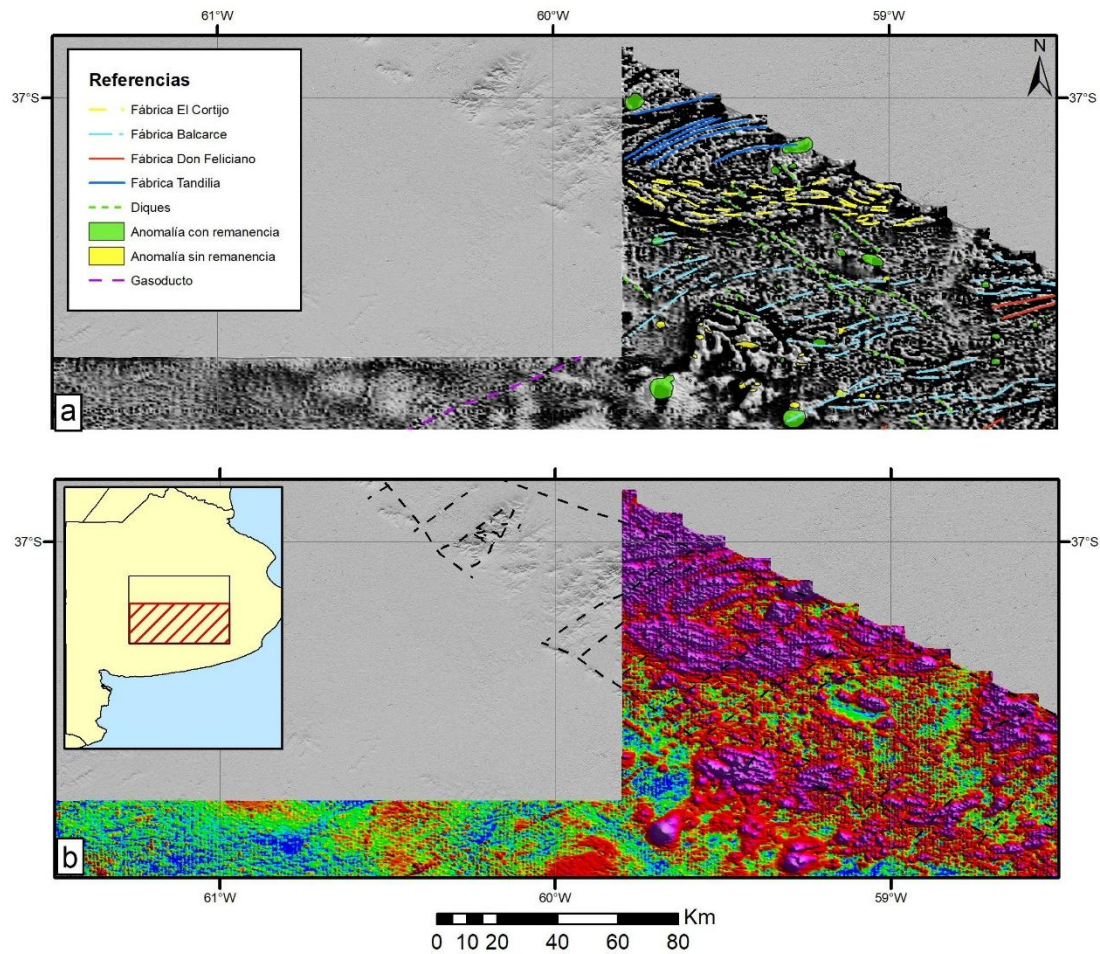


Figura 56. a. Mapa en escala de grises y sombras de la primera derivada de la grilla del campo magnético reducido al polo en el sector correspondiente a las Hojas Geológicas 3760-III y IV Coronel Pringles y Tandil. Los lineamientos identificados en esta grilla permitieron determinar las fábricas magnéticas, b. Mapa de la señal analítica que muestra las principales estructuras presentes en el área. Esta técnica permitió la identificación de los granitoides no aflorantes al sur del área de estudio.

Dentro de esta fábrica magnética, se destaca en el sector suroccidental de la hoja 3760-IV Tandil la presencia de lineamientos asociados al Orógeno Don Feliciano, de dirección noreste (Porada 1979, 1989, Fragoso-Cesar 1980, Oyhantçabal *et al.* 2009). En el sector central y meridional de la hoja, en cambio, predominan estructuras de rumbo este-noreste, atribuibles a la fábrica magnética del Terreno Balcarce. Estos lineamientos se ubican sobre una zona de valores intermedios a bajos en la grilla de Señal Analítica (SA), y contrastan marcadamente con los valores máximos registrados al noroeste, dentro del dominio magnético correspondiente al Terreno Tandilia (Figura 56 a).

Este sector, correspondiente al Terreno Tandilia y relacionado con la zona de sutura El Cortijo, presenta lineamientos bien definidos de rumbo noreste-suroeste, los cuales se identifican dentro de anomalías magnéticas elongadas con la misma orientación, asociadas al magmatismo de arco. Estas estructuras son claramente reconocibles tanto en la grilla de primera derivada vertical (1DV) (Figura 56 a) como en la de Señal Analítica (SA) (Figura 56 b).

En las zonas más australes del Terreno Balcarce, el análisis conjunto de las grillas de Señal Analítica y de Reducción al Polo permitió delimitar un conjunto de anomalías magnéticas intensas, de geometría bien definida, que se interpretan como correspondientes a cuerpos granitoides no aflorantes. En varios casos, estos cuerpos presentan una marcada componente de magnetización remanente, lo que genera respuestas distorsionadas en la grilla de RTP, incluyendo inversiones de polaridad fácilmente identificables.

5. GEOMORFOLOGÍA

Las Hojas Geológicas 3760 I, II, III y IV Olavarría, Azul, Coronel Pringles y Tandil, ocupan un importante sector de la región pampeana, donde se destacan paisajes de llanura y de sierras. La llanura cubre grandes extensiones con una morfología prácticamente horizontal, que se caracteriza por su escaso relieve, suaves ondulaciones y bajo gradiente de la pendiente regional. Este paisaje ha sido modelado principalmente por la acción eólica y fluvial, y presenta una fuerte impronta antrópica. En contraste, el paisaje serrano, constituido por las sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires, tiene una altura máxima de 524 m s. n. m. y posee características propias y muy atractivas, que le confieren un alto potencial para su desarrollo turístico.

Desde el punto de vista geomorfológico la comarca se puede dividir en cuatro unidades (Fig. 57).

La primera unidad geomorfológica corresponde a un sector de la Pampa Deprimida (Frenguelli 1950) y fue labrada sobre potentes depósitos loessoides. Conforman una llanura extensa, con escasa pendiente regional (menor al 0,1 %), que se localiza en la región oriental de la comarca; comprende prácticamente la totalidad del área de la Hoja Geológica 3760-II Azul, y parte de los sectores marginales del sur de la Cuenca del Salado. En esta llanura, dentro del área de estudio, dominan las geoformas eólicas de acumulación, representadas por: planicies loésicas, con abundantes y pequeñas cubetas

de deflación y campos de dunas longitudinales y parabólicas disectadas y muy degradadas que llegan a tener hasta 70 kilómetros de largo, un ancho variable que no excede los 1,5 km y una altura máxima de 3 metros.

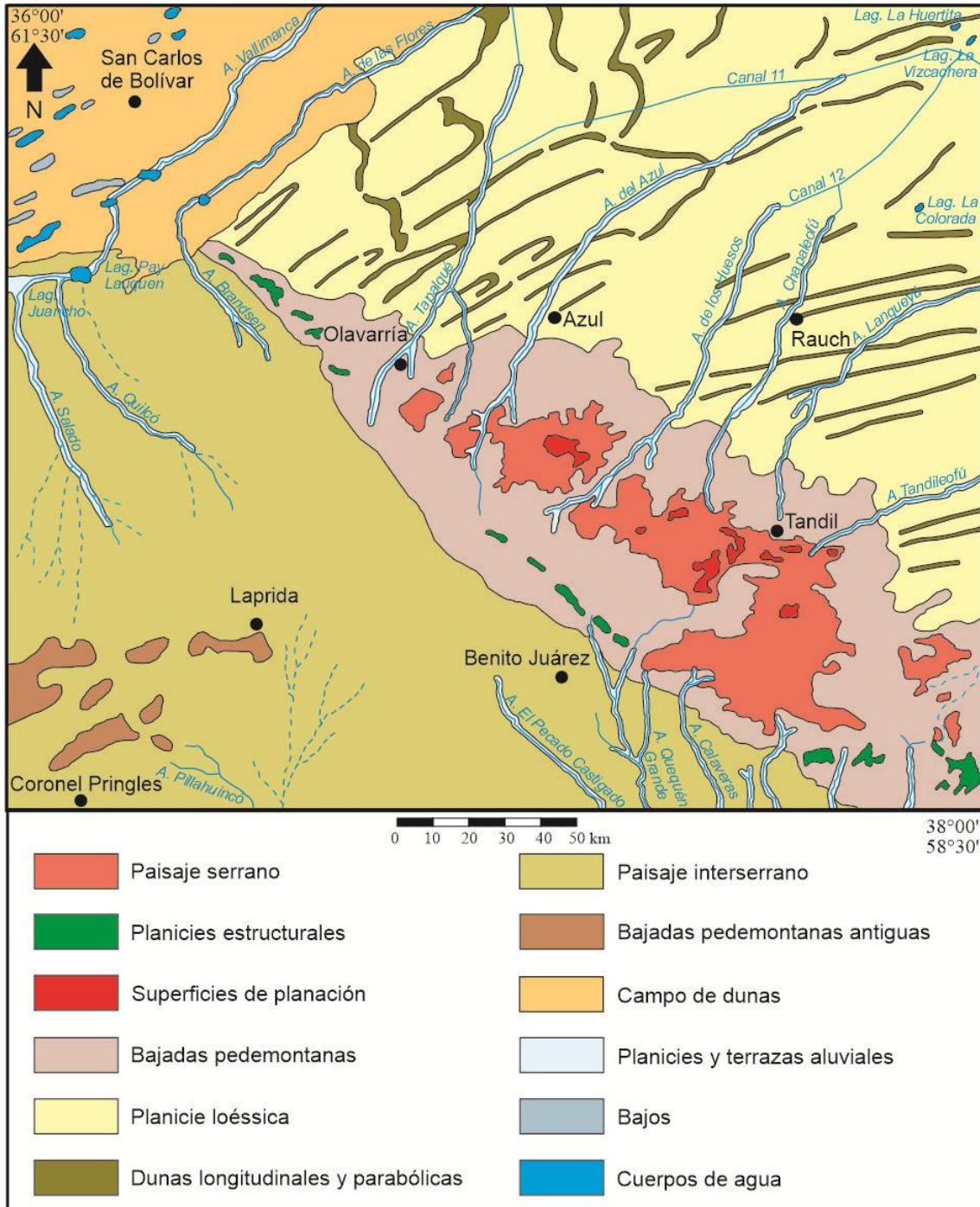


Figura 57. Esquema geomorfológico de las Hojas Geológicas 3760-I, II, III y IV, Olavarría, Azul, Coronel Pringles y Tandil.

Esta región presenta una red de drenaje con diseño paralelo, de cursos de aguas permanentes que nacen en las sierras y drenan hacia el noreste; los cursos más importantes son los arroyos Tapalqué, del Azul, de los Huesos, Chapaleofú y Langueyú.

Los cursos se han labrado principalmente sobre los Depósitos loessoides y unidades geológicas no más antiguas que el Plioceno; muchos de ellos fueron modificados por acción antrópica, con canalizaciones troncales en sus tramos distales (canales N° 11 y 12) y otras de menor tamaño que actúan de capturas en tramos intermedios. El drenaje de la red fluvial desagua en la Cuenca del Salado. Los cursos drenan en valles proporcionados y poco profundos. Sus recorridos responden a un fuerte control litológico dado por los depósitos de arenas y por los niveles de calcretes resistentes que se ubican a poca profundidad y que muchas veces provocan pequeños resaltos en los cauces. También, los cursos presentan recodos y cambios bruscos de dirección que aguas arriba, cerca del cordón serrano, quizá respondan a un control por estructuras, afines al borde de la Cuenca del Salado, mientras que aguas abajo los cambios están asociados a los cordones de dunas transversales a la pendiente.

El de mayor tamaño, el arroyo Tapalqué, es un curso equilibrado con valle simétrico, de aguas permanentes que nace en las sierras de Tandilia y drena hacia el noreste a la Cuenca del Salado que es su nivel de base. Presenta diseño sinuoso con varios recodos y en algunos tramos el curso principal pierde definición formando bañados. Atraviesa las localidades de Olavarría y Tapalqué.

También, se pueden observar gran cantidad de pequeños cuerpos de agua temporarios que se forman en los sectores de interdunas, favorecidos por el drenaje deficiente. Hacia las localidades de Ayacucho y Rauch el paisaje es muy plano; en épocas lluviosas se pueden observar extensas zonas anegadas de baja profundidad, favorecido esto por la escasa infiltración (capa de calcrete cerca de la superficie, nivel freático alto) y el bajo gradiente de la pendiente regional. Otros sectores de la unidad se caracterizan por pequeñas lagunas permanentes con drenaje endorreico, que corresponden a cubetas de deflación generadas en épocas secas, tales como las lagunas La Huertita, La Vizcachera y La Colorada, entre otras.

Muchos de los canales de origen antrópico poseen albardones continuos que actúan como terraplenes que impiden el drenaje natural de la llanura; se trata de cursos alóctonos que fueron diseñados para incorporar agua principalmente en sus nacientes donde las áreas son inundables en épocas lluviosas.

También es muy importante destacar que esta unidad posee extensas áreas modeladas por la acción antrópica, ya que la fertilidad de los suelos es favorable para la producción agrícola-ganadera.

La segunda unidad se corresponde con el Cordón Serrano Septentrional (Frenguelli 1950) y presenta una morfología contrastante en el horizonte con la Pampa Deprimida. El paisaje serrano es accidentado, modelado por la acción fluvial conjuntamente con procesos de remoción en masa. Esta unidad es un paisaje compuesto, constituido por un conjunto de sierras aisladas tapizadas a su alrededor por suaves bajadas de piedemonte, labradas sobre rocas resistentes del basamento (ígneas y metamórficas) del Precámbrico y sobre sedimentitas neoproterozoicas y paleozoicas.

Esta faja serrana con rumbo NO-SE, de alrededor de 300 km de largo por 60 km de ancho, se extiende desde las lomadas de Quillalauquén al noroeste de Olavarría, hasta cabo Corrientes en Mar del Plata, fuera del área de este trabajo. El conjunto de sierras se puede agrupar en tres grupos: Olavarría-Sierras Bayas-Azul, Tandil-Barker y Balcarce-Lobería-Mar del Plata.

Las sierras conforman una morfoestructura cuya sección transversal es asimétrica, con un margen abrupto en el NE (conocido como Costa de Heusser) y un margen con pendiente suave al SO llamado Costa de Claraz. El primero corresponde a la escarpa de falla NO-SE que conforma el límite de Tandilia con la Cuenca del Salado. Sobre este margen se advierte un proceso de erosión retrocedente.

En las rocas neoproterozoicas y paleozoicas es característico el relieve tabular, particularmente cuando las cumbres están labradas en cuarcitas, que por su resistencia a la erosión forman planicies estructurales a diferentes cotas, dando lugar a formas de mesas y mesillas tales como las que se pueden observar en los cerros La Juanita y Cuchilla del Águila (Fig. 58); el primero es el más elevado con una altura de 524 m s. n. m. y se ubica a 8 km al NE de la localidad de Barker; a 3 km al NO de la misma localidad se encuentra la cuchilla del Águila, con una altura de 439 m sobre el nivel del mar. Ésta se caracteriza por tener aleros, paredes verticales de más de 20 m de altura y cuevas, como la gruta del Oro, características que atraen visitantes turísticos y deportistas escaladores.

Las cumbres de la serranía siguen una cierta concordancia que sugiere que formaron parte de antiguas superficies de planación y erosión (Demoulin *et al.* 2005), a una cota actual de entre 400 y 450 m, que se habrían formado como consecuencia de largos períodos con estabilidad tectónica sumada a una fuerte meteorización química en un clima cálido y húmedo (Fig. 59). La edad de estas paleosuperficies no está establecida con

precisión, pero Rabassa y Zárata (2014 y referencias allí citadas) han sugerido que podrían ser gondwánicas, es decir generadas con anterioridad a la ruptura del supercontinente Gondwana, ocurrida a partir del Jurásico, o bien cuando ya había comenzado parcialmente su desmembramiento.



Figura 58. Vista hacia el noroeste de la Cuchilla del Águila (HT).

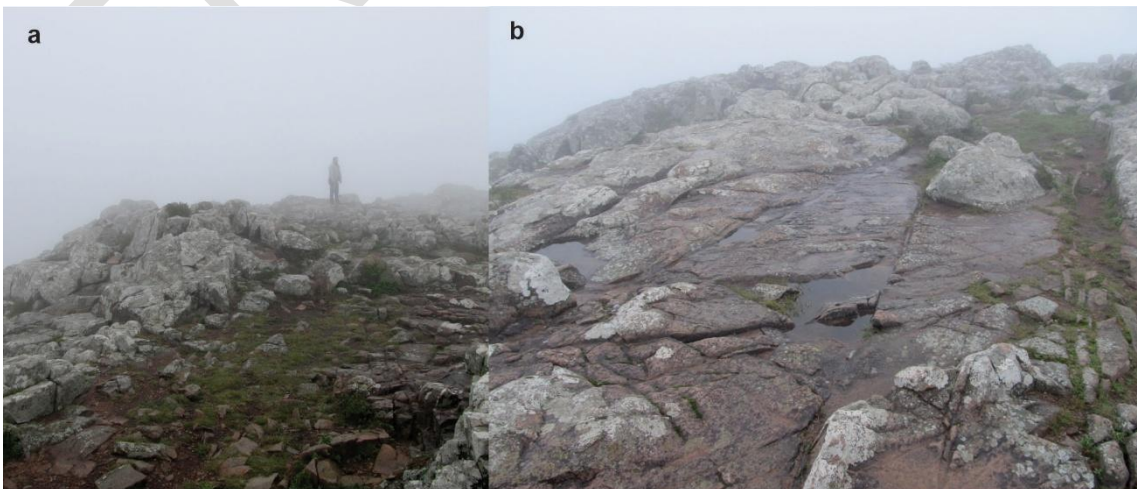


Figura 59. a. Superficie de planación en la cumbre del cerro Venado, sierra del Tigre, b. detalle de la paleosuperficie (HT).

Cuando la cumbre de las serranías se modela en rocas graníticas, se observan formas características que también serían evidencia de la meteorización profunda relacionada con las paleosuperficies: montes isla (*inselbergs*), relieves aislados que sobresalen como zonas que resistieron la erosión en la superficie de planación (planicies estructurales) y núcleos redondeados (*corestones*) de roca granítica fresca dispersos en la superficie, que habrían permanecido como relictos luego de que la roca meteorizada que los rodeaba fuera removida por erosión (Fig. 60 a). En ocasiones se observan *tors*, constituidos por el apilamiento vertical de varios núcleos. La más emblemática representante de estas formas es la Piedra Movediza de Tandil, un núcleo que fue parte de un *tor* ahora desarticulado, situado en la cumbre de un monte isla. Con el mismo origen, en las extensas bajadas del piedemonte de las sierras resaltan montes isla de rocas graníticas redondeadas, que asoman entre los pastizales (Fig. 60 b).



Figura 60. a. Roca granítica afectada por meteorización y núcleo relíctico, b. monte isla de roca granítica redondeada (HT).

De origen antrópico a raíz de la actividad minera a cielo abierto, sobresalen en los alrededores de Olavarría, Sierras Bayas y Tandil, escombreras con forma de meseta, que pueden alcanzar hasta 1.000 m de largo por 500 m de ancho y 20 m de alto, y cavas profundas parcialmente inundadas (Fig. 61).

La tercera unidad corresponde a la Pampa Interserrana (Frenguelli 1950), desarrollada sobre la Cuenca de Claromecó. Es un paisaje compuesto, ubicado al suroeste de la comarca entre las sierras Septentrionales y Australes, caracterizado por un relieve ondulado, con suaves bajadas muy disectadas y dunas parabólicas y longitudinales asociadas a planicies loésicas. Las cotas varían entre los 225 y 107 m sobre el nivel del mar.



Figura 61. Escombrera que forma una meseta antrópica, al sur de Villa Fortabat (HO).

Es un paisaje que no tiene cauces definidos y presenta una red de drenaje deficiente. Sin embargo, se detectan dos sistemas de drenaje dendríticos que nacen en el área central, más elevada, que hace de divisoria. Esta última forma un alto alineado en sentido NE-SO (aproximadamente sobre la línea que une las localidades de Chillar, Laprida y Coronel Pringles). Este alto se caracteriza por ser un terreno anegadizo con una gran presencia de cubetas de deflación y bajos que forman pequeños cuerpos de agua en épocas lluviosas. Esta divisoria provoca que haya un sistema de drenaje hacia el noroeste y otro hacia el sur. El primero drena a una cuenca endorreica, constituida por lagunas y bañados. Aquí, los arroyos Salado, Quilcó y Brandsen son los cursos permanentes más destacados; existen otros cursos efímeros, de menor tamaño, que son alimentados a través de cañadas que escurren las aguas de lluvia. El segundo drena al sur, hacia las cuencas de los ríos Tres Arroyos y Quequén Grande, fuera del área de este trabajo, para desembocar en el mar.

En ambos sistemas, dada la baja pendiente, el terreno es anegadizo y existe gran cantidad de lagunas temporarias y bañados.

La cuenca endorreica se ubica al noroeste de la comarca, cercana a Villa Lynch Pueyrredón; tiene forma alargada con orientación SO-NE y está constituida por un conjunto de lagunas y bajos. Las lagunas Juancho y Pay Lauquen están conectadas en forma artificial a través de un canal con las lagunas Encadenadas que están al oeste fuera del área de trabajo. Estos canales artificiales fueron construidos para generar un sistema hídrico que drena aguas en épocas de inundaciones y desbordes, hacia la Cuenca del Salado a través del arroyo Vallimanca.

En el extremo suroccidental de la comarca, entre las localidades de Coronel Pringles y Laprida, se observan relictos de un nivel pedemontano antiguo muy disectado por la acción fluvial, vinculado con las sierras Australes.

La cuarta unidad se corresponde con el sector sur del denominado Médano Invasor (Tapia 1935) o informalmente Pampa Arenosa. Es una extensa área densamente cubierta por dunas parabólicas alargadas, cuya morfología condiciona el escurrimiento superficial de las aguas de lluvia, lo que compone un paisaje que se destaca por una gran cantidad de lagunas interdunales alargadas, someras y temporarias. En su conjunto el campo de dunas tiene un rumbo SO-NE. Dentro de esta unidad, el arroyo Vallimanca es el curso más importante de agua permanente. Es de cauce sinuoso, fuertemente condicionado por las geoformas eólicas de depositación, es equilibrado y transita por un valle proporcionado. Drena al noreste hacia la Cuenca del Salado. Es importante destacar que muchas áreas de esta unidad fueron modificadas por la acción antrópica para el desarrollo de la agricultura.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

Las rocas más antiguas de la región conforman las sierras Septentrionales, que forman parte del cratón del Río de la Plata. Dentro del cratón se reconocen dos ciclos tectónicos precámbricos principales: el Tandileano/Transamazónico (2.2 Ga) (Complejo Buenos Aires-Formación El Cortijo) y el Brasiliano (900-500 Ma) (Grupo Sierras Bayas y Formación Cerro Negro).

La orogenia Transamazónica, acaecida en el Paleoproterozoico, se interpretó como un modelo colisional continente-continente (leucogranitos, rocas de fondo oceánico y fajas miloníticas) asociado con fallas transcurrentes y compresivas (Dalla Salda 1999) y su evolución ha sido relatada detalladamente en el Capítulo 3 de este trabajo, al cual remitimos.

La ruptura del supercontinente Rodinia, durante el Neoproterozoico temprano, produjo el desarrollo de diferentes cuencas (Zimmermann *et al.* 2011 y referencias ahí citadas), es así como, sobre el basamento alterado y peneplanizado se instaló una cuenca, de la cual se conservó el registro de uno de sus márgenes (Iñiguez *et al.* 1989). La depositación tuvo lugar en un ambiente de plataforma proximal y/o de submarea, donde el mar era del tipo epicontinental y las zonas emergidas aledañas eran las proveedoras del aporte sedimentario. En este ambiente de margen continental pasivo existe el registro de cuatro etapas transgresivas.

La primera transgresión generó depósitos litorales (*nearshore*) y de plataforma exterior de naturaleza silicoclástica. Un progresivo descenso del nivel del mar posibilitó el desarrollo de algas cianofíceas y/o bacterias que construyeron estromatolitos en un ambiente mareal desde submareal hasta supramareal, donde también se interdigitaron sedimentos pelíticos (Formación Villa Mónica). Esto se habría desarrollado bajo un clima tropical, con aguas cristalinas y claras, poco profundas, con buena circulación y saturadas en carbonatos.

Después de un largo período de erosión y exposición donde se generó la paleosuperficie Piedra Amarilla, tuvo lugar una segunda transgresión responsable del depósito de sedimentos arenosos submareales (Formación Cerro Largo). Luego, un descenso progresivo provocó el pasaje a una planicie mixta intermareal y finalmente a una pelítica supramareal (Formación Olavarría/Formación Las Águilas).

Con un nuevo ascenso relativo del nivel del mar se produjo, en un ambiente de aguas someras, la precipitación de carbonatos (Formación Loma Negra). Seguidamente, un descenso del nivel del mar dio lugar a un ambiente de albuferas y propició la precipitación de fosfatos en sectores donde las condiciones físico químicas del agua lo permitían (Miembro fosfático de la Formación Cerro Negro). El continuo retiro de las aguas marinas favoreció el desarrollo de una superficie labrada sobre el techo de las calizas de la Formación Loma Negra, donde la acción de diferentes agentes produjo disolución y el desarrollo de un relieve kárstico (paleosuperficie Barker), en cuyas depresiones se depositaron brechas intraformacionales.

La última transgresión estuvo acompañada del aporte de sedimento que cubrió y rellenó las depresiones de la plataforma carbonática, y dio lugar a un ambiente costero influenciado por oleaje y mareas (representado por las sedimentitas de la Formación Cerro Negro).

Los movimientos orogénicos acaecidos durante el ciclo Brasileño afectaron tanto al basamento como a la cubierta sedimentaria y produjeron fallamientos que como resultado generaron una serie de bloques hundidos y elevados. Posteriormente, toda el área fue peneplanizada, los bloques elevados perdieron la cubierta sedimentaria, mientras que, a la manera de remanentes, ésta quedó protegida de la erosión en los bloques hundidos (Iñiguez *et al.* 1989).

En la secuencia se ha reconocido una posterior actividad hidrotermal (a fines del Ediacario) que habría tenido lugar a lo largo de fallas, fracturas y brechas por donde se movilizaron los fluidos con la posterior mezcla de agua meteórica (Dristas y Friscale 1984, Dristas y Martínez 2007, Martínez *et al.* 2013).

Después del amalgamamiento del sector sudoeste del Gondwana (Neoproterozoico a Cámbrico temprano) y durante el Ordovícico Superior-Silúrico inferior se estableció una nueva cuenca marina (Rapela *et al.* 2011) en un ambiente de margen pasivo (Cingolani *et al.* 2010 b). En ella se depositaron, en una plataforma abierta dominada por mareas, los sedimentos silicoclásticos que conforman a la Formación Balcarce.

Durante el Ciclo Gondwánico la deformación compresiva a transpresiva (asociada a la acreción y amalgamamiento del terreno Patagonia) habría generado la estructura de faja plegada y corrida de las Sierras Australes, el fallamiento con componente cabalgante en las sedimentitas neoproterozoicas a paleozoicas inferiores de las Sierras Septentrionales (que indican un transporte tectónico hacia el noreste) y la Antefosa de Claromecó (Rosello *et al.* 1997, Ramos 1996, Rosello 2016 y referencias ahí citadas), configurando el relieve fuente y el depocentro de acumulación de los sedimentos del Grupo Pillahuincó.

López Gamundí (1996) estableció que las sedimentitas del Grupo Pillahuincó se depositaron, hacia fines del Paleozoico, en una cuenca de antepaís que se ubicaba a lo largo del margen gondwánico. Para este depocentro identificó una fase inicial extensional (fase *sag*) con aporte cratónico desde el noreste (representada por las formaciones Sauce Grande, Piedra Azul y Bonete) y una fase posterior de deformación de antepaís, parcialmente coetánea con la Formación Tunas, en la que el aporte es predominantemente del sudoeste, indicando la presencia de un relieve positivo al sur (López Gamundí *et al.* 1995, Ramos 2008). Esta cuenca se caracterizó por tener un alto índice de subsidencia (Ramos *et al.* 2014). La transición del régimen extensional al compresivo se relaciona con la fase orogénica Sanrafaélica (López Gamundí *et al.* 1994).

Luego del levantamiento y la reactivación de fallas ocurridos durante el Pérmico medio, el Sistema de Tandilia se habría mantenido como un área positiva (Zalba *et al.* 2007 a).

Durante el Mesozoico se produjo la apertura del océano Atlántico Sur, que comenzó, en el Triásico-Jurásico, con el desarrollo de un sistema de *rift* originado por la ruptura del supercontinente de Gondwana (Tankard *et al.* 1995). Asociadas a este proceso, en el Jurásico Medio-Cretácico, se generaron cuencas aulacogénicas. En la región, hacia el norte se generó la Cuenca del Salado, un depocentro asimétrico y escalonado, con dirección predominante noroeste-sureste y alta subsidencia. Según Tavella y Wright (1996) en ella se pueden distinguir los estadios de *rift*, *sinrift*, *sag* y margen pasivo. Esta cuenca alcanzó su mayor desarrollo en el Cretácico Inferior. En el Cretácico Superior se registran las primeras ingresiones marinas y finalmente en la etapa de margen pasivo (Eoceno-Pleistoceno) se produjeron ciclos transgresivos - regresivos.

En el Plioceno-Pleistoceno, en la cuenca interserrana se depositaron los sedimentos sinorogénicos, principalmente eólicos, de la Formación Barker y los depósitos relacionados con los sectores pedemontanos de las sierras (Formación Vela). Posteriormente, condiciones climáticas propicias, una baja tasa de sedimentación y estabilidad tectónica, habrían causado la formación de un delgado calcrete pedogenético, cuyo tope constituye la paleosuperficie Tandil.

Finalmente, durante el Pleistoceno Superior-Holoceno toda el área recibió aportes de sedimentos eólicos (Arenas eólicas y Sedimentos loessoides) sobre los que actualmente se desarrollan los suelos y que se interdigitan con los depósitos fluviales actuales.

7. RECURSOS MINERALES

La actividad minero-industrial en estas Hojas Geológicas se concentra a lo largo de las Sierras Septentrionales y se desarrolla principalmente en los partidos de Olavarría, Tandil, Azul y Benito Juárez, donde existen manifestaciones y yacimientos de minerales industriales.

El área ha sido objeto de numerosos estudios debido a su relevancia tanto geológica como económica. Entre los trabajos más destacados se encuentran los de Nágera (1919), Carri de Riggi (1939), Jutorán y Amos (1958), Jutorán y Mastandrea (1968), Dawson

(1962), Angelelli *et al.* (1973), Angelelli (1975), Angelelli y Garrido (1988), Schalamuk *et al.* (1992 a y b), Domínguez y Schalamuk (1999) y Zalba *et al.* (2009), entre otros.

El área, de aproximadamente 40 km de diámetro, que abarca el sureste de la Hoja Olavarría, el suroeste de la Hoja Azul, el noreste de la Hoja Coronel Pringles y el noroeste de la Hoja Tandil configura el centro minero de la Provincia de Buenos Aires. De allí se extraen fundamentalmente calizas, granitos, granitoides, dolomitas y arcillas; con los recursos mencionados se generan productos de alto valor agregado como cemento, cal, tejas, cerámicos, ladrillos y rocas de aplicación, entre otros. En este epicentro minero-industrial se encuentran los principales productores de cemento a nivel nacional; según el Consejo Federal de Inversiones (2024), se elabora aproximadamente el 40 % de la producción total anual.

En las Hojas Geológicas se pueden diferenciar cinco zonas: Sierra Chica, Sierras Bayas, Cerro Sotuyo, Avellaneda-La Providencia y Loma Negra. Si bien éstas son las más importantes, existen otras zonas productivas tales como: Barker, Villa Cacique, La Juanita, Chillar, Tandil y Cerro Reconquista (Fig. 62).

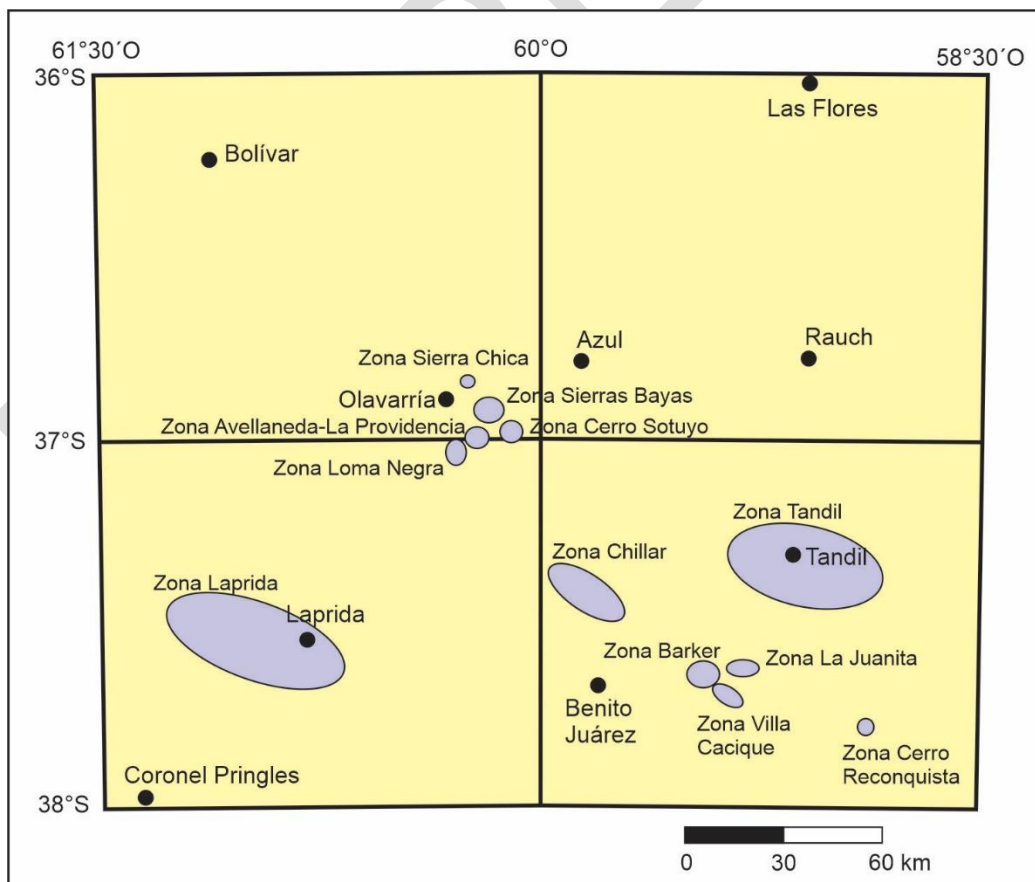


Figura 62. Ubicación de zonas con actividad minera.

En la zona de Olavarría y Tandil la utilización de los recursos empezó, en una etapa preindustrial, con la explotación fundamentalmente del granito y, en menor medida, con producción de cal.

El sector cuenta con una historia “picapedrera” de más de 130 años, desde 1880 con explotaciones de granito triturado (desde 1886 en Cerro Sotuyo) y con la fabricación de cal (desde 1873 en Sierras Bayas). La etapa industrial comenzó en 1917 con la radicación en Sierras Bayas de la primera planta de cemento. Esta fábrica inició su producción en 1919 y es considerada la primera de Sudamérica. Ya en 1930 estaban instaladas y produciendo otras plantas de gran tamaño e importancia económica que al día de hoy siguen operando.

El anclaje sociocultural de la actividad tiene gran fortaleza originada en la memoria colectiva de los habitantes de la región, que la asocia con el desarrollo económico y el pleno empleo; dos cuestiones que, a partir de finales de los setenta y mediados de los años ochenta, comenzaron a transformarse.

Por el tipo de producto minero, la actividad está fuertemente vinculada a las condiciones económicas generales del país y, en particular, a la situación de la industria de la construcción y de la obra pública.

La caliza es, en términos de volumen, la que más se explota y la que mayor valor agregado posee, ya que se utiliza en la fabricación del cemento. La siguen los granitos y demás granitoides (piedra partida) que, si bien no tienen un valor agregado tan alto, contribuyen con la generación de empleo a través de las numerosas empresas que operan en el sector.

La explotación de granito en bloque está actualmente en los índices históricos de producción más bajos, con empresas en concurso de acreedores, con litigios legales y con reconversiones a la producción de piedra partida.

Los productores de cal que utilizan dolomita en la zona de Sierras Bayas, se encuentran con el problema de escasez de este recurso. Frente a esto, formaron una unión transitoria de empresas y se encuentran negociando nuevas áreas para explotar. La provincia cuenta con canteras fiscales que poseen reservas de esta materia prima.

La actividad minera en la provincia de Buenos Aires se refleja en los valores anuales de producción transportada durante 2017 - 2024 (Subsecretaría de Minería de la Provincia de Buenos Aires 2024). En 2024, el acumulado provincial alcanzó 16,3 millones de toneladas, lo que representa una disminución del 30,8 % respecto al año anterior y se

ubica por debajo del nivel de 2021, aún afectado por la pandemia de COVID-19, cuando se registraron 19,8 millones de toneladas (Cuadro 18). Al desagregar la producción por partido, Olavarría, Azul, Tandil y Benito Juárez se posicionan, respectivamente, en el primer, segundo, tercer y quinto lugar en términos de volumen total provincial, destacando su relevancia dentro del sector (Cuadro 19).



Cuadro 18. Producción por año en la Provincia de Buenos Aires. Subsecretaría de Minería de la Provincia de Buenos Aires (2024).

Partido	2023	2024	Var. i.a.
OLAVARRIA	10,255,120	7,078,888	-31.0%
AZUL	3,882,191	1,942,740	-50.0%
TANDIL	1,077,798	873,629	-18.9%
GENERAL PUEYRREDON	950,475	860,152	-9.5%
BENITO JUAREZ	746,767	652,247	-12.7%
LA PLATA	704,406	523,989	-25.6%
GENERAL RODRIGUEZ	281,654	462,247	64.1%
CAMPANA	464,666	428,423	-7.8%
LOBERIA	350,489	375,378	7.1%
BALCARCE	645,959	358,690	-44.5%

Cuadro 19. Producción por año en la Provincia de Buenos Aires, por partido. Subsecretaría de Minería de la Provincia de Buenos Aires (2024).

La producción anual diferenciada por tipo de material, expresada en toneladas, muestra también la variación porcentual entre 2023 y 2024 (Cuadro 20). La contracción más significativa, tanto por el volumen como por impacto económico, correspondió al granito triturado (-35,1 %). Cabe señalar que los valores de caliza son bajos, ya que la información considerada es únicamente las toneladas transportadas y este material se mueve principalmente dentro de las plantas productoras de cal y cemento.

Material	2023	2024	Var. i.a.
GRANITO TRITURADO	15,129,597	9,820,929	-35.1%
SUELOS SELECCIONADOS/TOSCA/GREDA	3,132,135	2,194,690	-29.9%
ARENA DE RIO	1,181,121	828,127	-29.9%
CUARCITA	901,044	801,485	-11.0%
ARCILLAS VARIAS	1,100,482	764,641	-30.5%
SIN ESPECIFICAR	584,100	669,600	14.6%
CALIZA	416,880	297,035	-28.7%
ARENA DE MÉDANO	277,136	265,331	-4.3%
CONCHILLA Y/O COQUINA	198,340	191,458	-3.5%
CLORURO DE SODIO	201,357	155,196	-22.9%
DOLOMÍA TRITURADA	242,745	149,187	-38.5%
ARENA DE CAVA	105,313	85,635	-18.7%
DESTAPE DE CANTERA	96,135	74,846	-22.1%
ARENA DE PLAYA	28,658	27,768	-3.1%
GRAVA	17,719	13,391	-24.4%
CANTO RODADO	1,320	4,416	234.5%
GRANITO EN BLOQUES	555	793	42.7%
CONGLOMERADO CALCÁREO	1,242	690	-44.4%
ARCILLA FERRUGINOSA	2,223	86	-96.2%

Cuadro 20. Producción por año en la Provincia de Buenos Aires, según el tipo de material. Subsecretaría de Minería de la Provincia de Buenos Aires (2024).

7.1. DEPÓSITOS DE MINERALES METALÍFEROS

En el ámbito de las cuatro Hojas, la minería metalífera ha tenido un desarrollo limitado y discontinuo, circunscripto al aprovechamiento esporádico de reducidos volúmenes de minerales de hierro en arcillas (arcillas ferruginosas), en contraste con la marcada relevancia que presenta la explotación de minerales no metalíferos y rocas de aplicación.

Tierras Raras

Zonas Barker y Villa Cacique

En las cercanías de las localidades de Barker y de Villa Cacique aflora la Formación Las Águilas, la cual se caracteriza por estar compuesta, entre otros, por un conjunto de bancos pelíticos que fueron estudiados por Nigro *et al.* (2013). En las canteras La Elisa, La Carreta, El Fortín, La Ramona, Martín Fierro y Bermeja estos autores reconocieron de base a techo tres niveles: pelitas rojas masivas (con hasta un 70 % de Fe_2O_3), pelitas rojas laminadas y pelitas blancas. En estos niveles encontraron elevados contenidos en tierras raras (ETR), especialmente en cerio, lantano y neodimio, que se atribuye a la presencia de parisita *ss* ($\text{Ca}(\text{Ce}, \text{La})_2(\text{CO}_3)_3\text{F}_2$) y parisita-(Nd) ($\text{Ca}(\text{Nd}, \text{Ce}, \text{La})_2(\text{CO}_3)_3\text{F}_2$). Según este trabajo las pelitas más ricas en ETR serían las pelitas rojas masivas.

Zappettini (2022), a partir de la información disponible, estimó un total de 6.000 t de ETR contenidas en el banco de pelitas rojas masivas, con una ley de 0,2 %.

7.2. DEPÓSITOS DE MINERALES INDUSTRIALES

Dentro de los minerales industriales que se extraen en el área, se destaca la presencia de caliza y dolomita de buena calidad para la fabricación de cemento; éstas constituyen un área de explotación de las más importantes de la Argentina y las canteras se encuentran situadas en las cercanías de las localidades de Olavarría (Loma Negra y Sierras Bayas) y en Barker (HT). Las dolomitas, además, son explotadas para la fabricación de cal y en bloques para uso ornamental. Se explotan también, distintas rocas graníticas, tanto para uso como piedra partida u ornamental; éstas se encuentran principalmente en la zona de Cerro Sotuyo del partido de Olavarría y Azul, y en las cercanías de Sierra Chica (Olavarría). Las arcillas se explotan en numerosas canteras, algunas con actividad constante vinculada a las industrias de la cerámica y del cemento, y otras de manera esporádica. La mayoría se localiza en el área de La Providencia, en Olavarría, y en Benito Juárez, próximas a Barker. Todas las labores mineras de la región se realizan a cielo abierto.

Caliza

Las canteras más importantes se encuentran en las proximidades de la ciudad de Olavarría en las zonas de Loma Negra, Sierras Bayas y La Providencia; el resto se ubican en el partido de Benito Juárez en la zona aledaña a Barker. Todas las calizas que se extraen pertenecen a la Formación Loma Negra.

Las calizas utilizadas para la fabricación de cemento suelen ser clasificadas en dos tipos según su contenido de carbonato de calcio (CaCO_3): las de alto tenor con porcentajes que varían entre 76 y 93 %, y las de bajo tenor, cuya variación oscila entre 69 y 79 %. Estos valores son aproximados y pueden variar según las decisiones de cada compañía fabricante.

Zona Sierras Bayas

Canteras fiscales C1 y C2

Debido a la explotación realizada, estas dos canteras funcionan como una sola. Se llega por el acceso a Sierras Bayas (km 285,5 de la ruta nacional 226) y desde el pueblo a la zona de la cantera.

El frente principal de las canteras posee un rumbo NE-SO y una extensión de aproximadamente 350 metros. La caliza tiene una potencia de hasta 25 m y es la que se utiliza para la fabricación de cal. Por debajo de la caliza aflora un estrato de margas de aproximadamente 12 m de espesor, generalmente utilizado para áridos.

Las reservas que existen para la fabricación de cal son escasas. La planta de la empresa está emplazada sobre el manto de caliza que podría ser para explotación. Con respecto a la marga utilizada para áridos, las reservas son mayores. Para esta roca, los análisis químicos aportados por la empresa muestran porcentajes de carbonatos cercanos al 42 %.

Zona Avellaneda-La Providencia

Cantera San Andrés

Se accede a la cantera por el camino vecinal en el km 453,5 de la ruta provincial 51, hasta el sector conocido como El Polvorín. La explotación de esta cantera es intermitente, dado que las reservas de caliza se encuentran prácticamente agotadas. Actualmente, el material que se extrae principalmente es la arcilla, ubicada por debajo de las calizas.

Cantera Santa Elena

La cantera forma parte del denominado Grupo La Cabañita y posee una orientación E-O. Esta cantera es la continuación hacia el sureste de la antigua Mina Calera Avellaneda que se encuentra parcialmente agotada.

En la cantera Santa Elena se pueden observar, de techo a piso, los siguientes estratos: un destape que alcanza los 60 m, parte del cual es denominado “arcilla esquistosa” y se utiliza para la fabricación del cemento; a continuación, la marga, con un espesor que varía entre 8 y 14 m; luego la caliza negra, con potencias entre 25 y 40 m; seguida de la caliza clara, con un espesor de 6 a 8 m; y finalmente el piso corresponde a arcilla.

Zona Loma Negra

La Pampita

Se accede desde el empalme de la ruta provincial 76 con la entrada a la planta L´Amalí, desde ahí se recorren 500 m y se llega a la entrada de la cantera.

El destape actual es de aproximadamente 60 m y, a medida que se extrae la caliza, se rellenan los sectores donde el material ya ha sido totalmente removido. En esta zona la potencia de la caliza rojiza o de bajo tenor, es de entre 3 y 15 m, mientras que el banco principal, calizas de alto tenor, es de entre 24 y 40 metros. Hacia el techo se encuentran las margas o calizas margosas con un espesor de entre 1 y 12 metros.

La cantera es de las más grandes de Sudamérica, tiene una producción promedio de 2.100 t/h, 5 Mt/año de material útil y un estéril de 10 Mt/año.

Cantera Don Alfredo

El acceso se realiza desde Villa Fortabat (entrada a la antigua planta), recorriendo aproximadamente 1.500 metros. Según información proporcionada por la empresa, la cantera se encuentra inactiva y parcialmente inundada desde el año 2000. Durante su explotación se desarrollaron dos frentes: norte y sur. La cantera aún conserva recursos que podrían ser explotados, con un destape inferior al de La Pampita. Por las reservas disponibles y el destape existente, se evalúa actualmente la posibilidad de su reactivación.

Zona Villa Cacique

Yacimiento Barker

Este yacimiento se encuentra a 2,5 km al este de Villa Cacique, con orientación este-oeste, y posee aproximadamente 1.700 m de largo por 650 m de ancho. Actualmente no se explota por decisión de la empresa; anteriormente abastecía a la planta de cemento, que se encuentra inactiva. En la cantera se observan distintos mantos de caliza con variaciones de tonalidad; siendo el banco más potente de color gris oscuro.

Dolomita

Todas las dolomitas que se extraen pertenecen a la Formación Villa Mónica; son utilizadas fundamentalmente para la fabricación de cal y cemento. Según datos aportados por las distintas empresas que las explotan, su contenido de carbonato de calcio (CaCO_3) varía entre 51,6 % y 55,3 % y el de carbonato de magnesio (MgCO_3) oscila entre 36,3 % y 39,6 %. Las dolomitas, además, se explotaban como roca ornamental. Esta actividad fue disminuyendo y, hacia fines de 2009, la extracción para ese uso se interrumpió definitivamente.

Zona Avellaneda- La Providencia

Cantera El Búho

Se accede por la ruta provincial 51 y el camino vecinal (km 453) hasta el sector conocido como El Polvorín.

La cantera tiene una dirección NNO-SSE con una longitud de aproximadamente 850 m y una profundidad de hasta 60 metros. Los valores de carbonato de calcio y carbonato de magnesio se encuentran dentro de promedios regionales mencionados en la descripción general de las dolomitas.

Cantera Fiscal D1 (Sierras Bayas)

Se llega por el acceso a Sierras Bayas (ruta nacional 226, km 285,5) y desde el pueblo a la zona de la cantera. El frente principal tiene una orientación NE-SO y es de aproximadamente 270 m de largo y 40 m de alto.

Se explotan estratos de distintas tonalidades a los cuales la empresa les da diferentes usos. La dolomita llamada colorada y la de bajo tenor (banco superior e inferior) se usan como árido, y la dolomita amarilla se destina a la fabricación de cal.

En cuanto a las reservas, esta cantera está en la última fase de explotación y, a la fecha, la empresa que la posee se encuentra haciendo gestiones para conseguir nuevos recursos que le permitan seguir produciendo.

Los análisis químicos aportados por la empresa muestran porcentajes de carbonatos cercanos al 54 % de calcio y 38 % de magnesio.

Zona Sierras Bayas

Cantera Fiscal D6, D7, D8 y D9

Se accede por el acceso a Sierras Bayas (ruta nacional 226, km 285,5) y desde el pueblo a la zona de las canteras que se ubican al noroeste del centro urbano. Las canteras son fiscales y durante un tiempo, la dolomita que de allí se extraía, era usada como roca ornamental. En la actualidad se las usa para la fabricación de cal y cemento, o bien forman parte de la reserva fiscal.

Granitos y granitoides

Piedra partida

Las composiciones de las rocas que se explotan como piedra partida son variadas y van desde granitoides de composición tonalítica, hasta granodioritas o granitos; en algunos casos, en los agregados pétreos, puede haber anfibolitas. Todas estas rocas forman parte del Complejo Buenos Aires.

Según los datos aportados por las distintas empresas que operan en la zona, los porcentajes de pérdida del ensayo de desgaste Los Ángeles (IRAM 1532), varía entre 16,6 y 22 %. Este ensayo es muy relevante para las empresas que utilizan la piedra, ya que proporciona el comportamiento de la roca respecto a la abrasión; en algunos casos también es un índice tenido en cuenta para fijar el precio del producto.

Zona Sierra chica

Canteras Unidas de Sierra Chica

Se accede desde la intersección de la ruta nacional 226, con la ruta provincial 60 y desde allí hacia Sierra Chica, 5,7 km hasta el camino vecinal que lleva a la cantera.

Posee una extensión de aproximadamente 600 m por 400 m y una profundidad de entre 30 y 80 metros. En ella se explota roca granítica como piedra partida y hasta hace unos años, granito en bloque como roca ornamental, hoy no rentable.

La roca granítica presenta algunas variaciones mineralógicas que se evidencian en los cambios de tonalidad.

En la cantera se puede observar un sector que se preservaba para sacar bloque, motivo que ocasionó algunos inconvenientes para la explotación que se realiza actualmente.

El despacho de la producción se efectúa desde la planta de trituración por dos medios: el ferroviario y el automotor. Para el transporte en tren, se construyó un desvío de 650 m que se conecta con la línea General Roca.

Zona Cerro Sotuyo

A todas las canteras de la zona se accede desde la rotonda de la ruta nacional 226 y el enlace Néstor Kirchner. Desde allí, se recorren aproximadamente 15 km hasta el desvío hacia Sierras Bayas.

Cantera Puma

El acceso se realiza desde el desvío hacia Sierras Bayas, recorriendo aproximadamente 7 km, para luego girar a la derecha y continuar 2 km adicionales. La cantera presenta un frente de unos 600 m de longitud, con una orientación NNE-SSO, y una profundidad alrededor de 50 metros. Las rocas que se explotan son granodioritas, gneises y, en menor medida, anfibolitas.

La producción de la planta de esta cantera puede alcanzar las 80.000 t por mes y el despacho se realiza por vía férrea y por transporte automotor.

Cantera Cerro del Águila

Se accede desde el desvío hacia Sierras Bayas, alrededor de 7 km, y se gira a la derecha 1.800 metros. Se encuentra a 200 m de la cantera Puma. En la cantera se explotan migmatitas graníticas.

La pertenencia minera comprende dos canteras: una de las cuales se encuentra actualmente inundada y fuera de explotación. La cantera actualmente activa, de donde se extrae la roca para trituración, corresponde al sector norte y presenta un destape irregular, con espesores que varían entre 2 y 10 m, así como dos niveles de explotación de aproximadamente 20 m de altura cada uno. Según información proporcionada por la empresa operadora, en los períodos de mayor productividad se pueden llegar a volar hasta

36.000 t mensuales de material. Asimismo, la cantera dispone de material previamente volado que constituye una reserva acumulada.

Cantera Piatti

El acceso se realiza desde el desvío hacia Sierras Bayas; se recorren 7,4 km y se gira a la izquierda unos 1,5 kilómetros. Se encuentra ubicada en el cerro Sotuyo.

La cantera se explota por niveles de entre 16 y 20 m de profundidad; actualmente el piso se encuentra en los 130 m, su longitud aproximada es de 700 m en dirección NNO-SSE y posee un ancho de 350 metros.

La producción promedio se sitúa en torno a las 180.000 t mensuales. Este valor, informado por la empresa, presenta variaciones en función del contexto económico del país. El despacho se realiza por tren y por autotransporte.

Zona Sierras Bayas

Cantera Villa Mónica

Se accede desde la ruta nacional 226, a la altura del km 280, desvío hacia la derecha 1.500 metros. Es una de las canteras de piedra partida más grandes de la zona. Posee un frente de unos 700 m aproximadamente, con una orientación NNO-SSE y una profundidad que ronda los 110 metros.

La roca es un gneis granítico con presencia de anfibolitas en menor proporción (menor al 10 %).

La producción mensual de esta cantera ronda las 200.000 t, valor bastante cercano a la venta mensual actual. El despacho se realiza por vía férrea (línea General Roca) y por transporte automotor.

Nueva Cantera Sierras Bayas

Se accede desde la ruta nacional 226, altura km 285,5; desde allí se gira en sentido contrario al acceso a Sierras Bayas, unos 800 m, y se dobla a la derecha hacia Colonia Hinojo, unos 600 metros. La roca que se explota es un gneis granítico.

Es una cantera relativamente nueva, tiene un desarrollo cuadrangular equidimensional cuyas medidas son de 200 m por 200 m y una profundidad de 20 m, aproximadamente.

La producción mensual se estima en torno a 50.000 t, cifra que se aproxima a la venta mensual actual. El despacho se realiza por transporte automotor.

Zona Loma Negra

Cantera Villa Alfredo Fortabat

El acceso se realiza desde Villa Fortabat, ubicándose la cantera a aproximadamente 800 m de la antigua planta. Actualmente se encuentra inactiva y parcialmente inundada; en el pasado se explotaban granitoides.

Zona Tandil

Las canteras activas de la zona Tandil son Cerro Federación, San Luis, Tandileofú y Tartagal. En ellas se explotan granitos y granitoides pertenecientes al Complejo Buenos Aires. Se trata de canteras históricas, cuya producción anual representa un aporte significativo al total de la producción provincial.

La zona se encuentra regulada por la Ley Provincial N° 14.126 de 2010, que establece un plan de manejo para el área próxima al casco urbano, delimitada por las rutas provinciales 30 y 74 y la ruta nacional 226. Esta ley define una poligonal de exclusión para la actividad minera, dentro de la cual se ubican las canteras Carba y Montecristo, las cuales, en consecuencia, debieron cesar sus operaciones.

En bloque

Zona Sierra Chica

Esta zona fue durante mucho tiempo productora de adoquines y de roca ornamental, pero a medida que estos productos fueron reemplazados, la producción fue variando y mayoritariamente las empresas, antes productoras, actualmente venden sus recursos como piedra partida. Los productores que aún mantienen la explotación ornamental lo hacen, en parte, gracias a la reconocida calidad del Granito Rojo Sierra Chica y al reconocimiento de calidad del producto en el mercado. Estas empresas son en su mayoría, familiares y poseen aserraderos propios.

Cantera Calello

Se accede de la misma forma que a Canteras Unidas de Sierra Chica (son canteras vecinas): desde la intersección de la ruta nacional 226 con la ruta provincial 60 y desde allí hacia Sierra Chica 5,7 km a camino vecinal que lleva a la cantera.

La extensión de la cantera es de aproximadamente 300 m por 200 metros. El destape es bastante irregular, debido a las características del terreno y a la morfología de los

granitos que tienen forma de “bochones”, en algunos lugares pueden llegar a alcanzar los 20 metros.

Se explota el conocido Granito Rojo Sierra Chica en forma de bloque. El método es mediante perforaciones y cuñas, para posterior corte.

Arcilla

Las arcillas de las diferentes zonas se utilizan en la industria cerámica y cementera, son empleadas en esta última para la producción del Clinker, materia prima en la fabricación de cemento. Su uso varía según las características propias de cada zona.

Las arcillas de la zona Avellaneda-La Providencia se emplean principalmente en la industria cerámica, que utiliza mezclas de diferentes tipos de arcillas para obtener las características reológicas específicas que requieren sus productos. Dependiendo de la composición y las propiedades de las arcillas, estas pueden ser útiles para ajustar la plasticidad, la viscosidad y la capacidad de moldeado de las mezclas, lo que permite cumplir con los requisitos técnicos y estéticos de la producción cerámica.

Las arcillas de las zonas de Benito Juárez en general, y de Barker en particular, son ricas en hierro, algunas pueden alcanzar un contenido de hasta un 30 % de óxido de hierro.

Las arcillas utilizadas en la industria del cemento son principalmente illitas, estratigráficamente pertenecientes a la Formación Cerro Negro, que se encuentra suprayacente a la Formación Loma Negra (calizas). En algunos casos, estas arcillas forman parte del destape de las canteras de caliza.

Zona Avellaneda-La Providencia

Mina Don Federico

Se accede desde la intersección entre la ruta nacional 226 y el enlace Néstor Kirchner, por éste 5 km hasta el desvío hacia el conocido camino de los volquetes y desde allí 3 km hasta la entrada a la pertenencia.

En la cantera se explota arcilla denominada amarilla que estratigráficamente pertenecen a la Formación Olavarría. El yacimiento de arcillas amarillas, según informe de la empresa, se explota a razón de 3.500 t por mes, unas 42.500 t por año. Por sus reservas se calcula que este yacimiento puede ser explotado a este ritmo durante 42 años. En esta zona, las arcillas se encuentran por debajo de un material estéril con una potencia de 3 a 8 metros.

Mina Calvú

El acceso se realiza desde la intersección entre la ruta nacional 226 y el enlace Néstor Kirchner. Desde allí, se recorren 5 km hasta el desvío hacia el conocido camino de los volquetes. Luego, se avanza 3 km hasta llegar a la entrada de la mina Don Federico, y desde ese punto se gira a la derecha, recorriendo 1,5 kilómetros adicionales.

La arcilla que se explota se denomina “arcilla esquistosa” de la Formación Cerro Negro. En este yacimiento se explotan unas 36.000 t anuales, es decir aproximadamente unas 3.000 t mensuales. A este ritmo de producción se prevé una vida útil de 20 años. En este caso son arcillas con marcada esquistosidad, de color rojizo; en algunos sectores aparecen bandas verdes con menor esquistosidad.

Mina Don Antonio

El acceso a la cantera se realiza desde la ruta nacional 226 y el enlace Néstor Kirchner, recorriendo 5 km hasta el desvío hacia el conocido camino de los volquetes, y continuando por este último 4,2 kilómetros. La cantera tiene aproximadamente 400 m de largo con orientación NNE-SSO, 120 m de ancho y una profundidad de 35 metros. El destape varía entre 6 y 10 metros.

La arcilla que se explota se denomina “arcilla esquistosa”, perteneciente a la Formación Cerro Negro. Este producto se vende para la industria cerámica.

Zona Loma Negra

Alicia

La cantera se encuentra a aproximadamente 11 km al sur de la ciudad de Olavarría, con acceso desde la ruta provincial 51. En ella se explota arcilla perteneciente a la Formación Cerro Negro. Según información proporcionada por la empresa, se utiliza la arcilla denominada esquistosa para la fabricación de cemento. Por debajo de estas arcillas se encuentran las calizas de la Formación Loma Negra, que la empresa mantiene como reserva.

Zona Chillar

Según estudios mineralógicos y tecnológicos realizados por Schalamuk *et al.* (1992 b), las arcillas de esta zona se clasifican como de elevada y media capacidad refractaria. Esta propiedad se debe a sus altos porcentajes de Al_2O_3 y a la abundante presencia de caolinita.

La Verónica

La cantera se encuentra ubicada en las cercanías de la localidad de Chillar, aproximadamente 12 km al sureste. Se explota por el contenido de caolinita en las arcillas, que en algunos sectores pueden alcanzar altos niveles de pureza. Esta cantera fue denominada también La Concepción y fue descrita bajo ese nombre por Zalba *et al.* (2009). Estos niveles arcillosos, por su relación estratigráfica, son asignados al Complejo Buenos Aires y serían producto de alteración o paleosuelos que están cubiertos por conglomerados de la Formación Balcarce.

Santa María

La cantera se encuentra a 3 km de la localidad de Chillar por ruta nacional 3 hacia el sureste. Se explota en forma intermitente y en la actualidad se encuentra inactiva. Las arcillas pertenecen a los sectores alterados del Complejo Buenos Aires y son muy similares a las de La Verónica; en algunos sectores la caolinita puede alcanzar el valor de 65 % del total de la roca (Zalba *et al.* 2009).

Zona Barker

Las canteras se encuentran entre 3 y 10 km al oeste de Barker y operan de manera intermitente. Allí se explotan arcillas ricas en hierro, depósitos residuales que se han ido enriqueciendo en este elemento. Las canteras más importantes por volumen de producción son Barker, Santa Clara, San Antonio, El Fortín y La Elisa 3, 5 y 6.

El Sombrerito

El yacimiento El Sombrerito, ubicado a 4 km al NO de la estación Barker y en las cercanías del cerro del mismo nombre, fue explotado históricamente por su contenido de hierro y descripto, entre otros autores, por Barragán Guerra (1945). Originalmente se consideraba un yacimiento de hierro, donde el mineral ferruginoso se presenta en concreciones y costras, alternando con material arcilloso y asociado a sílice, y también en bolsones aislados de considerable pureza. Se trata de un depósito de escasa importancia y calidad variable, que ha sido objeto de distintos laboreos consistentes principalmente en destapes.

Galliano Cenere (1949) describió el yacimiento como un banco ferrífero de hasta 4 m de espesor, donde el material útil se halla en bolsones de hematita-limonita mezclados

con arcilla, formando concentraciones nodulares de 5 a 7 cm de diámetro promedio. La explotación comenzó en 1942, alcanzando en 1948 una producción de 2.450 toneladas. Por su parte, Valvano (1954) señaló que las concentraciones de hierro están alojadas en un horizonte de arcilla y que su origen se debe a procesos diagenéticos, con un espesor promedio de 2 metros. El yacimiento continúa vigente con explotación intermitente de arcillas.

Zona Sierra La Juanita

La Juanita

La cantera se encuentra en el faldeo occidental de la sierra La Juanita, a aproximadamente 10 km al noreste de Barker. En ella afloran dolomitas de la Formación Villa Mónica, así como bancos de arcillas amarillas y verdosas, de composición mayoritariamente illítica, y en menor proporción, arcillas blancas o grisáceas de composición caolinítica.

La Siempre Verde y La Angélica

Las canteras son colindantes y están ubicadas a unos 4.5 km de Barker en dirección noreste. Las arcillas pertenecen a la Formación Villa Mónica y son de similares características a las de La Juanita, anteriormente descritas. Los bancos son discontinuos, intercalados entre las dolomitas y de espesores variables (Manassero 1986). Las arcillas que se explotan en esta zona pueden contener porcentajes elevados de hierro, algunas pueden alcanzar un valor de 30 % de óxido de hierro.

Zona Cerro Reconquista

En el cerro Reconquista se encuentran las canteras Los Cinco Nietos, 12 de Agosto, Julián Luis y Adrianita. Las arcillas fueron estudiadas, entre otros, por Zalba y Andreis (1998). Según estos autores las arcillas son de color amarillento y serían depósitos residuales producto de la alteración del basamento; a la misma conclusión genética llegaron Fernández *et al.* (2007). Si bien en la zona existen otras arcillas, las que se explotan son sólo las mencionadas.

Ripio calcáreo

En el área de las Hojas existen canteras de ripio calcáreo, generalmente de pequeña escala, destinadas principalmente al mantenimiento de caminos y, en su mayoría, de

propiedad municipal. La actividad suele ser intermitente debido a este uso específico. Además, algunos municipios realizan pequeños destapes puntuales para el mantenimiento de caminos vecinales.

7.3. COMBUSTIBLES SÓLIDOS E HIDROCARBUROS

Carbón

Zona Laprida

Elena, Paraguil, Pangea I y Pangea II

Las cuatro manifestaciones de descubrimiento se localizan al norte y noreste de Coronel Pringles, a aproximadamente 45 y 50 km de la ciudad. Los mantos fueron estudiados, en el pozo PANG 0001 por Arzadún *et al.* (2016), quienes determinaron que los carbones presentes son bituminosos de bajo contenido de volátiles y semiantracíticos. Además, establecieron que estos carbones tienen dos tipos de origen orgánico: sapropélico y húmico.

Potencial de carbón y de hidrocarburos en la Cuenca de Claromecó

El potencial geoeconómico de la Cuenca de Claromecó, considerada desde una visión petrolera como una “cuenca frontera”, ha interesado a diferentes empresas petroleras y mineras. Estudios geológicos de superficie en afloramientos cercanos de las Sierras Australes fueron realizados por comisiones de exploración de las empresas Shell e YPF, entre otras. Posteriormente, se hicieron algunos trabajos gravimétricos y magnetométricos de carácter regional y pruebas puntuales de sismica de refracción. Estos primeros estudios no arrojaron buenos datos acerca del potencial petrolero. Más tarde, la empresa Barranca Sur S.A. (entre los años 1995 y 2005) desarrolló unos 1.270 km de relevamientos sísmicos 2D y 7 pozos de exploración que resultaron secos pero que atravesaron niveles carbonosos en secuencias con litologías equivalentes a la Formación Tunas. Con este precedente, en el año 2008, la empresa minera Pangea S.A. realizó tres sondeos al oeste de la localidad de Laprida con el objetivo de definir el potencial económico de estos horizontes de carbón. El PG3 intersectó 32 niveles de más de 0,1 m de potencia con contenidos de azufre inferior al 1% representando un espesor acumulado de unos 16,23 m en un total de 271 m localizados entre 618 y 889 m b.b.p. El PG2 encontró 17 niveles con una potencia acumulada de casi 6 m en unos 68 m de secuencia localizada entre 790 y 858 m b.b.p. Los valores de reflectancia de vitrinita indican un

rango de carbón alto que varía entre semiantracita y antracita con valores caloríficos de 5.200 y 5.800 kcal/kg (Rosello, 2016 y referencias ahí citadas).

Rosello (2016), con el fin de determinar el potencial de la Cuenca de Claromecó como reservorio de hidrocarburos, caracterizó la fracturación vinculada con el plegamiento regional y reconoció cuatro tipos principales: fracturas paralelas a la estratificación, fracturas coincidentes con el clivaje de plano axial, fracturas dilatantes ocupadas por cuarzo y fracturas subverticales de cizallamiento. Sobre esta base recomendó que de realizarse sondeos exploratorios y/o productores en potenciales reservorios éstos deberán dirigirse preferencialmente hacia los flancos orientales de las estructuras anticlinales y con direcciones próximas al azimut 40°.

Arzadún *et al.* (2016) estudiaron en las fangolitas carbonosas y en el carbón presentes en el pozo PANG 0001 la cantidad (contenido de carbono orgánico total-COT), calidad (macerales del carbón) y madurez (reflectancia de la vitrinita: entre 1,3 y 2,4 %) de la materia orgánica. Sobre esta base determinaron que el carbón está formado por macerales del grupo de la vitrinita y del grupo de la inertinita y los clasificaron como carbones bituminosos con bajo contenido de volátiles a semiantracíticos. También, estimaron que la Formación Tunas alcanzó la ventana de generación de gases húmedos y condensados hasta gas metano, en un estadio de mesogénesis a mesogénesis tardía dentro de la diagénesis. El COT, de entre 4 y 13 % en fangolitas carbonosas y 46 % en carbón, les permitió postular que esta formación es una potencial secuencia generadora de un sistema petróleo/gas/carbón.

Choque *et al.* (2022) caracterizaron la fracturación natural y determinaron grupos de fracturas respecto al eje vertical del pozo PANG 0003: fracturas verticales (Set I); fracturas horizontales (Set II) y conjugadas (Set III y IV). Los dos primeros sets fueron asociados a fracturas de extensión mientras que a los sets III y IV los vincularon a fracturas de cizalla. Sobre la base de sus estudios determinaron que la Formación Tunas tiene potencial como reservorio convencional y/o no convencional tipo *shale gas* y *tight gas sandstones*.

Las investigaciones realizadas demuestran resultados alentadores que incentivan a profundizar el estudio de la potencial secuencia generadora petróleo-gas-carbón.

21	BOGOTÁ	CANTERA TISCAL 20' (Cerro Ponce)	OLAVARRÍA (BAYAS BAYAS)	66° 52' 46,3" S	60° 08' 35,2" O	OLAVARRÍA	BOGOTÁ	GRUPO BAYAS BAYAS FORMACION VILLA MONICA	NEOPROTEROZOICO	Edoceno			
22	BOGOTÁ	CANTERA TISCAL 20'	OLAVARRÍA (BAYAS BAYAS)	66° 52' 27,7" S	60° 08' 36,0" O	OLAVARRÍA	BOGOTÁ	GRUPO BAYAS BAYAS FORMACION VILLA MONICA	NEOPROTEROZOICO	Edoceno			
23	BOGOTÁ	CANTERA TISCAL 20' (Cerro Ponce)	OLAVARRÍA (BAYAS BAYAS)	66° 50' 08,5" S	60° 08' 21,1" O	OLAVARRÍA	BOGOTÁ	GRUPO BAYAS BAYAS FORMACION VILLA MONICA	NEOPROTEROZOICO	Edoceno			
24	BOGOTÁ	CANTERA TISCAL 20'	OLAVARRÍA (BAYAS BAYAS)	66° 56' 48,5" S	60° 08' 35,2" O	OLAVARRÍA	BOGOTÁ	GRUPO BAYAS BAYAS FORMACION VILLA MONICA	NEOPROTEROZOICO	Edoceno			La columna posee potasio que alcanza el 14 % de calcio y el 18 % de magnesio.
25	GRANITO	VILLA ALFREDO FORTABAT	OLAVARRÍA	66° 59' 26,6" S	60° 17' 24,0" O	OLAVARRÍA	GRANITOIDE	COMPLEJO BIENOS AIRES	PULEOPROTEROZOICO				huevo
26	CALEZA/RICLLA	LA ESPERANZA*	OLAVARRÍA	66° 57' 34,8" S	60° 11' 45,2" O	OLAVARRÍA	CALEZA	GRUPO BAYAS BAYAS FORMACION LONKA NEGGA	NEOPROTEROZOICO				Zona El Polvora
27	CALEZA/RICLLA	SAN ANDRÉS*	OLAVARRÍA	66° 56' 08,5" S	60° 11' 47,0" O	OLAVARRÍA	CALEZA	GRUPO BAYAS BAYAS FORMACION LONKA NEGGA	NEOPROTEROZOICO				Zona El Polvora. Es una zona que al estar en un lugar de poca actividad que la zona es propicia para la formación de
28	CALEZA/BOGOTÁ/RICLLA	EL BURDO*	OLAVARRÍA	66° 59' 24,8" S	60° 11' 47,0" O	OLAVARRÍA	CALEZA	GRUPO BAYAS BAYAS FORMACION VILLA MONICA	NEOPROTEROZOICO				Zona El Polvora. Es una zona que al estar en un lugar de poca actividad que la zona es propicia para la formación de
29	CALEZA/RICLLA	CALEZA/VELLANERA*	OLAVARRÍA	66° 59' 07,5" S	60° 14' 7,2" O	OLAVARRÍA	CALEZA	GRUPO BAYAS BAYAS FORMACION LONKA NEGGA	NEOPROTEROZOICO				Es la zona que se encuentra al lado de la zona de Cabañas Avellanos
30	CALEZA/RICLLA	SANTA TERESA*	OLAVARRÍA	66° 59' 21,1" S	60° 11' 15,2" O	OLAVARRÍA	CALEZA	GRUPO BAYAS BAYAS FORMACION LONKA NEGGA	NEOPROTEROZOICO				Zona La Cruz
31	CALEZA	LA ALICANCIA	OLAVARRÍA	66° 59' 22,5" S	60° 12' 29,3" O	OLAVARRÍA	CALEZA	GRUPO BAYAS BAYAS FORMACION LONKA NEGGA	NEOPROTEROZOICO				
32	CALEZA/RICLLA	LA DOMINA*	OLAVARRÍA	66° 59' 05,5" S	60° 11' 41,3" O	OLAVARRÍA	CALEZA	GRUPO BAYAS BAYAS FORMACION LONKA NEGGA	NEOPROTEROZOICO				Zona La Cruz
33	CALEZA/RICLLA	SAN ANTONIO*	OLAVARRÍA	66° 59' 18,5" S	60° 11' 11,8" O	OLAVARRÍA	CALEZA	GRUPO BAYAS BAYAS FORMACION LONKA NEGGA	NEOPROTEROZOICO				Zona La Cruz
34	CALEZA/RICLLA	LA GABY*	OLAVARRÍA	66° 59' 23,7" S	60° 12' 39,1" O	OLAVARRÍA	CALEZA	GRUPO BAYAS BAYAS FORMACION LONKA NEGGA	NEOPROTEROZOICO				Zona La Cruz
35	CALEZA/RICLLA	MARTINA*	OLAVARRÍA	66° 59' 18,7" S	60° 12' 11,0" O	OLAVARRÍA	CALEZA	GRUPO BAYAS BAYAS FORMACION LONKA NEGGA	NEOPROTEROZOICO				huevo
36	CALEZA/RICLLA	LOYOLA*	OLAVARRÍA	66° 59' 25,4" S	60° 12' 34,0" O	OLAVARRÍA	CALEZA	GRUPO BAYAS BAYAS FORMACION LONKA NEGGA	NEOPROTEROZOICO				huevo
37	ARCILLA	LOKA	OLAVARRÍA	66° 38' 34,7" S	60° 11' 31,0" O	OLAVARRÍA	ARCILLA	GRUPO BAYAS BAYAS FORMACION CERRO LAJAGO	NEOPROTEROZOICO				Arzobispado (Arzobispado)
38	ARCILLA	LA PROVIDENCIA	OLAVARRÍA	66° 59' 07,5" S	60° 11' 24,0" O	OLAVARRÍA	ARCILLA	GRUPO BAYAS BAYAS FORMACION VILLA MONICA	NEOPROTEROZOICO				huevo
39	PIEDRA GRANITICA	CANTERA CERRO REDONDO	OLAVARRÍA (BAYAS BAYAS)	66° 57' 31,1" S	60° 10' 42,2" O	OLAVARRÍA	GRANITOIDE	COMPLEJO BIENOS AIRES	PULEOPROTEROZOICO				
40	PIEDRA GRANITICA	CANTERA YACIMIENTO LA ESCOBILLA	OLAVARRÍA	66° 58' 14,5" S	60° 11' 8,2" O	OLAVARRÍA	GRANITOIDE	COMPLEJO BIENOS AIRES	PULEOPROTEROZOICO				Cuando ves de Cerro La Cruz se permite a la zona de
41	ARCILLA Y CALIZA	SARMENTO	OLAVARRÍA	66° 58' 34,7" S	60° 10' 06,0" O	OLAVARRÍA	ARCILLA Y CALIZA	GRUPO BAYAS BAYAS FORMACION CERRO LAJAGO	NEOPROTEROZOICO				La columna posee un 10 % de calcio y un 80 % de hierro.
42	ARCILLA	DON PEDRICO (II)	OLAVARRÍA	66° 58' 30,1" S	60° 10' 12,0" O	OLAVARRÍA	ARCILLA	GRUPO BAYAS BAYAS FORMACION CERRO LAJAGO	NEOPROTEROZOICO				La columna posee un 11 % de calcio y un 89 % de hierro. La columna posee un 11 % de calcio y un 89 % de hierro.

65	CACION	PANGKAL	GENERALA MAQUED (BERANO)	37°29' 31.7" S 61°16' 07.1" O	CORONEL PRINGLES	ARENESCALINDIA Y MANTOS DE CARBON	GRUPO PELLABIRCO FORMACION TINAS	CARRONERO SUPERF. PENICO	Chocosa (vitrificación con high content de sílice) a 200 m de altura	Referencia de pozos de exploración	
66		SHINOMBE	LARDEA	37°29' 5" S 61°21' 21.0" O	CORONEL PRINGLES	PIRO CALCAZO	FORMACION VELA	PELITOCENO	Suelo caldoso	Cuadro parcelaciones tamaño de 100 m x 100 m y un ancho de 45 m	huerto
67		SANTAMARIA	AZUL (CHILLAS)	37°29' 30.6" S 59°38' 18.1" O	TANIL	ARCILLA	COMPLEJO BUENOS AIRES	PALEOPIROTEOLIZICO	Arcilla con énfasis porfirítico de caliche		huerto
68		LA VERONICA	AZUL (CHILLAS)	37°29' 09.6" S 59°31' 09.0" O	TANIL	ARCILLA	COMPLEJO BUENOS AIRES	PALEOPIROTEOLIZICO	Arcilla con énfasis porfirítico de caliche	Línea de contornos de 40 m de diámetro (NO SE) con un ancho de 70 m	huerto
69		TERUGU 1	BENITO JUAREZ	37°28' 53.7" S 59°47' 34.0" O	TANIL	ARCILLA	COMPLEJO BUENOS AIRES	PALEOPIROTEOLIZICO			
70		TAPAGAL	TANIL	37°28' 41.3" S 59°16' 11.5" O	TANIL	GRANITO	COMPLEJO BUENOS AIRES	PALEOPIROTEOLIZICO			
71		CERRO DEBACION	TANIL	37°18' 09" S 59°14' 21.8" O	TANIL	GRANITO	COMPLEJO BUENOS AIRES	PALEOPIROTEOLIZICO		La minería tiene 270 m a lo largo y unos 110 m de ancho	
72		CANTERA MUNICIPAL DE TANIL	TANIL	37°28' 41.5" S 59°17' 21.0" O	TANIL	GRANITO	COMPLEJO BUENOS AIRES	PALEOPIROTEOLIZICO			
73		CERRO CHAYO	TANIL	37°28' 46.5" S 59°11' 41.0" O	TANIL	BIELO Y/O TOUCA	FORMACION VELA	PELITOCENO/NEOGENICO		Requiere un área de 90 m por 90 m	
74		LOS COMASTOS	TANIL	37°28' 44.7" S 59°08' 29.0" O	TANIL	BIELO Y/O TOUCA	FORMACION VELA	PELITOCENO/NEOGENICO		Cuadro de 140 m por 110 m	
75		CANTERA SANILUIS	TANIL	37°21' 05" S 58°37' 39.0" O	TANIL	GRANITO	COMPLEJO BUENOS AIRES	PALEOPIROTEOLIZICO		Cuadro parcelaciones tamaño de 100 m x 100 m y un ancho de 110 m	
76		CANTERA TANDILEOTTI	TANIL	37°21' 11.6" S 58°56' 14" O	TANIL	GRANITO	COMPLEJO BUENOS AIRES	PALEOPIROTEOLIZICO		La minería tiene unos 310 m a lo largo y unos 100 m de ancho	
77	CACION	PANGKAL	GENERALA MAQUED	37°24' 48" S 61°16' 27.0" O	CORONEL PRINGLES	ARENESCALINDIA Y MANTOS DE CARBON	GRUPO PELLABIRCO FORMACION TINAS	CARRONERO SUPERF. PENICO	Chocosa (vitrificación con high content de sílice) a 200 m de altura	Referencia de pozos de exploración	
78	CACION	PANGKAL	LARDEA	37°29' 41" S 61°00' 24" O	CORONEL PRINGLES	ARENESCALINDIA Y MANTOS DE CARBON	GRUPO PELLABIRCO FORMACION TINAS	CARRONERO SUPERF. PENICO	Chocosa (vitrificación con high content de sílice) a 200 m de altura	Referencia de pozos de exploración	
79	CACION	ELINA	LARDEA	37°46' 29.7" S 60°37' 10.0" O	CORONEL PRINGLES	ARENESCALINDIA Y MANTOS DE CARBON	GRUPO PELLABIRCO FORMACION TINAS	CARRONERO SUPERF. PENICO	Chocosa (vitrificación con high content de sílice) a 200 m de altura	Referencia de pozos de exploración	
80	XEPO CALCAZO	CANTERA MUNICIPAL DE LORONA	LARDEA	37°24' 37" S 60°30' 48" O	CORONEL PRINGLES	PIRO CALCAZO	FORMACION VELA	PELITOCENO	Suelo caldoso	Cuadro con un largo de 40 m y un ancho de 110 m	El área es de 100 m x 100 m
81	XEPO CALCAZO	SHINOMBE	LARDEA	37°24' 21.7" S 60°31' 08.0" O	CORONEL PRINGLES	PIRO CALCAZO	FORMACION VELA	PELITOCENO	Suelo caldoso	Cuadro con forma irregular con un largo de 100 m y un ancho de 90 m	Actividad universitaria
82		EL CANON	BENITO JUAREZ	37°21' 48.4" S 59°46' 29.0" O	TANIL	ARCILLA	COMPLEJO BUENOS AIRES	PALEOPIROTEOLIZICO		Exploración silvopastoral	Abastecimiento de leña y otros productos
83		SAN BERNARDO	BENITO JUAREZ	37°24' 11" S 59°37' 41.0" O	TANIL	ARCILLA	COMPLEJO BUENOS AIRES	PALEOPIROTEOLIZICO			
84		SANTA CLARA	BENITO JUAREZ (SANTO)	37°28' 04.7" S 59°28' 02.0" O	TANIL	ARCILLA	GRUPO PELLABIRCO FORMACION TINAS	NEOPIROTEOLIZICO	Analisis litológicos	Dos cuadros de la misma pertenencia. La minería tiene un cuadro de 200 m x 110 m y uno de 100 m de ancho	
85		LA ELISA (3)	BENITO JUAREZ (SANTO)	37°28' 11.5" S 59°28' 40.0" O	TANIL	ARCILLA	GRUPO PELLABIRCO FORMACION TINAS	NEOPIROTEOLIZICO			
86		LA ELISA (8)	BENITO JUAREZ (SANTO)	37°28' 36.5" S 59°26' 21" O	TANIL	ARCILLA	GRUPO PELLABIRCO FORMACION TINAS	NEOPIROTEOLIZICO		La minería tiene unos 200 m a lo largo y unos 150 m de ancho	

87	ARCILLA	LA EUROPA (B)	BENITO JUAREZ (BARRER)	1° 37' 25" S	89° 21' 31" O	TAMBIL	ARCILLA	GRUPO DEERAS BARRAS FORMACION LAS AGUILES	RESPIROTERO LOGO	Analisis litologicos con porcentajes de oxigeno (Quesada) = (Ca, Co, La, CO ₂) _{1.7} y porcentaje (64)(Ca, La, Co, La) _{1.5} (Ca, La) _{1.7}		
88	ARCILLAS TIERRAS BARRAS	SAN ANTONIO (I)	BENITO JUAREZ (BARRER)	1° 36' 36" S	89° 21' 41" O	TAMBIL	ARCILLA	GRUPO DEERAS BARRAS FORMACION LAS AGUILES	RESPIROTERO LOGO	Analisis litologicos con porcentajes de oxigeno (Quesada) = (Ca, Co, La, CO ₂) _{1.7} y porcentaje (64)(Ca, La, Co, La) _{1.5} (Ca, La) _{1.7}		
89	ARCILLAS TIERRAS BARRAS	EL FORJEN	BENITO JUAREZ (BARRER)	1° 36' 43" S	89° 21' 31" O	TAMBIL	ARCILLA	GRUPO DEERAS BARRAS FORMACION LAS AGUILES	RESPIROTERO LOGO	Analisis litologicos con porcentajes de oxigeno (Quesada) = (Ca, Co, La, CO ₂) _{1.7} y porcentaje (64)(Ca, La, Co, La) _{1.5} (Ca, La) _{1.7}	La muestra se usó en 7 moldes y se usó en 1 molde.	
90	ARCILLA	EL SOMBRERITO (I)	BENITO JUAREZ (BARRER)	1° 37' 20" S	89° 21' 19" O	TAMBIL	ARCILLA	GRUPO DEERAS BARRAS FORMACION VILLA MONICA	RESPIROTERO LOGO			Ampliaciones explorada por presencia de Fe, analizando con exploración de oxígeno en 1 molde.
91	ARCILLA	EL SOMBRERITO (I)	BENITO JUAREZ (BARRER)	1° 37' 28" S	89° 21' 02" O	TAMBIL	ARCILLA	GRUPO DEERAS BARRAS FORMACION VILLA MONICA	RESPIROTERO LOGO			Ampliaciones explorada por presencia de Fe, analizando con exploración de oxígeno en 1 molde.
92	ARCILLA	EL SOMBRERITO (I)	BENITO JUAREZ (BARRER)	1° 37' 43" S	89° 21' 04" O	TAMBIL	ARCILLA	GRUPO DEERAS BARRAS FORMACION VILLA MONICA	RESPIROTERO LOGO			Ampliaciones explorada por presencia de Fe, analizando con exploración de oxígeno en 1 molde.
93	CALDA	YACIMIENTO BARRER (A)	BENITO JUAREZ (BARRER)	1° 41' 22" S	89° 24' 13" O	TAMBIL	CALDA	GRUPO DEERAS BARRAS FORMACION LOMA NEGRA	RESPIROTERO LOGO	Ceas		
94	CALDA	YACIMIENTO BARRER (O)	BENITO JUAREZ (BARRER)	1° 46' 45" S	89° 21' 06" O	TAMBIL	CALDA	GRUPO DEERAS BARRAS FORMACION LOMA NEGRA	RESPIROTERO LOGO	Ceas		
95	CALDA	YACIMIENTO BARRER	BENITO JUAREZ (BARRER)	1° 41' 00" S	89° 21' 12" O	TAMBIL	CALDA	GRUPO DEERAS BARRAS FORMACION LOMA NEGRA	RESPIROTERO LOGO	Ceas	La muestra se usó en 100 moldes y se usó en 100 moldes.	Ampliaciones explorada
96	ARCILLA	LA ANGELES LA VERDE VERDE	BENITO JUAREZ (BARRER)	1° 46' 24" S	89° 21' 43" O	TAMBIL	ARCILLA	GRUPO DEERAS BARRAS FORMACION VILLA MONICA	RESPIROTERO LOGO			Mezcla
97	CALDA	YACIMIENTO BARRER (A)	BENITO JUAREZ (BARRER)	1° 41' 26" S	89° 21' 04" O	TAMBIL	CALDA	GRUPO DEERAS BARRAS FORMACION LOMA NEGRA	RESPIROTERO LOGO			
98	ARCILLA	LA JUANITA	BENITO JUAREZ (BARRER)	1° 46' 00" S	89° 21' 31" O	TAMBIL	ARCILLA	GRUPO DEERAS BARRAS FORMACION VILLA MONICA	RESPIROTERO LOGO			
99	CALDA	YACIMIENTO BARRER (O)	BENITO JUAREZ (BARRER)	1° 41' 30" S	89° 18' 21" O	TAMBIL	CALDA	GRUPO DEERAS BARRAS FORMACION LOMA NEGRA	RESPIROTERO LOGO			
100	CALDA	YACIMIENTO BARRER (B)	BENITO JUAREZ (BARRER)	1° 41' 43" S	89° 17' 49" O	TAMBIL	CALDA	GRUPO DEERAS BARRAS FORMACION LOMA NEGRA	RESPIROTERO LOGO			
101	ARCILLAS TIERRAS BARRAS	LA FARMACIA	BENITO JUAREZ (BARRER)	1° 40' 44" S	89° 16' 44" O	TAMBIL	ARCILLA	GRUPO DEERAS BARRAS FORMACION LAS AGUILES	RESPIROTERO LOGO	Analisis litologicos con porcentajes de oxigeno (Quesada) = (Ca, Co, La, CO ₂) _{1.7} y porcentaje (64)(Ca, La, Co, La) _{1.5} (Ca, La) _{1.7}	La muestra se usó en 100 moldes y se usó en 100 moldes.	
102	ARCILLA	SAN JOSE DEL CAMPESIN	BENITO JUAREZ (BARRER)	1° 42' 56" S	89° 16' 38" O	TAMBIL	ARCILLA	GRUPO DEERAS BARRAS FORMACION LOMA NEGRA	RESPIROTERO LOGO			
103	ARCILLAS TIERRAS BARRAS	BERRIA	BENITO JUAREZ (BARRER)	1° 40' 22" S	89° 15' 39" O	TAMBIL	ARCILLA	GRUPO DEERAS BARRAS FORMACION LAS AGUILES	RESPIROTERO LOGO	Analisis litologicos con porcentajes de oxigeno (Quesada) = (Ca, Co, La, CO ₂) _{1.7} y porcentaje (64)(Ca, La, Co, La) _{1.5} (Ca, La) _{1.7}	La muestra se usó en 200 moldes y se usó en 210 moldes.	Analisis
104	ARCILLA	BI CAMPESIN	NECOCHA	1° 46' 03" S	89° 14' 43" O	TAMBIL	ARCILLA	COMPLEJO BUENOS AJAJES	PALEONTOLOGICO			
105	TIERRA GRANITICA	CANTERA LA OJERA	LA OJERA (BARRER)	1° 40' 31" S	89° 43' 44" O	TAMBIL	GRANITO	COMPLEJO BUENOS AJAJES	PALEONTOLOGICO			
106	GRANITO	HUALLELOU	BOGOTEE (BARRER)	1° 39' 59" S	89° 45' 31" O	TAMBIL	GRANITO	COMPLEJO BUENOS AJAJES	PALEONTOLOGICO			
107	ARCILLA	LOS CARNALES	LOBERA (SAN ANTONIO)	1° 46' 43" S	89° 01' 12" O	TAMBIL	ARCILLA	COMPLEJO BUENOS AJAJES	PALEONTOLOGICO			Se usó en 100 moldes y se usó en 100 moldes.
108	ARCILLA	JULIAN LUIS (San Fco)	LOBERA (SAN ANTONIO)	1° 48' 51" S	89° 15' 31" O	TAMBIL	ARCILLA	GRUPO DEERAS BARRAS FORMACION VILLA MONICA	RESPIROTERO LOGO	Mezcla		

109	ARCILLA	13 DE AGOSTO	LOBERA(SAN MANUEL)	37°45'44" S	58°55'04" O	TANBIL	ARCILLA	GRUPO TERFAS BAYAS FORMACION VILLA MONICA	NEOPROTEROZOICO	Ilite	
110	ARCILLA	ADRIANITA	LOBERA(SAN MANUEL)	37°45'21" S	58°54'31" O	TANBIL	ARCILLA	GRUPO TERFAS BAYAS FORMACION VILLA MONICA	NEOPROTEROZOICO	Ilite	
111	ARCILLA	LOS ENCO DIEDOS (EL PISANI)	LOBERA(SAN MANUEL)	37°46'15" S	58°54'31" O	TANBIL	ARCILLA	GRUPO TERFAS BAYAS FORMACION VILLA MONICA	NEOPROTEROZOICO	Ilite	La cementación muestra 470 m de largo y muestra 20 m de ancho.
112	ARCILLA	MANOJO	LOBERA(SAN MANUEL)	37°46'28" S	58°55'16" O	TANBIL	ARCILLA	COMPLEJO BUENOS AIRES	PALEOPROTEROZOICO		La cementación muestra 470 m de largo y muestra 20 m de ancho y 4.0 m de ancho y muestra 20 m de ancho.
113	ARCILLA	SAN MANUEL I	LOBERA(SAN MANUEL)	37°46'28" S	58°55'12" O	TANBIL	ARCILLA	GRUPO TERFAS BAYAS FORMACION VILLA MONICA	NEOPROTEROZOICO		La cementación muestra 1.0 m de largo y muestra 20 m de ancho.
114	PIEDRA GRANITICA	EL CRESPO	BALCONCE	37°46'16" S	58°54'30" O	TANBIL	GRANITOIDES	COMPLEJO BUENOS AIRES	PALEOPROTEROZOICO		La cementación muestra 1.0 m de largo y muestra 150 m de ancho.

*Cama delgada es cámara delgada o sea acilla

8. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

En la región abarcada por estas hojas geológicas hay una importante cantidad de sitios que podrían considerarse de interés geológico. Para las sierras septentrionales Cingolani (2008) reconoció dieciocho. En este capítulo sólo haremos mención a aquellos que hemos calificado como de mayor relevancia.

Todos los sitios seleccionados tienen un valor científico ya que brindan información acerca de los procesos endógenos y exógenos que actuaron a lo largo de historia geológica de la región.

Cabe aclarar que, dada la importante actividad minera pasada y presente, existen muchos lugares con interés minero (elementos vinculados con los procesos productivos de la actividad actual y del pasado) y arqueológico (sitios de abastecimiento lítico de las comunidades de cazadores-recolectores), pero sólo se tratarán los sitios estrictamente considerados patrimonio geológico natural.

Faja milonítica El Cortijo

Se ubica en las sierras del Tandil inmediatamente al sureste de la localidad homónima, al norte del cerro Albión ($37^{\circ}20'31,2''$ LS / $59^{\circ}4'32,6''$ LO). La faja tiene 3 km de largo y rumbo este-oeste. Se accede por la ruta nacional 226, por el norte, desde la localidad de Tandil hacia el sureste o bien por el sur, desde el cruce de esta ruta con la ruta provincial 74, unos 5 km hacia noroeste.

La faja milonítica El Cortijo es un excelente ejemplo de una escama de corteza oceánica. Este relictos rocoso, evidencia, además, la sutura entre los terrenos Tandilia y Buenos Aires.

El tipo de interés de este sitio es estructural/tectónico y mineralógico, tiene un valor científico y educativo para aquellos profesionales de la geología y afines y es de relevancia nacional.

Las rocas que componen la faja milonítica se denominan Formación El Cortijo y son parte del Complejo Buenos Aires, pero sus características mineralógicas, metamórficas y estructurales contrastan notoriamente con las rocas ígneas y metamórficas que integran el complejo. Esta faja está constituida por rocas típicas de una cuenca oceánica (*cherts*, carbonatos, pelitas, areniscas, grauvacas y basaltos) que se desarrolló durante el lapso Neoarqueano – Paleoproterozoico. Todo el conjunto de rocas está deformado con diferentes grados de intensidad, fue afectado por cataclasis y

milonitización. Ramos *et al.* (1990) interpretaron que las rocas volcánicas de esta unidad se corresponden con un ambiente de arco y que dada la naturaleza oceánica de la asociación sedimentaria se trataría de un arco magmático islándico altamente deformado. Este arco islándico habría colisionado con el terreno Tandilia y posteriormente, habría quedado atrapado entre éste y el terreno Buenos Aires, cuando se produjo la colisión entre ellos, *circa* 2.000 millones de años. De esta forma, las rocas de El Cortijo forman una escama tectónica que marca la sutura entre ambos terrenos.

Este sitio ya fue propuesto por Lajoinie *et al.* (2019 a) dada su relevancia científica. La cercanía a la ciudad de Tandil y las vías de acceso hacen posible su visita. En el área hay canteras que permiten una mejor exposición, pero hay que contar con los permisos pertinentes para el ingreso.

Reserva Natural Sierra del Tigre

Se ubica en las sierras del Tandil inmediatamente al sur de la localidad homónima (37°22'18,7" LS / 59°7'37,3" LO). Para acceder desde el centro de la ciudad, hay que dirigirse por la avenida Alvear al dique del lago, luego tomar la avenida S. Lamas y proseguir, a la izquierda, por la avenida Don Bosco. Aproximadamente a 1.200 m está la intersección con la calle Suiza, aquí se debe doblar a la derecha y continuar. Esta calle termina en la Reserva. Para el ingreso se abona una entrada de precio accesible.

En esta Reserva se pueden observar parte de las rocas más antiguas del país. Ellas integran el Complejo Buenos Aires, que a su vez forma parte del cratón del Río de la Plata y evolucionaron principalmente durante el ciclo geotectónico Tandileano (2.200 a 1.800 Ma). Además, dentro de ella se encuentra el cerro Venado en cuya cumbre se puede apreciar una superficie de planación y erosión.

El tipo de interés de este sitio es petrológico y geomorfológico, tiene un valor científico y educativo para aquellos profesionales de la geología y afines y turístico/recreativo para aquellos amantes de la naturaleza que quieran contemplar el paisaje serrano, su flora y su fauna. Es de relevancia nacional.

El Complejo Buenos Aires forma parte de los afloramientos más australes del cratón del Río de la Plata y se extiende como una faja discontinua a lo largo de las Sierras Septentrionales. Está compuesto por una gran variedad de rocas: migmatitas, metamorfitas (gneises graníticos a tonalíticos, anfibolitas, milonitas, cataclastitas, y esquistos, skarn, mármoles y metaconglomerados), granitoides, metavolcanitas, diques ácidos e intermedios y metabasitas (diabasas y diques basálticos). En el área de la reserva,

cuando se transita por los senderos, se puede tener contacto con milonitas y cataclastitas, producto de un evento de cizalla de orientación NO-SE que afecta a la sierra del Tigre, y con diques ácidos (riolitas) que intruyen a las rocas anteriores. Cuando se llega a la parte más alta de la sierra (389 m s. n. m.), en el cerro Venado, se está sobre un granito en cuya cumbre se puede pisar una antigua superficie de planación y erosión (ver Fig. 59 en el capítulo Geomorfología). Esta superficie tiene una cierta concordancia con las cumbres de las serranías y se habría formado como consecuencia de largos períodos con estabilidad tectónica sumada a una fuerte meteorización química en un clima cálido y húmedo. Se estima que fue generada con anterioridad a la ruptura del supercontinente Gondwana, ocurrida a partir del Jurásico, o bien cuando ya había comenzado su desmembramiento.

La Reserva Natural Sierra del Tigre está administrada por una asociación civil sin fines de lucro (Asociación Cooperadora Reserva Natural Sierra del Tigre), y fue fundada en el año 1972, por un grupo de vecinos de la ciudad de Tandil con el propósito de proteger el suelo, la fauna y la flora. Abarca una superficie de 142 ha y cuenta con senderos que se pueden recorrer a pie, en auto y a caballo. Se hacen visitas guiadas y también se puede recorrer sin guía. En ella se realizan actividades diversas, como *trekking*, cabalgatas, senderismo y avistajes de fauna, entre otras prácticas. Cuenta con servicio de cantina e instalaciones. Para mayor información se puede consultar en la página web (<https://sierradeltigretandil.org.ar>).

Cerro El Centinela

Se ubica en las sierras del Tandil, aproximadamente a 6 km al oeste del centro de la localidad homónima (37°21'18" LS / 59°10'22" LO). Para acceder se toma por la avenida Estrada y luego se gira en la calle Tasende, a unos 200 m está el ingreso. Es de libre acceso.

Este lugar es conocido por tener un gran bloque granítico, en posición vertical, apoyado sobre una pequeña base, dado su volumen. Este bloque es una roca nuclear que pertenece al Complejo Buenos Aires (2.200 a 1.800 Ma) y es un relicto rocoso producto de la meteorización y erosión (Fig. 63).

El tipo de interés de este sitio es geomorfológico, tiene un valor científico y educativo para aquellos profesionales de la geología y afines y turístico/recreativo para aquellos amantes de la naturaleza que quieran contemplar el paisaje. Es de relevancia regional.



Figura 63. Roca nuclear del cerro El Centinela. Tomada de la página web <https://www.vivotandil.com>

Este monumento natural mide 7 m de altura, pesa aproximadamente 72 t y tiene aspecto subredondeado. Es el relicto de una roca granítica. La parte superficial de la roca original fue meteorizada y removida por erosión, preservándose sólo el núcleo (*corestone*). En la figura 60 a, del capítulo Geomorfología, se puede ver una roca nuclear y otra que aún preserva el material superficial meteorizado. Estos bloques suelen ser parte de lo que se conoce como *tor* (apilamiento vertical de varios núcleos). El Centinela y la Piedra Movediza de Tandil comparten este mismo origen y serían sus representantes más emblemáticos. Ambos fueron considerados como sitios de interés geológico por Cingolani (2008).

El lugar donde se encuentra ubicado tiene senderos y es ideal para realizar caminatas con puntos panorámicos. Tiene instalaciones y cuenta con una aerosilla que da la opción de subir y bajar, aunque no hace falta hacer uso de ella para contemplar El Centinela. También se pueden hacer actividades recreativas como cabalgatas guiadas, rappel y tirolesa, entre otras. Para más información se puede visitar la página web <https://tandil.tur.ar> > atractivo-cerro-el-centinela-7.

Cantera Empresa Loma Negra, planta Barker. Relieve de paleokarst

La Cantera Empresa Loma Negra, planta Barker, de la que se extraía, a cielo abierto, piedra caliza para ser utilizada en la producción de cemento, se ubica inmediatamente al sudeste de la localidad de Villa Cacique y se accede desde la ruta provincial 80 (37°41'12,4" LS / 59°22'27" LO). Responde a una empresa privada y se debe solicitar permiso para el ingreso. Este lugar también es conocido como Yacimiento Barker.

En los frentes abiertos en esta cantera es posible observar la relación estratigráfica entre las Formaciones Loma Negra y Cerro Negro, la cual se corresponde con una superficie discordante, de origen kárstico, de alcance regional conocida como superficie Barker, cuya edad es neoproterozoica (Ediacariano).

El tipo de interés de este sitio es estratigráfico y sedimentológico, tiene un valor científico y educativo para aquellos profesionales de la geología y afines. Es de relevancia nacional.

Las Formaciones Loma Negra y Cerro Negro conforman la parte superior de una secuencia de sedimentitas y calizas de ambiente de plataforma, con mares de tipo epicontinental.

La Formación Loma Negra está compuesta por calizas (*mudstones*) gris oscuras a negras. Esta unidad tiene dos secciones, la inferior representa un progresivo ascenso relativo del nivel del mar con condiciones favorables para la precipitación de carbonatos, en un ambiente de aguas someras, mientras que la sección superior indica que la depositación de la unidad culminó con un descenso del nivel del mar, representado por un ambiente de albuferas y exposición de las facies carbonáticas, con formación de una superficie erosiva producto de procesos de disolución kárstica (Superficie Barker).

La Formación Cerro Negro está formada por pelitas compuestas por una secuencia de arcilitas illito-cloríticas de colores verdosos y rojizos con intercalaciones de limolitas. Representa un ascenso del mar en un ambiente costero influenciado por oleaje y mareas con esporádicas tormentas. Estos sedimentos se depositaron rellenando el relieve kárstico presente en el techo de la Formación Loma Negra, dando como resultado una relación estratigráfica entre ambas formaciones muy peculiar. Es común observar dentro de la Formación Loma Negra sumideros a la manera de “embudos” rellenos por material pelítico colapsado, proveniente de la Formación Cerro Negro que la sobreyace. En la figura 27 del capítulo Estratigrafía se puede apreciar esta relación.

Además, en esta cantera se encuentra un perfil completo de las sedimentitas cenozoicas aflorantes en el área. En este lugar, Gómez Samus *et al.* (2017) realizaron sobre esta secuencia estudios litoestratigráficos, paleomagnéticos y paleontológicos que resultaron de gran relevancia.

Hay que tener en cuenta que, por la misma explotación de la cantera, los frentes van variando a lo largo del tiempo. Esto hace que estos ejemplos (como el de la fotografía tomada en mayo de 2018) no se preserven, pero a medida que se destruyen aparecen otros nuevos. En el año 2019 se inició el proceso de cierre de la planta Barker. A la fecha la cantera se encuentra inactiva.

Cantera Colombo

La Cantera Colombo comenzó su producción en 1873 a cargo de Don Ambrosio Colombo y es considerada una de las explotaciones mineras más antiguas de la región. De ella se extrae, a cielo abierto, dolomita que es utilizada principalmente para la construcción. Se ubica en las sierras Bayas. Para acceder se debe tomar la ruta nacional 226, girar por el camino de acceso a la localidad de Sierras Bayas y recorrer unos 250 m hasta la entrada ($36^{\circ}55'42''$ LS / $60^{\circ}10'48''$ LO). Pertenece a una empresa privada y se debe solicitar permiso para el ingreso. Actualmente es operada por la empresa Dolomitas del Centro. También se la conoce como cantera Piedra Amarilla o La Teresa.

Esta cantera tiene un frente abierto donde es posible observar la relación estratigráfica entre las Formaciones Villa Mónica y Cerro Largo (paleosuperficie Piedras Amarillas), así como también a la Diamictita Colombo. Estas unidades conforman la sección inferior del Grupo Sierras Bayas y tienen edad neoproterozoica (Toniano - Ediacariano). Sobre el camino de acceso se exhiben estromatolitos columnares extraídos de la Formación Villa Mónica. Ver figuras 19 y 17 del capítulo Estratigrafía.

El tipo de interés de este sitio es estratigráfico, sedimentológico y paleontológico, tiene un valor científico y educativo para aquellos profesionales de la geología y afines. Es de relevancia nacional.

La Formación Villa Mónica está compuesta por dos asociaciones verticales de facies. La inferior es cuarzo arcósica y la superior es dolomítica y pelítica. En la Cantera Colombo se puede ver sólo la facies superior. Es una asociación dolomítica biogénica, de color amarillento, con numerosos estromatolitos de los tipos estratiforme y columnar que hacia arriba culmina con calciopelitas rojizas ricas en hierro. La facies inferior representa una transgresión marina sobre el basamento meteorizado, mientras que la superior

evidencia condiciones fisicoquímicas favorables para pasar a una secuencia carbonática con desarrollo de algas cianofíceas y/o bacterias que construyeron estromatolitos. Esto indicaría un clima tropical, con aguas cristalinas y claras, poco profundas, con buena circulación y saturadas en carbonatos. Las capas arcillíticas superiores estarían indicando un ambiente supramareal con depositación silicoclástica.

Luego de un largo período de erosión y meteorización, cuyo resultado es la paleosuperficie Piedra Amarilla, fue cubierta por la Formación Cerro Largo.

La Formación Cerro Largo consta de una sección inferior, compuesta por una asociación de areniscas y pelitas, y de una sección superior que contiene areniscas cuarzosas. La sección inferior tiene en su base un nivel diamictítico (Diamictita Colombo) formado por fangolitas, con lentes de *chert* y brechas diamictíticas. Sobre este nivel se apoya material fango arenoso que paulatinamente pasa a arenoso con estratificación lentiforme, ondulosa y *flaser*. La sección superior no es visible en la Cantera Colombo. Esta unidad representa un nuevo ascenso relativo del nivel del mar donde se depositaron sedimentos submareales; un posterior descenso progresivo habría provocado el pasaje a una planicie mixta intermareal. Las diamictitas podrían tener un origen glaciar o representar flujos subácueos.

Es importante considerar que, debido a la propia explotación de la cantera, los frentes van cambiando con el tiempo, lo que provoca que estos ejemplos (como el de la fotografía tomada en marzo de 2023) no se conserven.

Campo de dunas de Bolívar

La ciudad de Bolívar se encuentra ubicada dentro de lo que se conoce como Médano Invasor (Tapia 1935), Mar de Arena Pampeano (Iriondo y Kröhling 1995, 1996), Campo de dunas de la Pampa Central (Zárate y Tripaldi 2012) o informalmente Pampa Arenosa. Basta con salir a cualquier ruta nacional/provincial o a caminos vecinales aledaños a la ciudad para estar en contacto con este campo de dunas.

Aquí, se pueden ver diferentes geofomas eólicas de acumulación y de erosión, por lo cual su principal interés es geomorfológico y sedimentario. Tiene un valor Científico y Educativo/Didáctico para aquellos profesionales de la geología y afines y Turístico/Recreativo para todos aquellos amantes de la naturaleza. Es de relevancia regional.

En este campo de dunas prevalecen las dunas longitudinales, parabólicas, parabólicas elongadas y transversales (Pereyra y Benitez 2024). Alcanzan los 3 m de

altura y están formadas por arenas de grano muy fino. En los sectores de interdunas la granulometría es más fina y es común hallar lagunas permanentes y anegamientos temporarios asociados al nivel freático (ver figura 45 b en el capítulo Estratigrafía). El conjunto presenta suelos poco desarrollados.

Estas dunas se habrían depositado durante un período más frío y bajo una aridez mayor que la actual, cuando había gran disponibilidad de sedimentos y escasa cubierta vegetal. Este período estaría vinculado a la última glaciación que tuvo lugar durante el Pleistoceno tardío-Holoceno temprano. Los procesos pedogenéticos evidencian que posteriormente sobrevino un período húmedo que posibilitó la formación de suelos. A escala regional, Zárate y Tripaldi (2012), consideraron que la principal área fuente estaría vinculada al entorno de llanura aluvial del río Colorado y su sistema fluvial tributario Desaguadero–Salado–Curacó.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F.G. 1979. El Paleozoico inferior de Argentina según sus trazas fósiles. *Ameghiniana* 15(1-2): 15-64. Buenos Aires.
- Aceñolaza, F.G., Ciguel, J.H.G. 1987. Análisis comparativo entre las Formaciones Balcarce (Argentina) y Furnas (Brasil). X Congreso Geológico Argentino (San Miguel de Tucumán), Actas 1: 299-305.
- Aguirre, E. 1879. La geología de la sierra Baya. *Anales Sociedad Científica Argentina* 8: 34-45. Buenos Aires.
- Alessandretti, L., Philipp, R.P., Chemale, Jr. F., Brückmann, M.P., Zvirtes, G., Matté, V., Ramos, V.A. 2013. Geochemistry, provenance and tectonic setting of the Paleozoic Ventania Fold Belt and the Claromecó Foreland Basin: implications on sedimentation and volcanism along the southwestern Gondwana margin. *Journal of South American Earth Sciences* 47: 12-31.
- Alonso-Muruaga, P.J., Febbo, M.B., Buatois, L.A. 2018. Criterios icnológicos en la diferenciación de depósitos marinos abiertos y deltaicos en la Formación Tunas (Pérmico inferior, Cuenca de Claromecó, Provincia de Buenos Aires, Argentina) a partir de Testigos Corona. IV Simposio Latinoamericano de Icnología (Santa Marta), Actas: 22-23.
- Almeida, F.F.M. de, Hasui, Y., Brito Neves, B.B. 1976. The Upper Precambrian of South America. *Universidade de Sao Paulo, Instituto de Geociencias, Boletim* 7: 45-80. Sao Paulo.
- Ameghino, F. 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. *Academia Nacional Ciencias, Córdoba (Argentina)*. Actas 6: 1-1028. Buenos Aires.

- Amos, A.J., Urien, C.M. 1968. La falla "Abra de la Ventana" en las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23(3): 197-206.
- Amos, A., Quartino, B., Zardini, R. 1972. El Grupo La Tinta (provincia de Buenos Aires, Argentina), Paleozoico o Precámbrico. 25° Congreso Brasileiro de Geología: 211-221.
- Andreis, R.R., Japas, S. 1996. Cuencas Sauce Grande y Colorado. En Archangelsky, S. (Ed.). *El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay*. Academia Nacional de Ciencias, 45-64. Córdoba.
- Andreis, R.R., Torres Ribeiro, M. 2003. Estratigrafía, facies y evolución depositacional de la Formación Sauce Grande (Carbonífero Superior), Cuenca Sauce Grande, Sierras Australes, Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58(2): 137-165.
- Andreis, R., Zalba, P. 1985. Estratigrafía y paleogeografía de las secuencias cuarcíticas al oeste de Barker, Buenos Aires. *Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses (Tandil)*, Actas: 909-929.
- Andreis, R.R., Amos, A.J., Archangelsky, S., González, C.R. 1987. Cuencas Sauce Grande (Sierras Australes) y Colorado. En Archangelsky, S. (Ed.). *El Sistema Carbonífero en la República Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, IX: 213-223. Córdoba.
- Andreis, R.R., Zalba, P.E., Iñíguez Rodríguez, A.M. 1992. Paleosuperficies y sistemas depositacionales en el Proterozoico Superior de Sierras Bayas, Sistema de Tandilia, Provincia Buenos Aires. *IV Reunión Argentina de Sedimentología (La Plata)*, Actas 1: 283-290.
- Andreis, R., Zalba, P.E., Iñíguez Rodríguez, A.M., 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.
- Angelelli, V. 1975. Yacimientos Minerales y Rocas de Aplicación. En Turner, J.C.M. (Ed.). *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Buenos Aires*, 6° Congreso Geológico Argentino (Bahía Blanca), Relatorio: 195-217.
- Angelelli, V., Garrido, L. 1988. Arcillas y caolines bonaerenses. Su composición y ensayos físicos. *3° Congreso Nacional de Geología Económica (Olavarría)*, Actas 3: 59-88.
- Angelelli, V., Villa, J., Suriano, J. 1973. Recursos minerales y rocas de aplicación de la provincia de Buenos Aires. *Laboratorio de Ensayo de Materiales e Investigación Tecnológica (LEMIT) Anales 2*: 1-204. La Plata.
- Angeletti, M., Frisicale, M.C., Dimieri, L.V., Dristas, J.A. 2012. Petrografía y análisis microestructural del granito Cerro Siempre Amigos, sierras de Azul, Tandilia. *15° Reunión de Tectónica (San Juan)*, Actas: 21-22.
- Angeletti, M., Frisicale, M.C., Dimieri, L.V. 2013. Petrografía y caracterización geoquímica del granito Cerro Siempre Amigos, sierras de Azul, Tandilia. *2° Simposio sobre Petrología Ígnea y Metalogénesis Asociada (San Luis)*, Actas: 5-6.

- Angeletti, M., Chichorro, M., Frisicale, M.C., Castro, A., Dimieri L.V. 2014. Nuevas edades radiométricas U-Pb SHRIMP en Tandilia, cerro Siempre Amigos, Sierras de Azul, Buenos Aires, Argentina. XIX Congreso Geológico Argentino (Córdoba), Actas CD: Petrología Ígnea y Metamórfica T8-1.
- Angeletti, M., Frisicale, M.C., Dimieri, L.V. 2016. Petrografía, caracterización geoquímica y análisis microestructural del granito del cerro Siempre Amigos, sierras de Azul, Tandilia. Revista de la Asociación Geológica Argentina 73(2): 211-224. Buenos Aires.
- Angeletti, M., Martínez, J.C., Frisicale, M.C. 2022. Edad de cristalización U-Pb SHRIMP en circones del protolito del *striped gneiss* del cerro Negro, sierras de Azul, Buenos Aires, Argentina. XXI Congreso Geológico Argentino (Puerto Madryn), Simposio X-Geocronología y Termocronología, Actas: 1318-1319.
- Arrondo, O.G., Iñiguez, A.M., Dalla Salda, L. 1982. Afloramientos del Paleozoico superior interserrano de la provincia de Buenos Aires y sus relaciones estratigráficas. Proyecto 42 International Geological Correlation Program, UNESCO. Boletín 5: 18. Montevideo.
- Arrouy, M.J., Poiré, D.G., Gómez Peral, L.E., Canalicchio, J.M. 2015. Sedimentología y estratigrafía del Grupo La Providencia (nom. nov.): cubierta superior neoproterozoica, Sistema de Tandilia, Argentina. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis 22(2): 171-189.
- Arrouy, M.J., Warren, L.V., Quaglio, F., Poiré, D.G., Guimarães Simões, M., Boselli Rosa, M., Gómez Peral, L.E. 2016. Ediacaran discs from South America: probable soft-bodied microfossils unlock the paleogeography of the Clymene Ocean. Scientific Reports 6: 30590. DOI: 10.1038/srep30590 - www.nature.com/scientificreports
- Arzadún, G., Cisternas, M.E., Cesaretti N.N., Tomezzoli, R.N. 2016. Análisis de materia orgánica en niveles de carbón identificados en el pozo PANG0001, en la Formación Tunas (Pérmico de Gondwana), Cuenca de Claromecó, provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina 73(4): 538-551. Buenos Aires.
- Arzadún, G., Tomezzoli, R.N., Trindade, R., Gallo, L.C., Cesaretti N.N., Calvagno, J.M. 2018. Shrimp zircon geochronology constrains on Permian pyroclastic levels, Claromecó Basin, South West margin of Gondwana, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 85: 191-208.
- Backlund, H. 1913. Algunas observaciones sobre rocas notables procedentes de Olavarría (provincia de Buenos Aires). Dirección General de Minería, Geología e Hidrogeología, Boletín Serie B (Geología) 2, 25 pp. Buenos Aires.
- Barragán Guerra, J.M. 1945. El mineral ferrífero de Barker, partido de Juárez, provincia de Buenos Aires. Secretaría de Industria y Comercio, Dirección de Minas y Geología. Informe preliminar inédito, Carpeta 145, 18 pp. <http://repositorio.segemar.gov.ar/308849217/1412>

- Barrio, C., Poiré, D., Iñiguez, A.M. 1985. Consideraciones acerca del contacto entre las Formaciones Sierras Bayas y Cerro Negro, Olavarría, provincia de Buenos Aires. Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses (Tandil), Actas: 997-1009.
- Barrio, C., Poiré, D., Iñiguez, A.M. 1991. El contacto entre la Formación Loma Negra (Grupo Sierras Bayas) y la Formación Cerro Negro, un ejemplo de Paleokarst, Olavarría, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 46(1-2): 69-76. Buenos Aires.
- Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Nutman, A.P., Preciozzi, F., Jacob, J. 2005. A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariep (Namibia/South Africa) orogenic belts-evidence from a reconnaissance provenance study. *Precambrian Research* 139: 195-221.
- Bertolino, S.R.A. 1985. Geología y mineralogía del nivel de pelitas suprayacentes a las calizas de Barker (partido de Juárez y Necochea, provincia de Buenos Aires). Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses (Tandil), Actas: 149-153.
- Bertolino, S.R.A. 1988. Estratigrafía, mineralogía y geoquímica de la Formación Cerro Negro en la zona de Villa Cacique, partido de Juárez y Necochea, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43(3): 275-286. Buenos Aires.
- Bidart, S. 1992. Clasificación de los sedimentos eólicos del Pleistoceno tardío-Holoceno del sur de la provincia de Buenos Aires, Argentina. Una propuesta. 4° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 2: 159-166. Buenos Aires.
- Bonhomme, M., Cingolani, C.A. 1980. Mineralogía y Geocronología Rb-Sr y K-Ar de las fracciones finas de la Formación La Tinta. Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35(4): 519-538. Buenos Aires.
- Borrello, A.V. 1962. Formación Punta Mogotes (Eopaleozoico-Provincia de Buenos Aires). Comisión de Investigación Científica, Notas 1 (1): 5-9. La Plata.
- Borrello, A.V. 1966. Trazas, restos tubiformes y cuerpos fósiles problemáticos de la Formación La Tinta, Sierras Septentrionales de Buenos Aires. *Paleontografía Bonaerense*, Comisión de Investigación Científica de la Provincia de Buenos Aires, Fascículo 5: 1-42. La Plata.
- Bossi, J., Cingolani, C.A. 2009. Extension and general evolution of the Río de la Plata Craton. En Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E. (Eds.). *Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on southwestern Gondwana. Developments in Precambrian Geology* 16: 73-85.
- Bossi, J., Gaucher, C. 2004. The Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay: an allochthonous block accreted in the Cambrian to SW-Gondwana. *Gondwana Research* 7 (3): 661-674.
- Bühn, B., Pimentel M.M., Matteini M., Dantas E.L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multicollector inductively coupled

- plasma mass spectrometry (LA-MC-ICPMS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81: 99-114.
- Camilión, M.C., Zárate, M.A. 1992. Meteorización de minerales ricos en hierro en saprolito y paleosuelo del cerro El Sombrero (Sistema de Tandilia). 3° Jornadas Geológicas Bonaerenses (La Plata), Actas: 75-81.
- Carri de Riggi, M.T. 1939. Datos sobre las Canteras visitadas en la Provincia de Buenos Aires, Cantera de Calcáreo y Arcilla de la Compañía Argentina de Cemento Portland. Ministerio de Agricultura, Dirección de Minas y Geología, 7 pp. Buenos Aires. <https://repositorio.segemar.gov.ar/handle/308849217/2979>
- Chernicoff, C.J., Vargas, D.E. 1999. Levantamiento Geofísico Aéreo (Magnetometría y Espectrometría de Rayos Gamma) del Área Sierras Australes, Buenos Aires, República Argentina: Presentación de Datos. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Serie Contribuciones Técnicas - Geofísica Banco de Datos 5, 19 pp. Buenos Aires. <http://repositorio.segemar.gov.ar/308849217/2650>
- Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O., Peroni, J. 2014. The Rhyacian El Cortijo suture zone: Aeromagnetic signature and insights for the geodynamic evolution of the southwestern Río de la Plata craton, Argentina. *Geoscience Frontiers* 5: 43-52. ISSN 1674-9871, <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2013.04.004>.
- Chernicoff, C.J., Pereyra, F., Santos, J.O.S., Zappettini, E.O. 2015 a. Primeras edades U-Pb SHRIMP del cratón Río de la Plata en el subsuelo del área metropolitana de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72(4): 575-577. Buenos Aires.
- Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O., Santos, J.O.S., Pesce, A., McNaughton, N.J. 2015 b. Zircon and Titanite U-Pb SHRIMP dating of unexposed basement units of the Buenos Aires region, southeastern Río de La Plata Craton, Argentina. *International Geology Review*, <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2015.1110503>
- Choque, G., Fortunatti, N., Febbo, M.B., Caruso, S., Tomezzoli, R.N., Cesaretti, N.N. 2022. Fracturación estratigráfica en la Formación Tunas (pozo PANG 0003), Cuenca de Claromecó, Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 79(2): 258-274. Buenos Aires.
- Cingolani, C.A. 2008. Tandilia. En CSIGA (Ed.). Sitios de Interés Geológico de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. *Anales* 46 (II): 477-494.
- Cingolani, C.A. 2011. The Tandilia System of Argentina as a southern extension of the Río de la Plata craton: an overview. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* 100: 221-242.

- Cingolani, C.A., Baldis, B.A. 1985. Estructuras estromatolíticas en las rocas calcáreas de Villa Cacique, Sierras Septentrionales de Buenos Aires. Primeras Jornadas Geológicas Bonaerense (Tandil), Comisión de Investigaciones Científicas, Resúmenes, 243.
- Cingolani, C.A., Barbosa, C. 1985. Nuevo afloramiento del miembro dolomítico al este de la sierra de La Juanita, provincia de Buenos Aires. Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses (Tandil), Comisión de Investigaciones Científicas, Resúmenes, 242.
- Cingolani, C.A., Bonhomme, M. 1982. Geochronology of La Tinta Upper Proterozoic sedimentary rocks, Argentina. *Precambrian Research* 18(1-2): 119-132.
- Cingolani, C.A., Bonhomme, M. 1988. Resultados geocronológicos en niveles pelíticos intercalados en las dolomías de Sierras Bayas (Grupo La Tinta), provincia de Buenos Aires. Segundas Jornadas Geológicas Bonaerenses (Bahía Blanca), Actas: 283-289.
- Cingolani, C.A., Rauscher, R. 1985. Datos geocronológicos y micropaleontológicos en las sedimentitas del Grupo La Tinta en Villa Cacique, partido de Juárez, provincia de Buenos Aires. Primeras Jornadas Geológicas Bonaerense (Tandil), Comisión de Investigaciones Científicas, Resúmenes, 128.
- Cingolani, C.A., Varela, R., Aceñolaza, F.G. 1985. Caracteres geológicos y paleoicnológicos del cerro del Corral (Partido de Necochea), provincia de Buenos Aires. Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses (Tandil), Actas: 891-908.
- Cingolani, C.A., Rauscher, R., Bonhomme, M. 1991. Grupo La Tinta (Precámbrico y Paleozoico inferior) provincia de Buenos Aires, Argentina: Nuevos datos geocronológicos micropaleontológicos en las sedimentitas de Villa Cacique, partido de Juárez. *Revista Técnica YPF, Bolivia* 12 (2): 177-191.
- Cingolani, C.A., Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., 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 (El Calafate), Actas 1: 149-154.
- Cingolani, C.A., Uriz, N.J., Chemale Jr., F. 2010 a. New U-Pb detrital zircon data from the Tandilia Neoproterozoic units. En: *Proceedings. 7th South American Symposium on Isotope Geology*. CD Rom version. Brasilia.
- Cingolani, C.A., Basei, M.A.S., Uriz, N.J. 2010 b. U-Pb (ID-TIMS) zircon ages on pyroclastic events from Balcarce Formation, Tandilia System, Argentina: unreworked or reworked origin? En: *Proceedings. 7th South American Symposium on Isotope Geology*, CD Rom version. Brasilia.
- Cione A.L., Tonni E.P., Bargo S, Bond M., Candela A.M., Carlini A.A., Deschamps C.M., Dozo M.T., Esteban G., Goin F.J., Montalvo C.I., Nasif N., Noriega J.I., Ortiz Jaureguizar E., Pascual R., Prado J.L., Reguero M.A., Scillato-Yané G.J., Soibelzon L., Verzi D.H., Vieytes E.C., Vizcaíno S.F., Vucetich M.A. 2007. Mamíferos continentales del Mioceno tardío a la

- actualidad en Argentina: cincuenta años de estudios. Asociación Paleontológica Argentina Publicación Especial 11, 50th aniversario: 257–278.
- Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.A., Milani, E.J., Szatmari, P. 1992. Permo-Triassic intracontinental deformation in SW Gondwana. En de Wit, M.J., Ransome, I.G.D. (Eds.), *Inversion Tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous Basins of Southern Africa*. Balkema Publishers, 23–26. Rotterdam.
- Codignotto, J.O. 1969. Geología del sector ubicado dos kilómetros al sudoeste de cerro Redondo, Olavarría, provincia de Buenos Aires, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24(2): 105-115. Buenos Aires.
- Consejo Federal de Inversiones 2024. Estrategia logística provincia de Buenos Aires. Cadena del cemento, 29 pp. Buenos Aires.
- Cucchi, R., Lema, H. 1990. El vulcanismo del ciclo Brasiliano en el sistema de Tandilia (R.A.). I Congreso Geológico Uruguayo (Montevideo), Actas 1: 71-75.
- Cuomo, J., Del Mónaco, A., Maruca, E. 1983. Nuevos yacimientos subterráneos de caliza en el área de Olavarría, provincia de Buenos Aires. II Congreso Nacional de Geología Económica (San Juan), 1: 219-231.
- D'Angiola, M., Echeveste, H., Risi, D., Vinciguerra, P. 1992. Análisis estructural de la faja milonítica del flanco norte del cerro Albión, Sierras de Tandil, provincia de Buenos Aires. 3º Jornadas Geológicas Bonaerenses (La Plata), Actas: 63-67.
- Dalla Salda, L. 1980. Some relationships between the cratonic areas of the Río de la Plata, South America and the Western Kalahari, África. Chamber of Mines, Precambrian Research Unit. 17º Annual Report: 74-77. Cape Town.
- Dalla Salda, L. 1981 a. El basamento de la isla Martín García, Río de la Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 36(1): 29-43. Buenos Aires.
- Dalla Salda, L. 1981 b. Tandilia, un ejemplo de tectónica de transcurrancia de basamento. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 36(2): 204-207. Buenos Aires.
- Dalla Salda, L. 1981 c. The Precambrian geology of El Cristo, southern Tandilia region, Argentina. *Geologische Rundschau* 70(3): 1030-1042.
- Dalla Salda, L. 1982. Nama-La Tinta y el inicio del Gondwana. *Acta Geológica Lilloana* 16(1): 23-38.
- Dalla Salda, L. 1999. Cratón del Río de la Plata. 1. Basamento Granítico Metamórfico de Tandilia y Martín García. En Caminos, R. (Ed.). *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. *Anales* 29(4): 97-100. Buenos Aires.
- Dalla Salda, L., Franzese, J. 1985. Los Granitoides de Tandil. *Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses (Tandil)*, Actas: 845-861.

- Dalla Salda, L., Iñiguez, A.M. 1979. La Tinta. Precámbrico y Paleozoico de Buenos Aires. VII Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Actas 1: 539-550.
- Dalla Salda, L., Guichon, M., Rapela, C. 1972. Hallazgo de una brecha de talud en el techo de las calizas Barker, provincia de Buenos Aires, República Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología* 3(1): 133-134. Buenos Aires.
- Dalla Salda, L., Franzese, J., De Posadas, V.G. 1987. The 1800 My mylonite-anatectic granitoid association in Tandilia, Argentina. En Mason R. (Ed.). *Basement Tectonics* 7: 161-174. 7^o International Conference on Basement Tectonics. Abstracts, 28. Kingston.
- Dalla Salda, L., Bossi, J., Cingolani, C. 1988. The Río de la Plata cratonic region of southwestern Gondwana. *Episodes* 11(4): 263-269.
- Dalla Salda, L., De Barrio, R.E., Echeveste, H.J., Fernández, R.R. 2005. El basamento de las sierras de Tandilia. En de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F., Llambías, E. (Eds.). *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires. XVI Congreso Geológico Argentino (La Plata), Relatorio* (3): 31-50.
- Dalla Salda, L., Spalletti, L., Poiré, D., De Barrio, R., Echeveste, H., Benialgo, A. 2006. Tandilia. *Serie Correlación Geológica*, 21: 17-46.
- Dawson, L.A. 1962. Sobre la Comisión de Servicio Requerido, Paraje Cerro El Águila, Partido de Azul, Provincia de Buenos Aires. *Rocas Graníticas*. Carpeta 594, 11 pp. Inéditos SEGEMAR, Buenos Aires. <http://repositorio.segemar.gov.ar/308849217/1074>
- De Barrio, R.E., Lanfranchini, M.E., Etcheverry, R.O., Martín-Izard, A., Tessone, M.O., Paz, M. 2009. Geological and geochemical evolution of the San Miguel skarn, Tandilia belt, Buenos Aires province, Argentina. 24^o International Applied Geochemistry Symposium, Abstract: 281-284.
- Del Blanco, M.A., Piantanida, F., Falconaro, C., Schalamuk, I.B. 1987. Estudio geológico-económico de las canteras graníticas del partido de Azul, provincia de Buenos Aires. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires. Informe 35, 86 pp.
- Del Valle, A. 1987. Nuevas trazas fósiles en la Formación Balcarce, Paleozoico inferior de las Sierras Septentrionales. Su significado cronológico y ambiental. *Revista Museo La Plata (Nueva Serie)* 9: 19-41.
- Del Valle, A. 1990. Paleogeografía de la cuenca de depositación de la Formación Balcarce (Ordovícico inferior), Tandilia, Argentina. 3^o Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 3: 102-108.
- Del Valle, A., Manassero, M.J. 1995. Procedencia de las arenitas cuarzosas de la Formación Balcarce (Ordovícico inferior) en base al análisis petrográfico. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 2 (1-2): 105-112.

- Delgado, M.L., Etcheverry, R.O., De Barrio, R.E. 2010. El cerrito de La Cruz, Barker, provincia de Buenos Aires. Consideraciones sobre los procesos de alteración en la interfase basamento-cubierta sedimentaria. 10° Congreso de Mineralogía y Metalogenia (Río Cuarto), Actas: 165-170.
- Demoulin, A., Zárata, M., Rabassa, J., 2005. Long-term landscape development: a perspective from the southern Buenos Aires ranges of east central Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 19(2): 193–204.
- Di Paola, E., Marchese, H. 1974. Relaciones entre la tectosedimentación, litología y mineralogía de arcillas del Complejo Buenos Aires y la Formación La Tinta. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 5(3-4): 45-48. Buenos Aires.
- Di Pasquo, M.M., Martínez, M.A., Freije, H. 2006. Noticia sobre el primer registro palinológico de la Formación Sauce Grande en las Sierras Australes, provincia de Buenos Aires, Argentina. 13° Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología (Bahía Blanca), Resúmenes, 7.
- Di Pasquo, M.M., Di Nardo, J., Martínez, M., Arzadún, G, Silvestri, L. 2018. Análisis palinoestratigráfico de muestras de subsuelo de la Formación Tunas (Pérmico), Cuenca de Claromecó, Provincia de Buenos Aires, Argentina. XVII Simposio Argentino de Palinología y Paleobotánica, *Boletín de la Asociación Latinoamericana de Paleobotánica y Palinología* 18: 77-78, Paraná.
- D'Orbigny, A.D. 1842. *Voyage dans l' Amerique Meridionale*. Provinces de Santa Fe et Buenos Aires. 3, *Geologie*: 41-52. París et Strasbourg.
- Dirección de Minas y Geología 1948. Diez años de perforaciones 1926-1935. Publicación N° 139. Tomo I, 52. Buenos Aires.
- Dirección General de Industria Minera 1949. Diez años de perforaciones 1926-1935. Publicación N° 139. Tomo II, Obra N° 710. Buenos Aires.
- Domínguez, E., Schalamuk, I.B. 1999. Recursos minerales de las Sierras Septentrionales, Buenos Aires. En Zappettini, E.O. (Ed.). *Recursos Minerales de la República Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. *Anales* 35: 183-190. Buenos Aires.
- Domínguez, E., Silletta, A. 2002. Los elementos traza, las tierras raras e isótopos en la determinación de la génesis de caolinita: el caso del yacimiento Loma del Piojo, provincia de Buenos Aires, Argentina. En Brodtkorb, M.K., Koukharsky, M., Leal, P.R. (Eds.). *Mineralogía y Metalogenia*. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.). Artículo: 127-134.
- Dristas, J. 1983. Petrología de una metariolita en la sierra del Tigre, Tandilia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38(2): 192-200. Buenos Aires.

- Dristas, J., Frisicale, M.C. 1984. Estudio del yacimiento de arcillas del Cerro Reconquista, San Manuel, Sierras Septentrionales de Buenos Aires. IX Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche), Actas 5: 507–521.
- Dristas, J., Frisicale, M.C. 1987. Rocas piroclásticas en el sector suroeste de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 18(1-4): 33-45. Buenos Aires.
- Dristas, J., Frisicale, M.C. 2003. Two types of hydrothermal clay deposit in the south-east area of Tandilia, Buenos Aires Province, Argentina. En Domínguez, E., Mas, G., Cravero, F. (Eds.). *A Clay Odyssey - Proc. 12th International Clay Conference, 2001*: 85-92. Amsterdam.
- Dristas, J., Martínez, J.C. 2007. Late Proterozoic unconformity-related hydrothermal iron deposits in the northern Barker area (Tandilia ranges, Argentina). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen* 246(3): 267-281. DOI: 10.1127/0077-7749/2007/0246-0267
- Dristas, J., Martínez, J.C., Massonne, H.J., Pimentel, M.M. 2013. Mineralogical and geochemical characterization of a rare ultramafic lamprophyre in the Tandilia belt basement, Río de la Plata Craton, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 43: 46-61.
- Echeveste, H., Fernández, R. 1994. Asociaciones de óxidos y sulfuros en diques básicos en las Sierras de Tandil, provincia de Buenos Aires. *Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie) Sección Geología* 11: 99-118.
- Echeveste, H., Ribot, A., Teixeira, W., Fernández, R., Girardi, V.A.V., Piccirillo, E.M., Bellieni, G., Jacumin, M. 1997. Preliminary Rb/Sr geochronology of calc-alkaline dykes from the Tandilia system, Buenos Aires Province, Argentina. *South-American Symposium on Isotope Geology, Actas*: 107-109. Brazil.
- Etcheverría, M., Folguera, A., Escosteguy, L. 2022. Paisaje eólico relíctico en la región centro-este de la provincia de Buenos Aires, República Argentina. XXI Congreso Geológico Argentino (Puerto Madryn), Simposio V-Geomorfología, Cuaternario y Cambio climático, Actas: 1007-1008.
- Fernández, R., Echeveste, H. 1995. Caracterización geoquímica y petrológica de diques del Sistema de Tandilia, Argentina. IV Jornadas Geológicas y Geofísica Bonaerenses (Junín), Volumen 1: 329-337.
- Fernández, R., Tessone, M., Etcheverry, R., Caballé, M., Coriale, N., Echeveste, H. 2007. Distribuciones de elementos de las tierras raras en el basamento alterado de Tandilia: zona de San Manuel. Sextas Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses (Mar del Plata), Resúmenes, 40.
- Ferreira, C., Gómez Peral, L., Raigemborn, M.S., Arrouy, M.J., Penzo, V., Sial, A.N. 2023. Controls on the dedolomitization of top of Villa Mónica Formation, Tandilia System. XVIII

- Reunión Argentina de Sedimentología y IX Congreso Latinoamericano de Sedimentología (La Plata), Actas, 273.
- Fidalgo, F., De Francesco, F., Colado, U. 1973. Geología superficial en las Hojas Castelli, J.M. Cobo y Monasterio (Pcia de Buenos Aires). V Congreso Geológico Argentino (Buenos Aires), Actas 4: 27-39.
- Fidalgo, F., De Francesco, F.O., Pascual, R. 1975. Geología superficial de la llanura bonaerense (Argentina). Geología de la Provincia de Buenos Aires. VI Congreso Geológico Argentino (Bahía Blanca), Relatorio: 103-138.
- Fidalgo, F., Gentile, R.O., Correa, H.A. 1986. Geología y Geomorfología en la Cuenca del Arroyo Tapalqué. Provincia de Buenos Aires, Comisión de Investigaciones Científicas Informe 30: 1-73. La Plata.
- Figini, A.J., Fidalgo, F., Huarte, R., Carbonari, A., Gentile, R.O. 1995. Cronología radiocarbónica de los sedimentos de la Formación Luján en Arroyo Tapalqué, Provincia de Buenos Aires. Cuartas Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses (Junín), Actas 2: 119-126.
- Folguera, A. 2011. La reactivación neógena de la Pampa Central. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. (Informe inédito). 190 pp.
- Folguera, A., Zárate, M., Giambiagi, L. 2014. La deformación en el antepaís distal entre los 38° y 41° S. XIX Congreso Geológico Argentino (Córdoba), Actas CD: Tectónica andina S 22-1.
- Folguera, A., Etcheverría, M.P., Zárate, M., Escosteguy, L. 2017. Hoja Geológica 3963-II Bahía Blanca. Provincia de Buenos Aires. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 425, 96 pp. Buenos Aires.
- Folk, R.L., Ward, W.C. 1957. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27(1): 3-26.
- Folk, R.L., Andrews, P.B., Lewis, D W. 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 13: 937-968.
- Fragoso-Cesar, A.R.S. 1980. O Cráton do Rio de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. XXXI Congresso Brasileiro de Geologia (Camboriú), Volumen 5: 2879-2892.
- Frenguelli, J. 1950. Rasgos generales de la morfología y la geología de la provincia de Buenos Aires. *Publicaciones LEMIT, Serie 2 (33): 1-72. La Plata.*
- Frisicale, M.C., Dimieri, L.V., Dristas, J.A. 2001. Cinemática de las milonitas del basamento proterozoico de Boca de la Sierra, sierras de Azul, Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56(3): 319-330. Buenos Aires.

- Frisicale, M.C., Dimieri, L.V., Dristas, J.A. 2002. Deformación dúctil en el cerro Negro, Megacizalla de Azul, Tandilia. 11° Reunión sobre Microtectónica y Geología Estructural, Resúmenes, 8. Córdoba.
- Frisicale, M.C., Martínez, F.J., Dimieri, L.V., Dristas, J.A. 2005. Microstructural analysis and P-T conditions of the Azul megashear zone, Tandilia, Buenos Aires province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 19: 433-444.
- Frisicale, M.C., Dimieri, L.V., Araujo, V., Dristas, J.A. 2010. Mecanismos de deformación en la transición milonitas/striped gneiss y milonitas/ultramilonitas en las sierras de Azul, Cratón del Río de la Plata, Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67(1): 4-18. Buenos Aires.
- Frisicale, M.C., Dimieri, L.V., Dristas, J.A., Araujo, V., Fortunatti, N. 2012. Microstructural and geochemical analysis of Paleoproterozoic pseudotachylytes in Río de la Plata cratón, Tandilia belt, Argentina. *Geologica Acta* 10: 85-101.
- Frisicale, M.C., Angeletti, M., Dimieri, L.V., Martínez, J.C., Dristas, J.A. 2015. Retrogradación de granulitas miloníticas y formación de filonitas en la Megacizalla de Azul, Tandilia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72(3): 314-325. Buenos Aires.
- Fuentes, J.G. 1970. Significado de las novedades petrológicas del basamento cristalino de Tandilia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25(3): 311-318. Buenos Aires.
- Furque, G. 1965. Nuevos afloramientos del Paleozoico en la provincia de Buenos Aires. *Revista Museo de La Plata (Nueva Serie) Tomo 5, Geología N° 35*: 239-243.
- Furque, G. 1973. Descripción Geológica de la Hoja 34 n, Sierra de Pillahuincó, provincia de Buenos Aires. Servicio Nacional de Minería y Geología, Boletín 141, 70 pp. Buenos Aires.
- Furque, G. 1979. Descripción Geológica de la Hoja 33 n, Coronel Pringles, provincia de Buenos Aires. Servicio Geológico Nacional. Boletín N° 174, 30 pp. Buenos Aires.
- Gaillardou, R.A. 1985. Consideraciones geológicas y geotectónicas de la "Cantera Piatti", ubicada en cerro Sotuyo, localidad de Sierras Bayas, Buenos Aires. Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses (Tandil), Actas: 198-200.
- Galliano Cenere, 1949. Informe sobre la inspección realizada a las canteras de arcillas y mineral de hierro, situadas a 15 km de la estación López del F.C. Gral. Roca, partido de Juárez-provincia de Buenos Aires, propiedad del señor Umberto A. Salvi. Secretaría de Industria y Comercio de la Nación, Dirección General de Industria Minera, Dirección de Minería. Informe inédito, 18 pp.
- Gasparini, G., Rabassa, J., Soibelzon, E., Soibelzon, L., Tonni, E. 2012. Estratigrafía y paleontología del Cenozoico tardío de la región de Tandil, provincia de Buenos Aires. 1° Simposio del Mioceno Pleistoceno del centro y norte de Argentina. Actas: 46-47.
- Gaucher, C., Boggiani, P.C., Sprechmann, P., Nóbrega Sial, A., 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., Nóbrega Sial, A., Blanco, G., Sprechmann, P. 2004. Chemostratigraphy of the lower Arroyo del Soldado Group (Vendian, Uruguay) and palaeoclimatic implications. *Gondwana Research* 7(3):715-730. doi:10.1016/S1342-937X(05)71058-3
- Gaucher, C., Poiré, D.G., Gómez Peral, L., Chigolino, L. 2005. Litoestratigrafía, bioestratigrafía y correlaciones de las sucesiones sedimentarias del Neoproterozoico-Cámbrico del Cratón del Río de la Plata (Uruguay y Argentina). *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 12(2): 145-160.
- Gaucher, C., Poiré, D.G., Finney, S.C., Valencia, V., Blanco, G., Pamoukaghlián, K., Gómez Peral, L. 2007. Zircons detríticos de secuencias neoproterozoicas de Uruguay y Argentina: inferencias sobre la evolución paleogeográfica del Cratón del Río de la Plata. V Congreso Uruguayo de Geología (Montevideo), Actas CD-ROM.
- Gaucher, C., Finney, S.C., Poiré, D.G., Valencia, V.A., Grove, M., Blanco, G., Pamoukaghlián, K., Gómez Peral, L. 2008. Detrital zircon ages of Neoproterozoic sedimentary successions in Uruguay and Argentina: insights into the geological evolution of the Río de la Plata Craton. *Precambrian Research* 167: 150-170. doi:10.1016/j.precamres.2008.07.006
- Gaucher, C., Sial, A.N., Poiré, D., Gómez Peral, L., Ferreira, V.P., Pimentel, M.M. 2009. Chemostratigraphy. Neoproterozoic-Cambrian evolution of the Río de la Plata Palaeocontinent. En Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E. (Eds.). *Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on southwestern Gondwana. Developments in Precambrian Geology* 16: 115-122. Elsevier. DOI 10.1016/S0166-2635(09)01607-7
- Gentile, R.O., Ribot, A.M. 2001. Niveles de tefras en sedimentos continentales del Pleistoceno tardío-Holoceno (Provincia de Buenos Aires). *Intersecciones en Antropología* 2: 47-59.
- Gil, M.I., Rapalini, A.E., Vilas, J.F., García, S. 2014. Evidencias geofísicas de la presencia de la Formación Cerro Largo en la Sierra de los Barrientos, provincia de Buenos Aires. XIX Congreso Geológico Argentino (Córdoba), Actas CD.
- Gómez Peral, L.E., Poiré, D.G., Strauss, H., Zimmermann, U. 2007. Chemostratigraphy and diagenetic constraints of the Neoproterozoic carbonate successions from Sierras Bayas Group, Tandilia System, Argentina. *Chemical Geology* 237: 127-146.
- Gómez Peral, L.E., Raigemborn, M.S., Poiré, D.G. 2011. Petrología y evolución diagenética de las facies silicoclásticas del Grupo Sierras Bayas, Sistema de Tandilia, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 18(1): 3-41.
- Gómez Peral, L.E., Kaufman, A.J., Poiré, D.G. 2014. Paleoenvironmental implications of two phosphogenic events in Neoproterozoic sedimentary successions of the Tandilia System, Argentina. *Precambrian Research* 252: 88-106.

- Gómez Samus, M.L., Bidegain, J.C. 2014. Magnetoestratigrafía de las Formaciones Vela y Barker, Tandil, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 27: 29-38.
- Gómez Samus, M.L., Rico, Y., Bidegain, J.C. 2016. Magnetoestratigrafía en sucesiones del Cenozoico tardío del área de Sierras de Balcarce, Tandilia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 73: 588–607.
- Gómez Samus, M.L., Chimento, N.R, Löffler, J., Rico, Y., Sierra, L., Bidegain, J.C. 2017. Neogene–Quaternary in Tandilia, South America: litho- bio- magnetostratigraphy. *Journal of Iberian Geology*. Volumen 43(4): 559-581. <https://doi.org/10.1007/s41513-017-0037-z>
- González Bonorino, F. 1954. Geología de las Sierras Bayas, partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires. LEMIT, Serie 2(55): 5-37.
- González Bonorino, F., Zardini, R., Figueroa, M., Limousin, T. 1956. Estudio Geológico de las Sierras de Olavarría y Azul (provincia de Buenos Aires) LEMIT, Serie 2(63): 5-22.
- Gutiérrez, C. 2017. Revisión del icnotaxón *Herradurichnus* Poiré y del Valle de la Formación Balcarce (Silúrico?) en Cabo Corrientes, Provincia de Buenos Aires., Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Tesis Final de Licenciatura, 107 pp. https://hdl.handle.net/20.500.12110/seminario_nPAL000038_Gutierrez
- Gutiérrez, M., Rodríguez, M.F., Casa, A en preparación. Hoja Geológica 3763-II Daireaux. Provincia de Buenos Aires. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín inédito. Buenos Aires.
- Gutiérrez, P.R. 2008. Carbonífero. En Gutiérrez, P.R. (Ed.). *Léxico Estratigráfico de la Argentina*. Volumen 6, 224 pp.
- Gutiérrez, P.R., Ottone, E.G., Japas, S.M. 2006. Pérmico. En Gutiérrez, P.R. (Ed.). *Léxico Estratigráfico de la Argentina*. Volumen 7, 368 pp.
- Harrington, H.J. 1940. La edad de la dolomita de Olavarría y la estructura de corrimiento de las Sierras Bayas. *Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie)*, Tomo I, Geología N° 6: 233-258.
- Harrington, H.J. 1947. Explicación de las Hojas Geológicas 33m y 34m, Sierras de Curamalal y de la Ventana, Provincia de Buenos Aires. Servicio Nacional de Minería y Geología. Boletín 61. Buenos Aires.
- Harrington, H.J. 1970. Las Sierras Australes de Buenos Aires, República Argentina: cadena aulacogénica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25(2): 151-181. Buenos Aires.
- Hartmann, L.A., Delgado, I.M. 2001. Cratons and orogenic belts of the Brazilian Shield and their contained gold deposits. *Mineralium Deposita* 36: 207-217.
- Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., Cingolani, C.A., Mcnaughton, N.J. 2002. Two Paleoproterozoic orogenies in the evolution of the Tandilia belt, Buenos Aires, as evidenced by zircon U-Pb

- SHRIMP geochronology. *International Geology Review* 44: 528-543. doi: 10.2747/0020-6814.44.6.528
- Hauthal, R. 1896. Contribución al estudio de la geología de la provincia de Buenos Aires. I. Las Sierras entre Cabo Corrientes e Hinojo. *Revista del Museo de La Plata*, 7: 477-489.
- Hauthal, R. 1901. Contribución al conocimiento de la geología de la provincia de Buenos Aires. I. Excursión a la Sierra de la Ventana. II. Apuntes geológicos de la Sierra de Olavarría. Universidad. Nacional de La Plata, Publicación 1. La Plata.
- Heusser, J.Ch., Claraz, G. 1863. Beitrage zur geognostischen und physikalischen Kenntniss der Provinz Buenos Aires. *Neue Denkschr. Allgem. Schweizges f.d. Gesammt. Naturw.*, 21. Zurich.
- Holmberg, E. 1972. Tandilia. En Leanza, A. (Ed.). *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 365-393. Córdoba.
- Horstwood, M. S., Košler, J., Gehrels, G., Jackson, S. E., McLean, N. M., Paton, C., Pearson, N. J., Sircombe, K., Sylvester, P., Vermeesch, P., Bowring, J.F., Condon, D.J., Schoene, B. 2016. Community-derived standards for LA-ICP-MS U-(Th-) Pb geochronology—Uncertainty propagation, age interpretation and data reporting. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 40(3): 311-332.
- Iacumin, M., Pinese, J.P.P., Echeveste, H., Ribot, A., Fernández, R., Piccirillo, E.M., Teixeira, W., Girardi, V.A.V. 1999. Precambrian dyke swarms from Sierras Septentrionales (Buenos Aires province, Argentina): Petrology, geochemistry, isotopes and their petrogenetic significance. 2° South American Symposium on Isotopic Geology (Carlos Paz), *Actas*: 223-226.
- Iacumin, M., Piccirillo, E., Girardi, V., Teixeira, W., Bellieni, G., Echeveste, H., Fernández, R., Pinese, J., 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.
- Introcaso, A. 2003. Significativa descompensación isostática en la Cuenca del Colorado (República Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58(3): 474-478.
- Iñiguez, A.M., Zalba, P. 1974. Nuevo nivel de arcilitas en la zona de Cerro Negro, partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires. *LEMIT Serie* 2(264): 95-100.
- Iñiguez, A.M., Zalba, P. 1993. Arcillas de las Sierras Septentrionales, provincia de Buenos Aires, su relación con la estratigrafía del Precámbrico superior y el Paleozoico inferior. 1° Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cámbrico de la cuenca del Plata. Tomo 2: Resumen Extendido, 45.
- Iñiguez, A.M., Del Valle, A., Poiré, D., Spalletti, L., Zalba, P. 1989. Cuenca Precámbrica-Paleozoica inferior de Tandilia, provincia de Buenos Aires. En Chebli, G., Spalletti, L. (Eds.). *Cuencas sedimentarias de la Argentina. Serie Correlación Geológica* N° 6: 245-263.

- Iñiguez Rodríguez, A.M. 1999. Cratón del Río de la Plata. 2. La cobertura sedimentaria de Tandilia. En Caminos, R. (Ed.). Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Anales 29(4): 101-106. Buenos Aires.
- Iñiguez Rodríguez, A.M., Andreis, R., Zalba, P. 1988. Eventos piroclásticos en la Formación Tunas (Pérmico), Sierras Australes, provincia de Buenos Aires, Argentina. 2º Jornadas Geológicas Bonaerenses (Bahía Blanca), Actas: 383-395.
- Iriondo, M., Kröhling, D. 1995. El Sistema Eólico Pampeano. Museo Provincial de Ciencias Naturales "Florentino Ameghino". Comunicaciones (Nueva Serie) 5 (1): 1-80. Santa Fe.
- Iriondo, M., Kröhling, D. 1996. Los sedimentos eólicos del noreste de la llanura pampeana (Cuaternario superior). XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Actas IV: 27-48.
- Jorgensen, L., Frisicale, M.C., Dimieri, L.V. 2008. Microestructuras de deformación en rocas granulíticas, cerro La Crespa, Tandilia. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63(2): 233-243. Buenos Aires.
- Juan, R., de Jager, J., Russell, J., Gebhard, J. 1996. Flanco norte de la Cuenca del Colorado. En Ramos, V.A., Turic, M.A. (Eds.). Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Relatorio 7: 117-133.
- Jutorán, A., Amos, A.J. 1958. Cantera de Cerro Negro S.A.C.I. y F. Olavarría, Provincia de Buenos Aires. Dirección Nacional de Geología y Minería, 14 pp. Buenos Aires. <http://repositorio.segemar.gov.ar/308849217/1489>
- Jutorán, A., Mastandrea, O. 1968. Cantera Cerro Negro. Olavarría, Provincia de Buenos Aires. Ministerio de Economía y Trabajo de la Nación. Secretaría de Estado de Industria y Minería. Subsecretaría de Minería y Combustibles. Instituto Nacional de Geología y Minería, 10 pp. Buenos Aires. <https://repositorio.segemar.gov.ar/handle/308849217/3096>
- Karhu, J.A., Holland, H.D. 1996. Carbon isotopes and rise of the atmospheric oxygen. *Geology* 2: 6-9.
- Kawashita, K., Varela, R., Cingolani, C.A., Soliani, E. Jr., Linares, E., Valencio, S.A., Ramos, A.V., Do Campo, M. 1999. Geochronology and chemostratigraphy of "La Tinta" Neoproterozoic sedimentary rocks, Buenos Aires Province, Argentina. En: Proceedings. 2nd South American Symposium on Isotope Geology, Actas: 403-407. Córdoba.
- Kilmurray, J.O. 1976. Superposición de movimiento en tres áreas metamorfoseadas de la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 31(1): 3-10. Buenos Aires.
- Kilmurray, J.O., Ribot, A.M. 1985. Las blastopsefitas del basamento cristalino de la Hoja Pablo Acosta, Azul, Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses (Tandil), Actas: 931-934.

- Kilmurray, J.O., Leguizamón, M., Ribot, A.M. 1985. Los diques de diabasa del NE de las sierras de Azul, provincia de Buenos Aires. Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses (Tandil), Actas: 863-865.
- Kostadinoff, J. 1995. Delimitación de estructuras, litologías y espesor de corteza terrestre en áreas continentales y marinas del sistema de Tandilia (Provincia de Buenos Aires). Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, Tesis Doctoral (inédito) Universidad Nacional de La Plata.
- Kostadinoff, J., Font de Affolter, G. 1982. Cuenca Interserrana Bonaerense, Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología (Buenos Aires), Actas 4: 105-121.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, volumen 68: 277-279.
- Krumbein, W.C. 1934. Size frequency distributions of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology* 4:66-77.
- Lajoinie, M.F., Etcheverry, R.O., Lanfranchini, M.E., Cábana, M.C. 2013 a. Caracterización geológica y geoquímica de los diques del área de San Miguel, sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. 2° Simposio sobre Petrología Ígnea y Metalogénesis Asociada (San Luis), Actas: 47-48.
- Lajoinie, M.F., Lanfranchini, M.E., Etcheverry, R.O., Recio, C. 2013 b. Zonación mineral vinculada a procesos geoquímicos en el skarn San Miguel, sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70(3): 390-400. Buenos Aires.
- Lajoinie, M.F., Etcheverry, R.O., Lanfranchini, M.E., Cábana, M.C. 2014 a. Geología, geoquímica y génesis de diques proterozoicos del área de San Miguel, sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71(3): 404-415. Buenos Aires.
- Lajoinie, M.F., Lanfranchini, M.E., Etcheverry, R.O., Recio, C. 2014 b. Primeros registros del “evento Lomagundi-Jatuli” en mármoles paleoproterozoicos del basamento de las sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires, cratón del Río de la Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71(4): 585-597. Buenos Aires.
- Lajoinie, M.F., Canofoglia, M.E., Lanfranchini, M.E., Etcheverry, R.O. 2016. Primera mención y caracterización de microclino negro en vetas pegmatíticas del basamento de las sierras septentrionales de la provincia de Buenos Aires. *Acta Geológica Lilloana* 28(1): 161-166.
- Lajoinie, M.F., Lanfranchini, M.E., Etcheverry, R.O., Benítez, M.E., De La Cal, H.G. 2017. Estudios geoquímicos de tierras raras e itrio en rocas de la Formación El Cortijo, sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. XX Congreso Geológico Argentino (San Miguel de Tucumán), Sección Técnica 5, Petrología de Rocas Metamórficas: 33-35.

- Lajoinie, M.F., Coriale, N.G., Lanfranchini, M.E., Caballé, M.C., Cingolani, C.A., Benítez, M.E., Salvioli, M.A., Ballivián Justiniano, C.A., Blanco, G., Uriz, N.J. 2019 a. Faja milonítica El Cortijo: puesta en valor de su patrimonio geominero y propuesta de un nuevo sitio de interés geológico en Tandil, Buenos Aires. V Simposio Latinoamericano y del Caribe sobre Geoparques (Uruguay), Actas: 49-50.
- Lajoinie, M.F., De La Cal, H.G., Etcheverry, R.O., Salvioli, M.A., Benítez, M.E., Lanfranchini, M.E. 2019 b. Formación El Cortijo: Una secuencia tipo OPS (Ocean Plate Stratigraphy) en el basamento paleoproterozoico del sistema de Tandilia. 13° Congreso de Mineralogía, Petrología Ígnea y Metamórfica, y Metalogenia (Córdoba), <https://www.researchgate.net/publication/333281633>
- Lajoinie, M.F., Lanfranchini, M.E., Recio, C., Sial, A.N., Cingolani, C.A., Ballivián Justiniano C.A., Etcheverry, R.O. 2019 c. The Lomagundi-Jatuli carbon isotopic event recorded in the marble of the Tandilia System basement, Río de la Plata Craton, Argentina. *Precambrian Research* 326: 447-461.
- Leanza, H., Hugo, C. 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. Buenos Aires.
- Lema, H., Cucchi, R. 1981. Hallazgo de metavulcanitas en el cerro Tandileufú, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36(1): 103-104. Buenos Aires.
- Lema, H., Cucchi, R. 1985. Geología de la sierra Alta de Vela. *Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses (Tandil)*, Actas: 867-879.
- LEMIT 1975. Mapa geológico de la provincia de Buenos Aires. Programa para la planificación del uso de los recursos naturales. Laboratorio de Entrenamiento Multidisciplinario para la Investigación Tecnológica (LEMIT) 53 pp. La Plata.
- Lesta, P., Sylwan, C. 2005. Cuenca de Claromecó. En Chebli, G.A., Cortiñas, J.S., Spalletti, L.A., Legarreta, L., Vallejo, E.L. (Eds.). *Frontera Exploratoria de la Argentina. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata)*, 10: 217-231.
- Leveratto, M.A., Marchese, H.G. 1983. Geología y estratigrafía de la Formación La Tinta (y homólogas) 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. Buenos Aires.
- Linares, E., Llambías, E.J., Latorre, C.O. 1980. Geología de la provincia de La Pampa y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35(1): 87-146. Buenos Aires.
- Llambías, E.J., Prozzi, C.R. 1975. Ventania. VI Congreso Geológico Argentino (Buenos Aires), *Relatorio B*: 79-102.

- López Gamundí, O.R. 1996. Modas detríticas del Grupo Pillahuincó (Carbonífero tardío-Pérmico), Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires: su significado geotectónico. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 3(1): 1-10.
- López Gamundí, O.R., Rossello, E.A. 1998. Basin fill evolution and paleotectonic patterns along the Samfrau geosyncline: The Sauce Grande Basin. Ventana foldbelt (Argentina) and Karoo Basin-Cape foldbelt (South Africa) revisited. *Geologische Rundschau* 86: 819-834. Stuttgart.
- López Gamundí, O.R., Espejo, I.S., Conaghan, P.J., Powell, C.McA. 1994. Southern South America. En Veevers, J.J., Powell, C.McA. (Eds.). *Permian-Triassic Pangean Basins and foldbelts along the Panthalassan margin of Gondwanaland*. Geological Society of America, *Memoir* 184: 281-329. Boulder.
- López Gamundí, O.R., Conaghan, P.J., Rossello, E.A., Cobbold, P.R. 1995. The Tunas Formation in the Sierras Australes Fold Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 8: 129-142.
- López Gamundí, O.R., Fildani, A., Weislogel, A., Rossello, E.A. 2013. The age of the Tunas Formation in the Sauce Grande Basin-Ventana foldbelt (Argentina): implications for the Permian evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, 45: 250-258.
- McManus, J. 1988. Grain Size Determination and Interpretation. En Tucker, M. (Ed.). *Techniques in Sedimentology*, Blackwell Scientific Publications, 63-85.
- Malagnino, E.C. 1989. Paleoformas de origen eólico y sus relaciones con los modelos de inundación de la provincia de Buenos Aires. IV Simposio Latinoamericano de percepción remota y IX Reunión plenaria SELPER (Bariloche), *Actas* 2: 611-620.
- Manassero, M. 1986. Estratigrafía y estructura en el sector oriental de la localidad de Barker, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41(3-4): 375-384. Buenos Aires.
- Manassero, M., Zalba, P.E., Morosi, M. 2007. Paleogeografía y paleoambientes de la Formación Villa Mónica (Precámbrico) Sierra La Juanita, Tandilia. VI Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses (Mar del Plata), *Actas*, 47.
- Manassero, M., Zalba, P.E., Morosi, M. 2012. Neoproterozoic peritidal facies of the Villa Mónica Formation, sierra La Juanita, Tandilia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 69(1): 28-42. Buenos Aires.
- Marchese, H.G., Di Paola, E. 1975. Reinterpretación estratigráfica de la Perforación de Punta Mogotes I, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30(1): 44-52. Buenos Aires.
- Marone, B., Lajoinie, M.F., Lanfranchini, M.E. 2022. Caracterización petrográfica de xenolitos de metabasitas del basamento paleoproterozoico del sistema de Tandilia, área de Barker,

- provincia de Buenos Aires. XXI Congreso Geológico Argentino (Puerto Madryn), Sesión Técnica V-Petrología de rocas metamórficas, Actas: 245-246.
- Martínez, G.A. 1998. Identificación de paisajes relictuales del Pleistoceno tardío-Holoceno con imágenes ópticas y de radar en el sudeste de la provincia de Buenos Aires. V Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses (Mar del Plata), Actas Vol 1: 103-109.
- Martínez, J.C., Dristas, J.A., Van den Kerkhof, A.M., Wemmer, K., Massonne, H.J., Theye, T., Frisicale, M.C. 2013. Late-Neoproterozoic hydrothermal fluid activity in the Tandilia belt, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70(3): 410-426. Buenos Aires.
- Martínez, J.C., Massonne, H.J., Dristas, J.A., Frisicale, M.C. 2015. Genesis of dioctahedral K- and Na-bearing micas at the strongly altered late proterozoic unconformity of the Tandilia belt, central-eastern Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72(3): 385-403. Buenos Aires.
- Martínez, J.C., Massonne, H.J., Dristas, J.A., Theye, T., Graff, A.A. 2016. Paleoproterozoic migmatitic gneisses from the Tandilia belt (Argentina), Río de la Plata craton, record cooling at deep crustal levels. *Journal of South American Earth Sciences* 67: 201-220.
- Martínez, J.C., Massonne, H.J., Frisicale, M.C., Dristas, J.A. 2017. Trans-Amazonian U-Th-Pb monazite ages and P-T-d exhumation paths of garnet-bearing leucogranite and migmatitic country rock of the southeastern Tandilia belt, Río de la Plata cratón in Argentina. *Lithos* 274-275: 328-348.
- Martínez, J.C., Angeletti, M., Bianchi, F.D., Massonne, H.J., Frisicale, M.C., Dristas, J.A. 2022. Geochronological new constraints on the paleoproterozoic orogenic evolution of the Tandilia belt by U-Th-Pb monazite ages. XXI Congreso Geológico Argentino (Puerto Madryn), Simposio X-Geocronología y Termocronología, Actas: 1355-1356.
- Massabie, A. 1992. Cinemática transcurrente del fallamiento NO en las Sierras Bayas, Provincia de Buenos Aires. 8º Reunión de Microtectónica, Actas: 10 -14.
- Massabie, A., Amos, A. 1992. Tectodiapirismo arcilítico en las Sierras Bayas de Buenos Aires. Estructuras menores asociadas y condiciones controlantes. 8º Reunión de Microtectónica, Actas: 33 -37.
- Massabie, A., Nestiero, O. 2002. El sinclinal del cerro Matilde y su relación con el plegamiento mesoscópico de las cuarcitas superiores. Implicancias tectónicas. Sierras Bayas, Buenos Aires, Argentina. XV Congreso Geológico Argentino (El Calafate), Actas CD-ROM, 6 pp.
- Massabie, A., Nestiero, O. 2005. La estructura del Grupo Sierras Bayas en el sector norte de las sierras homónimas, noroeste de las Sierras Septentrionales de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(1):135-146.
- Massabie, A., Amos, A., Iturriza, R. 1992. Diapirismo arcilítico tectoinducido, Sierras Bayas, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47(4): 389-398.

- Mon, L.F., Etcheverry, R.O., Lajoinie, M.F., Lanfranchini, M.E. 2022. Estudio mineralógico y genético de depósitos de arcilla en el área de Estación López, provincia de Buenos Aires. XXI Congreso Geológico Argentino (Puerto Madryn), Sección Técnica IX-Geología de los recursos minerales, rocas de aplicación y agrominerales, Actas: 469-470.
- Monteverde, A. 1937. Nuevo yacimiento de material pétreo en González Chavez. *Revista Minera, Geología y Mineralogía, Sociedad Argentina de Minería y Geología*. Año 8 (4): 116-123. Buenos Aires.
- Nágera, J.J. 1919. La Sierra Baya. Estudio Geológico y Económico. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación. Sección Geología, Mineralogía y Minería, Boletín 14(1): 1-60. Buenos Aires.
- Nágera, J.J. 1932. Primera Carta Geológica General de Tandilia. Escala 1: 500.000. Buenos Aires.
- Nágera, J.J. 1940. Tandilia. En *Historia Física de la provincia de Buenos Aires*. Tomo 1: 1-272.
- Nigro, J., Delgado, M.L., Tessone, M., Fernández, R., Etcheverry, R., Carlini, M. 2013. Correlación mineralógica y geoquímica de la Formación Las Águilas entre Sierra de la Juanita y Cuchilla de Las Águilas, Barker, Buenos Aires. Asociación Argentina de Geólogos Economistas, X Congreso Argentino de Geología Económica (San Juan), Actas: 119-126.
- Otero, G., Pazos, P.J. 2023. Estratigrafía de la Formación Balcarce en sierra de la Vigilancia, provincia de Buenos Aires. XVIII Reunión Argentina de Sedimentología y IX Congreso Latinoamericano de Sedimentología (La Plata), Actas, 148.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Freí, R., Layer, P. 2009. Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Feliciano Belt (Uruguay). *Journal of the Geological Society of London* 166: 1075-1084.
- Pángaro, F., Ramos, V.A., Pazos, P.J. 2015. The Hesperides basin: a continental-scale upper Palaeozoic to Triassic basin in southern Gondwana. *Basin Research*: 1-27.
- Pankhurst, R.J., Ramos, V.A., 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.
- Pazos, P.J., Rapalini, A. 2011. Chapter 54. The controversial stratigraphy of the glacial deposits in the Tandilia System, Argentina. En Arnaud, E., Halverson, G. P., Shields-Zhou, G. (Eds.). *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*. Geological Society, London, Memoirs, 36: 565-569. DOI: 10.1144/M36.54
- Pazos, P.J., Gutiérrez, C., Fernández, D., Soldati, D., Comerio, M. 2017. The Balcarce Formation: Stratigraphy and ichnology in a gondwanian Framework. XX Congreso Geológico Argentino (San Miguel de Tucumán), Sesión Técnica 1-Estratigrafía, Actas: 98-101.
- Penzo, V., Gómez Peral, L.E., Arrouy, M.J., Ferreyra, C., Cavarozzi, C., Poiré, D.G. 2023. Revealing contrasting changes in the provenance of the neoproterozoic sedimentary cover

- of the Río de la Plata Craton, Argentina. XVIII Reunión Argentina de Sedimentología y IX Congreso Latinoamericano de Sedimentología (La Plata), Actas, 177.
- Pereyra, F.X., Benitez, A.A. 2024. Olavarría 3760-I. Carta geomorfológica de la República Argentina. 1 mapa. Buenos Aires, Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales. <https://repositorio.segemar.gov.ar/handle/308849217/4631>
- Perfiles de Perforaciones. Período 1936-1945, 1970. Ministerio de Economía y Trabajo. Secretaría de Estado de Minería. Dirección Nacional de Geología y Minería Publicación N°153. 525 pp. Buenos Aires.
- Pinese, J.P.P., Teixeira, W., Girardi, V.A.V., Echeveste, H., Ribot, A., Fernández, R., Iacumin, M., Piccirillo E.M., Renne, P.R. 1999. Geochemistry and geochronology of calcalkaline and tholeiitic dyke swarms from the Tandilia System, Argentina. 2° South American Symposium on Isotopic Geology (Carlos Paz), Actas: 261-263.
- Poiré, D.G. 1987. Mineralogía y sedimentología de la Formación Sierras Bayas en el núcleo septentrional de las sierras homónimas, Olavarría, provincial de Buenos Aires. Tesis Museo de La Plata, inédita.
- Poiré, D.G. 1993. Estratigrafía del Precámbrico sedimentario de Olavarría, Sierras Bayas, provincia de Buenos Aires, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 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 (Mar del Plata), Actas 1: 9-18.
- Poiré, D.G., del Valle, A. 1996. Trazas fósiles en barras submareales de la Formación Balcarce (Ordovícico), Cabo Corrientes, Mar del Plata, Argentina. Revista de la Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 4: 89-102.
- Poiré, D.G., Gaucher, C. 2007. Lithostratigraphy and correlations of two Neoproterozoic basins from the Río de la Plata Craton, SW Gondwana. En: Proceedings. 3rd Symposium on Neoproterozoic-Early Palaeozoic Events in Southwestern Gondwana, Programme and Short Papers, Stellenbosch.
- Poiré, D.G., Gaucher, C. 2009. Lithostratigraphy. Neoproterozoic-Cambrian evolution of the Río de la Plata Palaeocontinent. En Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H.E. (Eds.). Neoproterozoic-Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: a focus on southwestern Gondwana. Developments in Precambrian Geology 16, Elsevier: 87-101.
- Poiré, D.G., Spalletti, L.A. 2005. La cubierta sedimentaria precámbrica-paleozoica inferior del Sistema de Tandilia. En de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F., Llambías, E. (Eds.). Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires. XVI Congreso Geológico Argentino (La Plata), Relatorio (4): 51-68.

- Poiré, D.G., del Valle, A., Regalía, G. 1984. Trazas fósiles en cuarcitas de la Formación Sierras Bayas y su comparación con las de la Formación Balcarce (Cambro-Ordovícico) Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. IX Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche), Actas 5: 249-266.
- Poiré, D.G., Spalletti, L.A., 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.
- Poiré, D.G., Gómez Peral, L., Bertolino, S., Canalicchio, J.M. 2005. Los niveles con pirofilita de la Formación Villa Mónica, Precámbrico de Olavarría, Sistema de Tandilia, Argentina. XVI Congreso Geológico Argentino (La Plata), Actas 2: 863-866.
- Poiré, D.G., Gaucher, C., Germs, G. 2007. La superficie "Barker" y su importancia regional, Neoproterozoico del Cratón del Río de la Plata. 6° Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses (Mar del Plata), Actas: 36.
- Poiré, D.G., Canessa, N.D., Scillato Yané, G.J., Carlini, A.A., Canalicchio, J.M., Tonni, E.P. 2012. La formación El Polvorín: Mio-Plioceno de Olavarría, Sistema de Tandilia, Argentina. Actas XVI Congreso Geológico Argentino (La Plata), Actas 1:315-322.
- Porada, H. 1979. The Damara-Ribeira orogen of the Pan-African-Brasiliano cycle in Namibia (SW Africa) and Brazil as interpreted in terms of continental collision. *Tectonophysics* 57: 237-265.
- Porada, H. 1989. Pan-African rifting and orogenesis in southern equatorial Africa and eastern Brazil. *Precambrian Research* 44: 103-136.
- Porada, H., Bourgouri, E. 2008. Neoproterozoic trace fossils vs. microbial mat structures: examples from the Tandilia Belt of Argentina. *Gondwana Research* 13: 480-487. doi:10.1016/j.gr.2007.05.007
- Pöthe de Baldis, E.D., Baldis, B., 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. Buenos Aires.
- Prado, J.L., Cerdeño, E., Roig-Juñent, S. 1998. The giant rodent *Chapalmatherium* from the Pliocene of Argentina: New remains and taxonomic remarks on the family Hydrochoeridae. *Journal of Vertebrate Paleontology* 18(4): 788-798.
- Prosser, S. 1993. Rift-Related Linked Depositional Systems and Their Seismic Expression. *Geological Society Special Publication* 71: 35-66.
- Quartino, B., 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 de la Asociación Geológica Argentina*, 22(3): 223-251. Buenos Aires.

- Quattrocchio, M.E., Kostadinoff, J., Martínez, G.A., Prieto, A.R. 1994. Evidencias de neotectónica en el río Sauce Chico, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49(3-4): 297-305.
- Rabassa, 1973. Geología superficial en la Hoja “sierras de Tandil”, provincia de Buenos Aires. *Anales LEMIT, Serie II* (240): 117-150. La Plata.
- Rabassa, J, Zárate, M. 2014. Las paleosuperficies gondwánicas de las sierras de Tandil (provincia de Buenos Aires, Argentina) y el origen de la piedra movediza (*Rocking stone*). XIX Congreso Geológico Argentino (Córdoba), Actas CD: Geología del Cuaternario, geomorfología y cambio climático S13-37.
- Raggio, F., Gerster, R., Welsink, H., 2012. Cuencas del Salado y Punta del Este. *Petrotecnia* 53 (6): 80-90.
- Ramos, V.A. 1984. Patagonia: un continente paleozoico a la deriva? IX Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche), Actas 2: 311-325. Buenos Aires.
- Ramos, V.A., 1988. Tectonics of the Late Proterozoic - Early Paleozoic: a collisional history of Southern South America. *Episodes* 11(3): 168-174.
- Ramos, V.A. 1996. Evolución tectónica de la plataforma continental. En Ramos, V., Turic, M. (Eds.). *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Relatorio 21: 385-404.
- Ramos, V.A. 1999 a. Las provincias geológicas del territorio argentino. En Caminos, R. (Ed.). *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. *Anales* 29(3): 41-96. Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1999 b. Rasgos estructurales del territorio argentino. En Caminos, R. (Ed.). *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. *Anales* 29(24): 715-784. Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 2008. Patagonia: A Paleozoic continent adrift? *Journal of South American Earth Sciences* 26: 235-251.
- Ramos, V.A., Kostadinoff, J. 2005. La Cuenca de Claromecó. En de Barrio, R., Etcheverry, R.O. y Caballé, M.F. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Buenos Aires*. XVI Congreso Geológico Argentino, Relatorio (32): 473-480, La Plata.
- Ramos, V.A., Leguizamón, A., Kay, S.M., Teruggi, M. 1990. Evolución tectónica de las Sierras de Tandil (provincia de Buenos Aires). XI Congreso Geológico Argentino (San Juan), Actas 2: 311-314.
- Ramos, V.A., Chemale, F., Naipauer, M., Pazos, P. 2014. A provenance study of the Paleozoic Ventania System (Argentina): Transient complex sources from Western and Eastern Gondwana. *Gondwana Research* 26(2): 719-740.

- Rapalini, A.E. 2003. New Late Proterozoic paleomagnetic data from the Rio de la Plata craton: implications for Pannotia and Gondwana. Simposio 5: Evolución del margen pacífico de Gondwana. 10° Congreso Geológico Chileno (Concepción), Actas CD, 7 pp.
- Rapalini, A.E. 2006. New Late Proterozoic paleomagnetic pole from the Rio de la Plata Craton: Implications for Gondwana. *Precambrian Research* 147(3): 223-233.
- Rapalini, A.E., Poiré, D.G., Trindade, R., Ficharte, D. 2008. Geochronologic and geodynamic implications of palaeomagnetic results from the Sierras Bayas Group, Río de la Plata Craton (Argentina). VI South American Symposium on Isotope Geology. Short Paper: 1-3. San Carlos de Bariloche.
- Rapalini, A., Trindade, R.I., Poiré, D.G. 2013. The La Tinta pole revisited: Paleomagnetism of the Neoproterozoic Sierras Bayas Group (Argentina) and its implications for Gondwana and Rodinia. *Precambrian Research* 224: 51-70.
- Rapela, C.W., Dalla Salda, L., Cingolani, C.A. 1974. Un intrusivo básico ordovícico en la Formación La Tinta (sierra de los Barrientos), provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29(3): 319-331. Buenos Aires.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Fanning, C.M., Baldo, E.G., González-Casado, J.M., Galindo, C., Dahlquist, J. 2007. The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth Science Reviews* 83: 49-82.
- Rapela, C.W., Fanning, C.M., Casquet, C., Pankhurst, R.J., Spalletti, L., Poiré, D., Baldo, E.G. 2011. The Rio de la Plata craton and the adjoining Pan-African/brasiliano terranes: Their origins and incorporation into south-west Gondwana. *Gondwana Research* 20 (4): 673-690.
- Ribot, A. 2000. Azul Shear Zone (ASZ), an example of Precambrian stress metamorphism in Tandilia, Argentina. 31° International Geological Congress, CD Rom Abstracts. Río de Janeiro.
- Rimoldi, H., Suriano, J.M. 1999. Mapa Geológico y Minero de la provincia de Buenos Aires, República Argentina, E: 1:750.000. Secretaría de Industria, Comercio y Minería, Servicio Geológico Minero Argentino. Buenos Aires.
- Rolleri, E.O. 1975. Provincias Geológicas Bonaerenses. 6° Congreso Geológico Argentino (Bahía Blanca), Relatorio: 29-53.
- Ronconi, N., Etcheveste, H., Marchionni, D.S. 1991. Nuevas variedades de rocas ornamentales de la provincia de Buenos Aires. I Parte. En López H.L., Tonni, E.P. (Eds.). Situación ambiental de la provincia de Buenos Aires. A. Recursos y rasgos naturales en la evaluación ambiental. Año 1 (9): 1-28. Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires.
- Ronconi, N., Marchionni, D.S., Etcheveste, H. 1994. Nuevas variedades de rocas ornamentales de la provincia de Buenos Aires. II Parte. En López H.L., Tonni, E.P. (Eds.). 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.
- Rossello, E. 2016. La fracturación del borde oriental de las Sierras Australes de Buenos Aires y su potencial como reservorio de fluidos en la adyacente Cuenca Claromecó. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 73(4): 493-512. Buenos Aires.
- Rossello, E., López, S. 2020. Transtensive origin of the Encadenadas-Vallimanca corridor (Buenos Aires, Argentina): a revision and a new proposal from satellite images. *Geociências* 39 (4): 965-976.
- Rossello, E., Massabie, A., López Gamundí, O., Cobbold, P., Gapais, D. 1997. Late Paleozoic transpression in Buenos Aires and Northeast Patagonia ranges, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 10(5-6): 389-402.
- Schalamuk, I., Etcheverry, R., Garrido, R., Fernández, R. 1992 a. Consideraciones geológicas y tecnológicas de los depósitos de arcillas de los partidos de Azul y Lobería, provincia de Buenos Aires. En López H.L., Tonni, E.P. (Eds.). *Situación ambiental de la provincia de Buenos Aires. A. Recursos y rasgos naturales en la evaluación ambiental. Comisión de Investigaciones Científicas, Año II (13): 1-21.*
- Schalamuk, I., Etcheverry, R., Garrido, L. y Fernández, R. 1992 b. Geología y características tecnológicas de los depósitos de arcilla de los partidos de Azul y Lobería, provincia de Buenos Aires. IV Congreso Nacional y I Congreso Latinoamericano de Geología Económica (Córdoba), Actas: 477-488.
- Schauer, O.C., Venier, J. 1967. Observaciones geológicas en la zona de Barker, Sierras de La Tinta, provincia de Buenos Aires. *Notas Comisión Investigaciones Científicas Provincia de Buenos Aires* 5(6): 1-14.
- Schencman, L.J. 2025. Informe de estudios petrográficos. Proyectos Hojas Geológicas 3760-I, II, III y IV Olavarría, Azul, Coronel Pringles, Tandil. Servicio Geológico Minero Argentino. Informe inédito, 9 pp.
- Schiller, W. 1930 a. Complicaciones tectónicas (cobijaduras) en las sierras del Tandil (provincia de Buenos Aires). *Revista del Museo de La Plata*, 32: 299-306
- Schiller, W. 1930 b. Investigaciones geológicas en las montañas del sudoeste de la Provincia de Buenos Aires. *Anales del Museo de La Plata*, S. 2, 4(1): 9-96.
- Schiller, W. 1938. Cobijaduras tectónicas en el paleozoico de las sierras de La Tinta (Provincia de Buenos Aires). *Notas del Museo de La Plata*, 3 (Geología, 5): 35-46.
- Seilacher, A., Cingolani, C.A., Varela, R. 2002. Ichnostratigraphic correlation of Early Paleozoic sandstones in North Africa and Central Argentina. En Salem, M., Oun, K. (Eds.): *Geology of Northwest Libya*, Earth Science Society of Libya, vol 1: 275-292.
- Sellés Martínez, J. 1987. La lineación Utracán-Vallimanca, provincias de La Pampa y Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42(1-2): 213-217. Buenos Aires.

- Sinito, A.M. 1984. Paleomagnetismo de rocas sedimentarias de la provincia de Buenos Aires asignadas al Precámbrico tardío y Paleozoico temprano. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39(1-2): 144-152. Buenos Aires.
- Soldati, D. 2019. Arquitectura depositacional de facies dominadas por mareas en la Formación Balcarce (Paleozoico Inferior), Provincia de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. Trabajo Final de Licenciatura, 89 pp. https://hdl.handle.net/20.500.12110/seminario_nGEO001125_Soldati
- Spalletti, L., 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. Buenos Aires.
- Subsecretaría de Minería de la Provincia de Buenos Aires, 2024. Informe de la Producción Transportada de Minerales (PTM) en la Provincia de Buenos Aires.
- Suero, T. 1957. Geología de la Sierra de Pillahuincó (Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires). Laboratorio de Entrenamiento multidisciplinario para la investigación Tecnológica. Serie 2(74): 1-36. La Plata.
- Suero, T. 1972. Compilación geológica de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. En Ulibarrena, J. (Ed.). LEMIT-MOP 3: 135-147. La Plata.
- Tankard, A.J., Uliana, M.A., Welsik, H.J., Ramos, V.A., Turic, M., França, A.B., Milani, E.J., Brito Neves, B.B., Eyles, N., Skarmeta, J., Santa Ana, H. Wiens, F., Cirbián, M., López-Paulse, O., Germs, G.J.B., Dewit, M.J., Machacha, T., Millar, R.M.G. 1995. Structural and tectonic controls of basin evolution in Southwestern Gondwana during the Phanerozoic. En Tankard, A. J., Suárez Soruco, R., Welsink, H.J. (Eds.). *Petroleum basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists. Memoir 62: 5-52. Tulsa.
- Tapia, A. 1935. Causas geológicas y consecuencias políticas de los cambios del cauce del Pilcomayo en Formosa. *GAEA, Anales Sociedad Argentina Estratigrafía y Geografía*, Tomo IV (2): 1-254. Buenos Aires.
- Tapia, A. 1937. Las cavernas de Ojo de Agua y Las Hachas. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín N° 43. 156 pp. Buenos Aires.
- Tavella, G.F., Wright, C.G. 1996. Cuenca del Salado. En Ramos, V.A., Turic, M.A. (Eds.). *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina (Buenos Aires)*, Relatorio 6: 95-116.
- Tchilinguirian, P., Tello, N., Cavallaro, S., Fratalocchi, C. 2004. Carta de Línea de Base Ambiental 3760-IV, Tandil, provincia de Buenos Aires. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 341, 115 pp. Buenos Aires.
- Tedesco, A.M. 2024. Proyecto: Hojas Geológicas 3760-I, II, III y IV, Olavarría, Azul, Coronel Pringles y Tandil. Informe de resultados de estudios granulométricos. Servicio Geológico Minero Argentino. Informe inédito, 138 pp.

- Teixera, W., Pinese, J., Iacumin, M., Girardi, V., Piccirillo, E., Echeveste, H., Ribot, A., Fernández, R., Renne, P.R., Heaman, L.M. 2001. Geochronology of calc-alkaline and tholeiitic dyke swarms of Tandilia, Río de la Plata craton, and their role in the Paleoproterozoic tectonics. En Proceedings of 3° South American symposium of isotope geology (Pucón, Chile), Extended abstract: 257-260. CD-ROM.
- Teixera, W., Pinese, J., Iacumin, M., Girardi, V., Piccirillo, E., Echeveste, H., Ribot, A., Fernández, R., Renne, P.R., Heaman, L.M. 2002. Calc-Alkaline and Tholeiitic Dyke Swarms of Tandilia, Río de la Plata craton, Argentina: U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data provide new clues for intraplate rifting shortly after the Trans-Amazonian orogeny. *Precambrian Research* 119(1-4): 329-353. doi: 10.1016/S0301-9268(02)00128-6
- Teixeira, W., D'Agrella-Filho, M.S., Hamilton, M.A., Ernst, R.E., Girardi, V.A.V., Mazzucchelli, M., Bettencourt, J.S. 2013. U-Pb (ID-TIMS) baddeleyite ages and paleomagnetism of 1.79 and 1.59 Ga tholeiitic dyke swarms, and position of the Rio de la Plata Craton within the Columbia supercontinent. *Lithos* 174: 157-174.
- Terraza, J., Deguillén, A. 1973. Nuevos afloramientos paleozoicos de la Provincia de Buenos Aires. Universidad Nacional del Sur. Inédito. Bahía Blanca.
- Teruggi, M. 1957. The nature and origin of Argentine loess. *Journal of Sedimentary Petrology* 27: 322-332.
- Teruggi, M. 1964. Paleocorrientes y paleogeografía de las ortocuarcitas de la Serie de La Tinta (provincia de Buenos Aires). *Anales de la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires* 5: 1-27.
- Teruggi, M., Kilmurray, J. 1975. Tandilia. VI Congreso Geológico Argentino (Bahía Blanca), Relatorio: 55-78.
- Teruggi, M., Kilmurray, J. 1980. Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. 2° Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. Volumen 2: 967-984. Córdoba.
- Teruggi, M., Mauriño, V.E., Limousine, T., Schauer, O. 1958. Geología de las sierras de Tandil. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 13(3): 185-204. Buenos Aires.
- Teruggi, M., Mauriño, V.E., Limousine, T. 1962. Geología de la porción oriental de las Sierras de Tandil. *Anales Primeras Jornadas Geológicas Argentinas (San Juan)*, Actas 2: 359-372.
- Teruggi, M., Kilmurray, J., Dalla Salda, L. 1973 a. Los dominios tectónicos de la región de Tandil. *Anales Sociedad Científica Argentina* 295(1-2): 81-94.
- Teruggi, M., Spalletti, L.A., Dalla Salda, L.H. 1973 b. Paleosuelos en la Sierra Bachicha, Partido de Balcarce. *Revista del Museo de La Plata, Sección Geología*, 8: 227-256.
- Teruggi, M., Kilmurray, J., Dalla Salda, L. 1974 a. Los dominios tectónicos de la región de Balcarce. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29(3): 265-276. Buenos Aires.

- Teruggi, M., Kilmurray, J., Rapela, C., Dalla Salda, L. 1974 b. Diques básicos en las Sierras de Tandil. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29(1): 41-60. Buenos Aires.
- Teruggi, M., Leguizamón, M., Ramos, V. 1988. Metamorfitas de bajo grado con afinidades oceánicas en el basamento de Tandil: su implicancia geotectónica, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43(3): 366-374. Buenos Aires.
- Tomezzoli, R.N. 1999. La Formación Tunas en las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Relaciones entre sedimentación y deformación a través de su estudio paleomagnético. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54(3): 220-228.
- Torresi, A., Zavala, C., Arcuri, M.C. 2022. Inyectitas clásticas en testigos corona de la Formación Tunas (cuenca de Claromecó, provincia de Buenos Aires). XXI Congreso Geológico Argentino (Puerto Madryn), Sesión Técnica VII-Sedimentología y petrografía de rocas sedimentarias, Actas: 364-365.
- Torresi, A., Zavala, C., Otharán, G. 2023. Análisis sedimentológico de los depósitos de prodelta de la Formación Tunas, Cuenca de Claromecó. Pozos PANG0003 y PANG0001. XVIII Reunión Argentina de Sedimentología y IX Congreso Latinoamericano de Sedimentología (La Plata), Actas, 112.
- Tricart, J.L. 1968. Geomorfología de la Pampa Deprimida como base para los estudios edafológicos y agronómicos. Plan Mapa de Suelos de la Región Pampeana. INTA, 157 pp. Buenos Aires.
- Tricart, J.L. 1973. Geomorfología de la Pampa Deprimida como base para los estudios edafológicos y agronómicos. INTA Colección Científica 12. Buenos Aires.
- Valencio, D.A., Sinito, A.M., Vilas, J.F. 1980 a. Paleomagnetism of upper Precambrian rocks of the La Tinta Formation, Argentina. *Geophysical Journal Research, Astrophysical Society* 62: 563-575.
- Valencio, D.A., Vilas, J.F., Sinito, A.M. 1980 b. Paleomagnetismo y edades radiométricas de algunas formaciones neoprecámbricas y eopaleozoicas de la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35(3): 421-433. Buenos Aires.
- Valencio, S.A., Panarello, H.O., Linares, E. 1985. Composición isotópica del carbono y oxígeno de rocas carbonáticas de las sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. Evidencias de cambios postdeposicionales. Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses (Tandil), Actas: 51-67.
- Valvano, J.A. 1954. Información sobre los depósitos ferríferos de Barker, partido de Juárez, provincia de Buenos Aires, relacionada con su futura exploración. Ministerio de Industria y Comercio de la Nación. Informe inédito, 11 pp.
- Van den Boorn, S.H.J.M., Van Bergen, M.J., Nijman, W., Vroon, P.Z. 2007. Dual role of seawater and hidrothermal fluids in Early Archaean chert formation: evidence from silicon isotopes. *Geology* 35: 939-942.

- Van Staden, A., Zimmermann, U., Gutzmer, J., Chemale Jr., F., Germs, G.J.B. 2009. Age of a Hirnantian glacial diamictite in eastern Argentina and consequences for the correlation with Lower Palaeozoic rocks in South Africa. Annual Meeting of the Norwegian Geological Society Vinterkonferansen, Bergen, 13-15.
- Van Staden, A., Zimmermann, U., Chemale Jr., F., Germs, G. 2010. Correlation of Ordovician diamictites from Argentina and South Africa using detrital zircon dating. *Journal of the Geological Society, London*, 167, 217-220.
- Varela, R., Dalla Salda, L., Cingolani, C. 1985. La edad Rb-Sr del Granito de Vela, Tandil. *Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses (Tandil)*, Actas: 881-890.
- Varela, R., Cingolani, C., Dalla Salda, L. 1988. Geocronología Rb-Sr en granitoides del basamento de Tandil, provincia de Buenos Aires. *Segundas Jornadas Geológicas Bonaerenses (Bahía Blanca)*, Actas: 291-305.
- Vargas, D.E., Johannis, P.E., Ferpozzi, F., Ramé, G., Álvarez, D., Peroni, J.I. 2013. Bloque Buenos Aires. Levantamiento Aeromagnético Analógico: Digitalización, Reprocesamiento y Edición. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Serie Contribuciones Técnicas – Geofísica Banco de Datos 32, 10 pp. Buenos Aires. <http://repositorio.segemar.gov.ar/308849217/2677>
- Verzi, D.H., Montalvo, C.I. 2008. The oldest South American Cricetidae (Rodentia) and Mustelidae (Carnivora): Late Miocene faunal turnover in central Argentina and the Great American Biotic Interchange. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 267:284-291.
- Villar Fabre, J. 1948. Informe preliminar Hoja 32 p, Sierras del Azul, provincia de Buenos Aires. Dirección Nacional de Minería, Servicio Geológico, Informe inédito, 6 pp. Buenos Aires.
- Villar Fabre, J. 1954. Resumen Geológico de la Hoja 32 q, Sierras de Tandil. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 9(2): 109-130. Buenos Aires.
- Villar Fabre, J. 1955. Resumen Geológico de la Hoja 32 p, Sierras del Azul, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 10(2): 75-99. Buenos Aires.
- Villar Fabre, J. 1956. Hoja 33 q, Villa El Cacique, provincia de Buenos Aires. Dirección Nacional de Minería, Servicio Geológico, Informe inédito, 72 pp. Buenos Aires.
- Villar Fabre, J. 1957. Hoja 32 q, Sierras del Tandil, provincia de Buenos Aires. Dirección Nacional de Minería, Servicio Geológico, Boletín 86, 35 pp. Buenos Aires.
- Villar Fabre, J., Quartino, B. 1966. Exomorphic and endomorphic effects from marble contaminated granite contacts in the San Miguel quarry, Barker. *American Journal Science* 264: 310-320.
- Vinciguerra, P., D'Angiola, M. 1990. Análisis preliminar de las rocas deformadas de la Formación El Cortijo, Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires. 6° Reunión sobre Microtectónica. Actas: 15.

- Wiedenbeck, M. A. P. C., Alle, P., Corfu, F. Y., Griffin, W. L., Meier, M., Oberli, F. V., Von Quadt, A., Roddick, J.C., Spiegel, W. 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, 19(1): 1-23.
- Yrigoyen, M.R., 1975. Geología del subsuelo y plataforma continental. 6° Congreso Geológico Argentino (Bahía Blanca), Relatorio: 139-168.
- Zalba, P.E. 1981. Nuevo nivel de arcilitas sobre las calizas de la zona de Barker, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 36(1): 99-102. Buenos Aires.
- Zalba, P.E. 1985. Clasificación de arcillas de las sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. *Primeras Jornadas Geológicas Bonaerense (Tandil)*, Actas: 69-86.
- Zalba, P.E., Andreis, R. 1998. Basamento cristalino saprolitizado y secuencia sedimentaria suprayacente en San Manuel, Lobería, Sierras Septentrionales de Buenos Aires, Argentina. VII Reunión Argentina de Sedimentología (Salta), Actas: 143-153.
- Zalba, P.E., Andreis, R., Iñiguez, A.M. 1988. Formación Las Águilas, Barker, Sierras Septentrionales de Buenos Aires, nueva propuesta estratigráfica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43(2): 198-209. Buenos Aires.
- Zalba, P. E., Manassero, M., Laverret, E., Beaufort, D., Meunier, A., Morosi, M., Segovia, L. 2007 a. Middle Permian telodiagenetic processes in Neoproterozoic sequences, Tandilia System, Argentina. *Journal of Sedimentary Research* 77(6): 525-538.
- Zalba, P. E., Manassero, M., Morosi, M. 2007 b. Meteorización y diagénesis en dolomías estromatolíticas, Formación Villa Mónica (Precámbrico) Sierra La Juanita, Tandilia. VI Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses (Mar del Plata), Actas, 46.
- Zalba, P.E., Morosi, M., Conconi, M.S., Segovia, L. 2009. Geología, mineralogía y propiedades tecnológicas de arcillas de importancia económica en las sierras de Tandilia, provincia de Buenos Aires. Comisión de Investigaciones Científicas. *Publicación Especial*, 168 pp.
- Zalba, P.E., Manassero, M., Morosi M., Conconi, S. 2010. Preservation of biogenerated mixed facies: A case study from the Neoproterozoic Villa Mónica Formation, Sierra La Juanita, Tandilia, Argentina. *Journal of Applied Science* 10: 363-379.
- Zambrano, J.J. 1974. Cuencas sedimentarias en el subsuelo de la provincia de Buenos Aires y zonas adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 29(4): 443-469.
- Zappettini, E.O. 2022. Elementos de las tierras raras. Panorama general y evaluación del potencial en la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Serie Contribuciones Técnicas. Recursos Minerales N° 48, 95 pp.
- Zárate, M.A. 2005. El Cenozoico tardío continental de la provincia de Buenos Aires. En de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F., Llambías, E. (Eds.). *Geología y Recursos Minerales de la provincia de Buenos Aires. XVI Congreso Geológico Argentino (La Plata)*, Relatorio:139-158.

- Zárate, M.A., Mehl, A. 2010. Geología y geomorfología de la cuenca del arroyo del Azul, provincia de Buenos Aires, Argentina. 1º Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras (Azul), Actas: 81-94.
- Zárate, M.A., Rabassa, J. 2005. Geomorfología de la provincia de Buenos Aires. En de Barrio, R., Etcheverry, R., Caballé, M., Llambías, E. (Eds.): Geología y Recursos Minerales de la provincia de Buenos Aires. XVI Congreso Geológico Argentino (La Plata), Relatorio: 119-138.
- Zárate, M.A., Tripaldi, A. 2012. The eolian system of central Argentina. *Aeolian Research* 3: 401-417.
- Zárate, M., Kemp, R., Toms, P. 2009. Late Quaternary landscape reconstruction and geochronology in the northern Pampas of Buenos Aires province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 27 (1): 88-99.
- Zavala, C., Santiago, M.F., Amaolo, G.E. 1993. Depósitos fluviales en la Formación Tunas (Pérmico), Cuenca Paleozoica de Ventania. Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48(3-4): 307-316.
- Zavala, C., Torresi, A., Zorzano, A., Arcuri, M., Di Meglio, M., 2019. Análisis sedimentológico y estratigráfico de la Formación Tunas (Pérmico, Cuenca de Claromecó): estudio de subsuelo de los pozos PANG001 y PANG003. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 76(3): 296-314. Buenos Aires.
- Zimmermann, U., Spalletti, L. 2005 a. The provenance of the Lower Palaeozoic Balcarce Formation (Tandilia System, Buenos Aires Province, Argentina). XVI Congreso Geológico Argentino (La Plata), Actas 3: 203-210.
- Zimmermann, U., Spalletti, L. 2005 b. Provenance of the Balcarce Formation: an indicator for Early Palaeozoic volcanism in Eastern Argentina? *Academia Nacional de Ciencias, Gondwana 12 Abstracts*: 377.
- Zimmermann, U., Spalletti, L. 2009. Provenance of the Lower Paleozoic Balcarce Formation (Tandilia System, Buenos Aires Province, Argentina): implications for paleogeographic reconstructions of SW Gondwana. *Sedimentary Geology* 219: 7-23.
- Zimmermann, U., Poiré, D.G., Gómez Peral, L. 2005. Provenance studies on Neoproterozoic successions of the Tandilia System (Buenos Aires Province, Argentina): preliminary data. XVI Congreso Geológico Argentino (La Plata), Actas 4: 561-568.
- Zimmermann, U., Poiré, D.G., Gómez Peral, L.E. 2011. Neoproterozoic to Lower Palaeozoic successions of Tandilia System in Argentina: Implication for the palaeotectonic framework of southwest Gondwana. *International Journal of Earth Sciences* 100: 489-510. DOI 10.1007/s00531-010-0584-4
- Zorzano, A., Di Meglio, M., Zavala, C., Arcuri, M.J. 2011. La Formación Tunas (Pérmico) en la cuenca interserrana. Primera correlación entre campo y subsuelo mediante registros de rayos

gamma. XVIII Congreso Geológico Argentino (Neuquén), T.G. Estratigrafía y Sedimentología, 2 pp.

Zurita, A.E., Miño-Boilini, A.R., Francia, A., Arenas-Mosquera, J.E. 2012. The Pleistocene Glyptodontidae Gray, 1869 (Xenarthra: Cingulata) of Colombia and some considerations about the South American Glyptodontinae. *Revista Brasileira de Paleontologia* 15(3): 273-280.

Entregado: octubre 2025

Validado: febrero 2026

EN PRENSA