

LA MORFOLOGÍA DE LA BAHÍA DE SAMBOROMBÓN (ARGENTINA): SU VÍNCULO CON LA EVOLUCIÓN DE LA CUENCA DEL SALADO Y LA NEOTECTÓNICA DE LA LLANURA PAMPEANA

A MORFOLOGIA DA BAÍA DE SAMBOROMBÓN (ARGENTINA): SUA LIGAÇÃO COM A EVOLUÇÃO DA BACIA DO SALADO E A NEOTECTÔNICA DA PLANÍCIE PAMPEANA

Eduardo Antonio ROSSELLO¹, Gerardo VEROSLAVSKY²,

¹Universidad de Buenos Aires, IGEB-CONICET - Departamento de Ciencias Geológicas. Pabellón II, Ciudad Universitaria, 1428 – Buenos Aires, Argentina. E-mail: ea_rossello@yahoo.com.ar

²Universidad de la República Uruguay. Instituto de Ciencias Geológicas. PEDECIBA. Iguá 4225. Montevideo – Uruguay. E-mail: gerardo@fcien.edu.uy

Introducción
Marco geológico
 Cuenca del Salado
 Bahía de Samborombón
 Aspectos ambientales
Metodología
Resultados
Discusión
 Dinámica del transporte tectónico
 Evolución del ambiente litoral de la Bahía de Samborombón
Conclusiones
Agradecimientos
Referencias

RESUMO - A Baía de Samborombón localiza-se no litoral bonaerense, no estuário do Rio da Prata. Apresenta característica morfologia semicircular, com aproximadamente 100 km de extensão, entre Punta Piedras (ao Norte) e o Cabo San Antonio (ao Sul). A coincidência com a subjacente Bacia de Salado permite traçar relações tempo-espaciais entre sua morfologia e sua história tectono-sedimentar. A exumação andina aporta sedimentos até a margem passiva atlântica. No Plioceno houve uma diminuição na taxa de sedimentação devido à colmatação dos ambientes da Planície Pampeana. A interposição do leque aluvial de Córdoba contra o Alto San Guillermo gerou a Laguna Mar Chiquita e modificações na drenagem. Assim, com taxa de subsidência de ~0,09 mm/ano da Formação Las Chilcas (Maastrichtiano-Paleoceno), reduz-se a ~0,005 mm/ano da Formação Puelches (Plioceno-Pleistoceno), com média de 0,042 mm/ano para as formações eocênicas Los Cardos e Olivos. O balanço progressivo negativo entre a taxa de sedimentação vs. subsidência determina que a Bacia de Salado seja um depocentro faminto (altamente receptor) que propiciou o avanço do mar terra adentro na Baía de Samborombón. Dessa forma, apresentam-se cordões conchíferos, áreas úmidas, baixios e pântanos onde o desenvolvimento de altos a partir do Sul favoreceram para a progressiva continentalização.

Palavras-chave: Tectono-sedimentação. Morfologia evolutiva. Baía de Samborombón. Bacia de Salado. Argentina.

ABSTRACT - Samborombón Bay is located on the Bonaerense coast, in the estuary of the River Plate. It has a characteristic semicircular morphology, approximately 100 km long, between Punta Piedras (to the north) and Cape San Antonio (to the south). The coincidence with the underlying Salado Basin makes it possible to trace time-space relationships between its morphology and its tectono-sedimentary history. Andean exhumation brought sediments to the Atlantic passive margin. In the Pliocene there was a decrease in the rate of sedimentation due to the filling in of the environments of the Pampean Plain. The interposition of the Córdoba alluvial fan against the San Guillermo High generated the Mar Chiquita Lagoon and changes in drainage. Thus, the Las Chilcas Formation (Maastrichtian-Paleocene) sedimentation rate of ~0.09 mm/year is reduced to ~0.005 mm/year of the Puelches Formation (Pliocene-Pleistocene), with an average of 0.042 mm/year for the Eocene Los Cardos and Olivos formations. The progressive negative balance between the rate of sedimentation vs. subsidence determines that the Salado Basin is a hungry (highly receptive) depocenter that has led to the advance of the sea inland into Samborombón Bay. In this way, there are conch strands, wetlands, shallows and marshes where the development of highlands from the south favored progressive continentalization.

Keywords: Tectosedimentation. Evolutionary morphology. Samborombón Bay. Salado Basin. Argentina.

INTRODUCCIÓN

La Bahía de Samborombón constituye una amplia entrante semicircular dominada por una zona intermareal somera terminada en un gran humedal que posee una superficie de más de 3000 km² localizada sobre el margen derecho del estuario abierto del Río de la Plata.

Se dispone sobre la porción costa afuera de la Cuenca del Salado, localizada sobre el margen

Atlántico continental y marino bonaerense (Yrigoyen, 1999).

La bahía tiene una extensión de costa de 120 km y su altura promedio es menor a 1 m sobre el nivel del mar (Zárate & Rabassa, 2005; Codignotto et al., 2011).

Se ubica íntegramente en el noreste de la provincia de Buenos Aires (Argentina), desde Punta

Piedras hasta Punta Rasa, distantes 100 km, con un entrante semicircular (flecha) de unos 40 km (Figura 1).

El rasgo geomorfológico costero más sobresaliente lo constituye una serie de cordones,

aislados o amalgamados, conformados por acumulaciones esqueléticas de moluscos, rodados de tosca y arenas, que describen un rasgo continuo que se dispone paralelo a línea de costa actual de la bahía (Richiano et al., 2012).

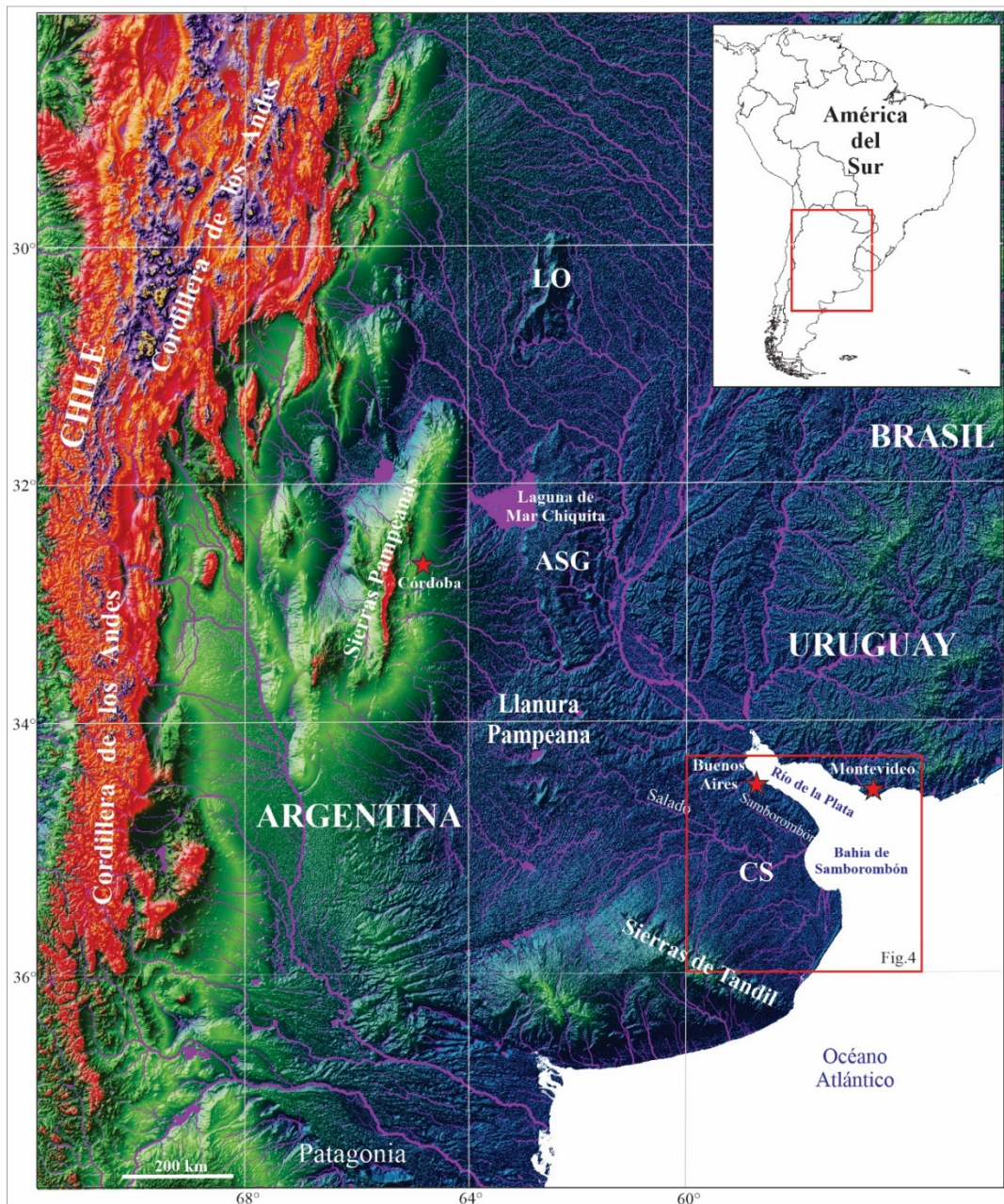


Figura 1 - Localización y morfología de la Bahía de Samborombón al sur del Río de la Plata, sobre el margen Este de la provincia de Buenos Aires y otros ámbitos geográficos - geológicos referidos en el texto (referencias: CS: Cuenca del Salado, ASG: Alto de San Guillermo, LO: Lomadas de Otumpa; imagen de terreno de *Grasshopper Geography*).

La etimología de su nomenclatura surge probablemente por la deformación del primer registro mencionado en 1692 de la carta "*Descripción Jeográfica del Río de la Platta*" de Manuel de Ibarbelz, piloto principal de la capitana de los navíos de registro del capitán Francisco de Retana, donde se consigna "*R^o S^o Borondon*" al primer río que desemboca al sur de Punta Piedras correspondiente al Río Samborombón (sin confundirlo con el Río Salado, cuya

desembocadura se encuentra apenas a 4 km al sur) y también consignado en dicha carta como "*R^o del salado*".

A pesar de la llamativa morfología tan distintiva sobre el litoral bonaerense, no se dispone de interpretaciones tectónicas sobre las causas geológicas que la favorecieron. La inmensa mayoría de la literatura científica existente relaciona estas peculiares morfologías que exhibe la Bahía de Samborombón como respuesta a sucesivos ciclos

transgresivo-regresivos, producto de fluctuaciones del nivel del mar, en respuesta a eventos climáticos que ocurrieron desde el Pleistoceno sumados a la actuación de la dinámica litoral y costera.

Sin embargo, el emplazamiento de la Bahía de Samborombón, coincidente espacialmente con el importante depocentro de la Cuenca del Salado, permite formular una hipótesis sobre una posible vinculación asociada con su evolución tectosedimentaria vinculada al desarrollo del margen pasivo atlántico.

La localización de este depocentro litoraleño sobre los márgenes atlánticos se vincula con subsidencias y aportes sedimentarios tal como ocurre en la Cuenca Foz do Amazonas (de Figueiredo et al., 2007).

Allí, Guimarães et al. (2011) indican la influencia marina relacionada sobre una llanura de marea entre los 5560 y 5470 y 5290–5150 años A.P. con tasas de sedimentación fluctuantes entre los 1,87 a 0,27 mm/a sobre unos 200 m de secuencias pelíticas, dentro de un contexto directamente relacionado con la evolución dinámica generadora de la tectónica Andina (Bicudo et al., 2020).

Sacek et al (2023) remarca que la dinámica de costera – marina en la desembocadura del Amazonas no puede ser explicada exclusiva y simplemente por las oscilaciones del nivel del mar ya que son el resultado de cambios en el nivel del mar y una topografía dinámica negativa asociada a la tectónica Andina.

Por ello, se aprovecha de la información

geológica disponible de las secuencias sedimentarias de la Llanura Pampeana, así como del subsuelo de la Cuenca del Salado que generó por la exploración de hidrocarburos para analizar y discutir factores tectosedimentarios de su relleno asociados con la dinámica de la evolución costera que puedan sugerir procesos que determinen sus causas geomorfológicas.

Al igual que el delta del Paraná, el Río de la Plata constituye un ámbito geográfico con un alto impacto ambiental y social, y a su vez muy vulnerable a los cambios naturales y antrópicos.

Por su importancia, Violante et al. (2008) opinan que deben ser considerados Sitios de Interés Geológico y Patrimonio a preservar con el fin de promover su uso con fines científicos, educativos y culturales y para la conservación, protección y manejo sustentable y racional de sus recursos.

El objetivo del presente trabajo es profundizar la interpretación tectónica presentada por Rossello & Veroslavsky (2022) sobre la morfología y evolución de la bahía basada en la historia tectosedimentaria regional, con énfasis en la infrayacente Cuenca del Salado, y sus modificaciones por la dinámica costera actual de su margen austral

De este modo, se pretende contribuir con el mejor manejo de los impactos ambientales antrópicos y naturales debido a la gran sensibilidad que acusan las amplias planicies adyacentes que afectan el alto potencial socioeconómico que ostenta esta región litoral de la Provincia de Buenos Aires.

MARCO GEOLÓGICO

Cuenca del Salado

La Cuenca del Salado es considerada un depocentro de tipo aulacógeno, que según algunos autores incluye a la denominada Cuenca Punta del Este en el territorio marítimo uruguayo (Stoakes et al., 1991; Soto et al., 2011; Raggio et al., 2012).

Posee una superficie total aproximada de 85.000 km² con una geometría superficial ligeramente oval que se abre hacia el océano Atlántico según un eje NO-SE. Yrigoyen (1999) reconoce, mediante información de subsuelo, un relleno sedimentario que estima en 290.000 km³ (con un espesor promedio de 3 km y máximo de 8 km), de naturaleza esencialmente siliciclástica con algunos intervalos volcánicos, que comprende unidades con edades que van desde el Jurásico al Presente (Figura 2).

El origen de este depocentro está vinculado con procesos de fracturación extensional sublatitudinales que tuvieron lugar sobre primitivas zonas de debilidad (fracturas basamentales transcurrentes y/o viejas zonas de sutura de preexistentes sistemas arco-fosa precámbricos – paleozoicos). Fueron rejuvenecidos durante la apertura del Atlántico Sur hacia el Jurásico (Yrigoyen, 1975; Stoakes et al., 1991) y particularmente durante el Cretácico Superior (Potter, 1997) como zonas de debilidad que concentraron los mecanismos de apertura inicial del primitivo Gondwana Occidental. A medida que continuó la deriva continental y cuando la separación de las placas tomó un dominante rumbo meridional, algunos puntos triples, así como sus ramas occidentales tierra adentro, se fueron paulatinamente desactivando.

Estos brazos abortados y los abandonados centros de expansión, se transformaron entonces en áreas de subsidencia con su eje orientado transversalmente al margen del *pull-apart* continental (Burke, 1976).

El relleno mesocenoico fue depositado sobre un basamento cristalino con remanentes paleozoicos (Zambrano, 1974; Yrigoyen, 1975, 1999; Stoakes et al., 1991; Tavella & Wright, 1996). En el flanco NE, el pozo Pipinas encuentra al basamento a 1612 mbbp donde, según Lesta et al.

(1980) identifica sobre su contacto un basalto correlacionable a los que reúne la Formación Serra Geral (Cretácico Inferior).

Otros pozos como Samborombón y Dorado x-1 alcanzaron el basamento atribuido al precámbrico compuesto por rocas metamórficas y cuarcitas (Raggio et al., 2012). El flanco SO se dispone en el piedemonte de las Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires, aunque debajo de una cubierta continua de sedimentos modernos que no permite establecer su verdadera naturaleza.

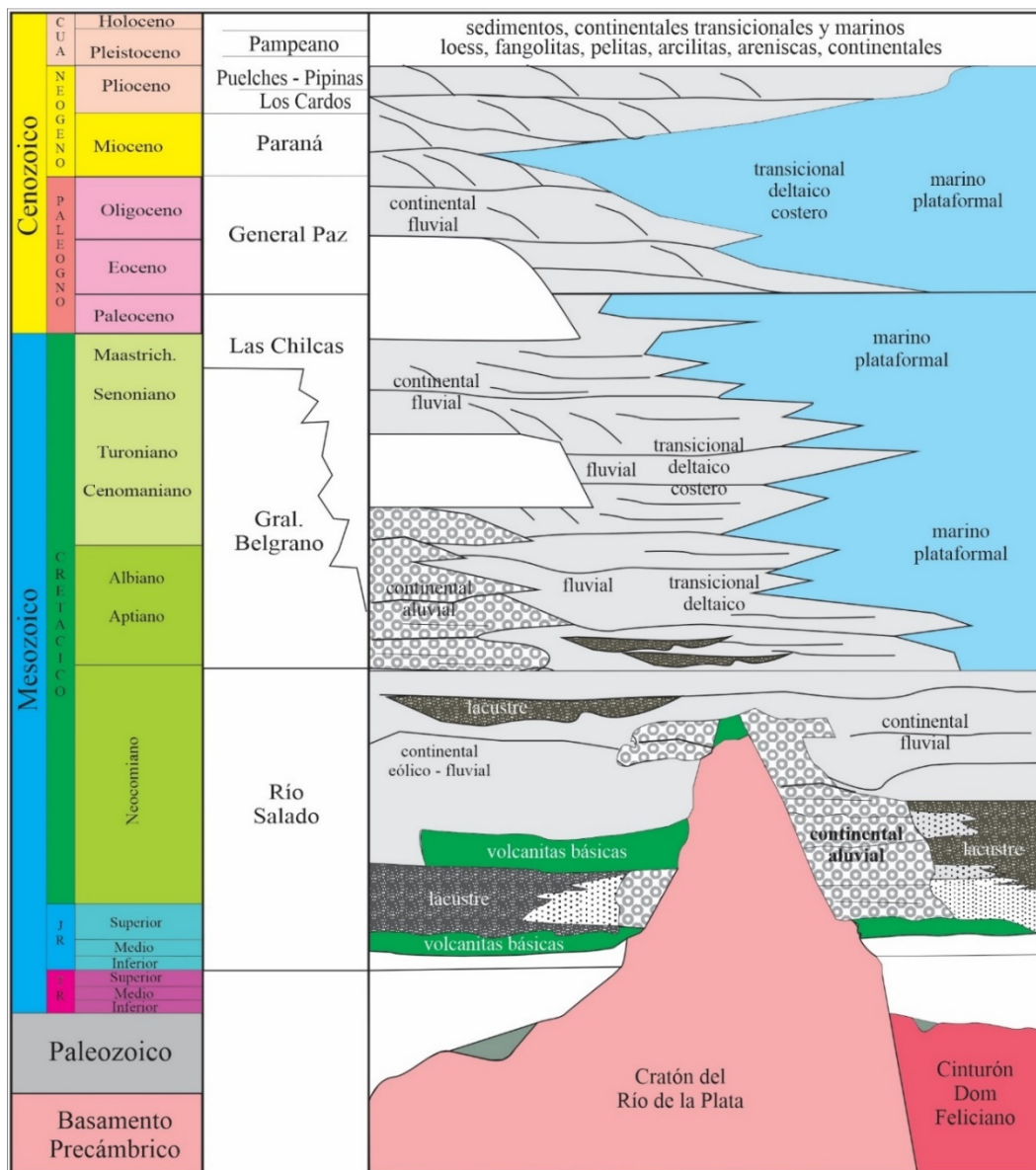


Figura 2 - Cuadro cronoestratigráfico y evolución tectónica meso-cenoico de la Cuenca del Salado (modificado de Tavella & Wright, 1996; Raggio et al., 2012).

Secuencias de *pre-rift* atribuidas al Jurásico constituyen los primeros registros sedimentarios, mientras que durante el Cretácico inferior se establece la principal etapa de rift de la cuenca a partir del incremento notable de sedimentación con la Formación Río Salado constituida por un desarrollo máximo de unos 2.000 m de congl-

merados con rodados del basamento (Figura 2).

Es posible que hacia posiciones más centrales del depocentro se verifique un cambio normal de facies a materiales clásticos más finos, pasándose así desde un ambiente fisiográfico de fanglomerados a planicies fluviales, asociados tal vez a ambientes deltaicos y lacustres. Tavella & Wright

(1996) describen una etapa de relleno principal representada por la Formación General Belgrano, de edad Cretácica, constituida por areniscas y conglomerados rojizos con intercalaciones de arcillas del mismo color en las posiciones perforadas, sin intercalaciones marinas

El relleno sedimentario más potente que recibió la Cuenca del Salado se produjo a partir de la transferencia sedimentaria cenozoica, particularmente desde el Mio-plioceno, desde un amplio tramo de las estribaciones andinas - entre los paralelos 30°S y 20°S - hasta el margen pasivo Atlántico producida por la exhumación tectónica Andina debida a la Fase Quechua (Cobbold et al., 2005).

Además, la acción de la tectónica Andina reactiva antiguas estructuras pre-existentes asociadas con la historia tectosedimentaria de la Llanura Chacoparanaense (Chebli et al., 1999) obligando a que los principales colectores de la región deban desplazarse para facilitar la escorrentía en el piedemonte Andino hacia el nivel de base determinado por el Océano Atlántico.

La colmatación de depocentros amplios y someros de la llanura pampeana, la más reciente interposición del abanico aluvial de Córdoba y los fenómenos de capturas e invasiones eólicas contribuyeron con la drástica disminución del aporte que transita miles de kilómetros, a partir de los ríos Salado del Norte y del territorio bonaerense, antes de alcanzar el nivel de base del Océano Atlántico (Rossello, 2018).

A partir de estos procesos se plantea como una hipótesis probable que los sedimentos provenientes de los relieves Andinos que fueron transportados durante el Plioceno, y parte del Pleistoceno, no llegaron para culminar y colmatar la Cuenca del Salado.

En algún momento del Pleistoceno en vez de seguir su curso directamente hacia la costa pasaron a ser transferidos al Río Paraná por los ríos Salado (del Norte) y Carcarañá para ser depositados directamente a través del estuario del Río de la Plata en la plataforma continental que se localiza hacia su frente.

La Formación Las Chilcas representa sedimentos con afinidad marina de ambiente nerítico y edad maastrichtiana a paleocena, que corresponden a etapa de deriva y colmatación de la cuenca.

El resto de la secuencia cenozoica es alternadamente marino-continental, reemplazada hacia el Este por una columna continua de origen marino,

en la que están representados el Paleógeno y el Neógeno.

Los sedimentos hacia el Este conforman una cuña que se abre hacia el talud continental donde los depósitos distales se caracterizan por el predominio de lutitas y limolitas con finas intercalaciones de areniscas finas, mientras que en el sector más próximo existe una gradación hacia areniscas. El espesor máximo del Maastrichtiano-Cenozoico es de unos 2.500 m y se alcanza en el pozo Las Chilcas (Figura 2).

La etapa de margen pasivo comprende numerosos ciclos regresivos transgresivos influenciados por las variaciones eustáticas del nivel del mar (Tavella & Wright, 1996). Las secuencias regresivas generan depósitos fluvio-deltaicos próximos caracterizados por intercalaciones de areniscas y limolitas.

Hacia un ambiente de plataforma de costa afuera caracterizado por depósitos de lutitas gradan a areniscas deltaicas hacia el tope de la unidad.

Hacia el Plioceno, las areniscas fluviales de la Formación Puelches (Plioceno - Pleistoceno) fueron depositadas en un contexto regresivo (Santa Cruz, 1972) donde su configuración geológica en el subsuelo de la región noreste de la Provincia de Buenos Aires y, en particular, en la Bahía de Samborombón, muestra aún la importante carga sedimentaria que aportaba el Río Salado a través del Sistema Paraná materializado por los depósitos de Ituzaingó y Puelches.

Incluso, la contribución del aporte desde el margen sudoccidental del área cratónica del Uruguay a través de la Formación Raigón (Rossello et al., 2021). Ese escenario de altas tasas de sedimentación para la Cuenca del Salado donde la Formación Paraná (Aceñolaza, 2000), Puelches y las secuencias pampeanas colmataron y se extendieron sobrepasando los límites deposicionales de las unidades infrayacentes. Este panorama se reduciría drásticamente durante el Pleistoceno donde solamente se depositan escasos niveles esencialmente pelíticos con intercalaciones calcáreas y coquiníferas asociados a periodos de exposiciones subáreas.

Hacia finales del Pleistoceno y durante el Holoceno, la naturaleza y configuración de los depósitos sedimentarios presentes en la Cuenca del Salado están íntimamente relacionados a eventos climáticos responsables de marcadas fluctuaciones del nivel del mar y sus consecuentes ciclos transgresivo-regresivo (Fidalgo et al., 1981;

Cortelezzi, 1993; Codignotto & Aguirre, 1993; Fucks et al., 2008).

Desde el punto de vista paleogeográfico, Violante et al. (2001) resumen la evolución de las llanuras costeras holocenas del Este de la provincia de Buenos Aires en tres momentos principales: i) el periodo deglacial (8 - 7 ka AP) durante el cual ocurrió el ascenso glacioeustático a una velocidad relativamente constante; ii) la última parte de la transgresión (7 - 5 ka AP) cuando el mar decreció su velocidad de ascenso hasta llegar a estabilizarse; y iii) una etapa final de descenso de nivel del mar (5 ka - actualidad) con intensa regresión costera.

De este modo, resultan fundamentalmente de la influencia del período húmedo (64 - 36 ka) una red fluvial de llanura y de un clima seco del Holoceno tardío (3,5 - 1,4 ka) una actividad eólica que depositó secuencias con 10 a 12 m de espesor típico de y unos 5 m en áreas sometidas a erosión (Formación Teodelina) compuesta por limo grueso arenoso y arena fina limosa (Iriondo et al., 2009).

Bahía de Samborombón

La Bahía de Samborombón constituye una zona litoral relacionada con variaciones del nivel

del mar durante el Cuaternario dominado por marismas, planicies y canales mareales vinculadas a la dinámica oceánica, a la progradación y a la actividad de comunidades biológicas (Prieto et al., 2017). Incluso, factores climáticos contribuyeron la generación de depósitos de alta y baja energía (Fucks et al., 2010).

La costa presenta características diferentes a lo largo de su desarrollo. Así, el tramo septentrional, entre la Punta Piedras y las desembocaduras de los ríos Salado y Samborombón (Figura 3a y 3b) que llegan a la costa luego de exhibir un patrón de meandros con alta sinuosidad y planicies de inundación con gran desarrollo (Luengo et al., 2016). El Río Salado es el principal curso hídrico que desemboca en la bahía con sus 640 km de longitud, sin contar las afluencias del Río Quinto, procedentes del centro de la Argentina y Sur de la Provincia de Córdoba (Subsecretaría de Recursos Hídricos 2006a, 2006b). El recorrido de su cauce en la provincia de Buenos Aires exhibe amplias planicies aluviales con diseño meandriforme asociadas a lagunas salobres desarrolladas a lo largo de los cauces o bien aisladas generadas por tramos abandonados.



Figura 3 - Imágenes tomadas de Google Earth de diferentes tramos de la costa de la Bahía de Samborombón. **a:** tramo septentrional con rasgos erosivos por la presencia de acantilados costeros. **b:** tramo intermedio con la desembocadura de los ríos Salado y Samborombón con sus característicos patrones meandriformes. **c:** tramo intermedio austral donde los canales artificiales cortan los cordones conchiles. **d:** tramo austral dominado por las marismas, lagunas y cangrejales al abrigo de las espigas de barrera que progresan desde el sur (véanse localizaciones en la Figura 4).

El Río Samborombón (de 100 km de longitud), la ría de Ajó y algunos arroyos menores vuelcan sus aguas, además de numerosos canales artificiales construidos para drenar los terrenos inundables del este de la provincia de Buenos Aires, como los Canales 1, 9, 10, 15, canal de Contención, canal La Porteña, y canal A (Subsecretaría de Recursos Hídricos, 2002).

Los cauces de los ríos Samborombón y Salado presentan en sus desembocaduras un diseño individual de tipo meandriforme atravesando cordones litorales, llanura de *cheniers*, llanuras de mareas de disposición transversal al escurrimiento (Figura 3c). Por su significativamente mayor proporción de caolinita en los ríos Samborombón y Salado, Manassero et al. (2010) evidencian una importante influencia estuarina.

Este tramo se dispone más perpendicularmente con respecto al eje de la Cuenca del Salado con características más erosivas que su tramo austral desde la desembocadura de los canales de General Lavalle hasta la Punta Rasa (Figura 3d).

La zona costera de la Bahía de Samborombón parece comportarse como un sistema complejo donde podrían coexistir zonas de evidente progradación y retrogradación dentro de un delicado equilibrio sedimentario. La franja costanera continental constituye una subregión de humedales donde se diferencian tres zonas principales dadas sus características ambientales: continental, estuarial y marino-costera (Benzaquen et al., 2017).

El sector acuático abarca la parte de aguas salobres externa del Río de la Plata (Boschi, 1987), con salinidades menores a 2 ups (unidades prácticas de salinidad); la zona estuarial corresponde a la Bahía de Samborombón, con salinidades de 2 a 27 ups, y la zona marino-costera comprende a la costa entre Punta Rasa y el extremo sur de la provincia, con salinidades superiores a 27 ups.

Los sedimentos desde Punta Piedras a General Lavalle poseen parámetros estadísticos similares, ya que el aporte mayoritario es uniformemente proporcionado desde el Norte a partir del Río de la Plata con altos contenidos de fracción arcilla sobre las de limo y arena (Figura 3).

La presencia en el litoral central de la Bahía de Samborombón de depósitos de composición bioclástica y acumulados bajo una fuerte influencia carbonática que se expresan fundamentalmente a partir de los 5 - 6 ka AP por cordones de conchillas a los que se asocian zonas de marismas y

cangrejales (Violante et al., 2001; Fucks et al., 2010; Richiano et al., 2012) en lugar de una acumulación silicoclástica, confirmaría este escenario de cambio en la naturaleza del tipo transferencia sedimentaria.

Los cordones de conchillas son geoformas de relieve positivas con cotas que varían entre (6 y 12 m s.n.m.) que se desarrollan paralelos a la línea de costa, particularmente desde la mitad de la bahía hacia el Norte (Rossi, 1968).

Están compuestos por restos sueltos de conchillas marinas que alternan en sectores con capas de arenas y arcillas que registra un notable retroceso previo de la línea de costa en virtud del avance del mar por la subsidencia que determina la conspicua forma arqueada (cóncava hacia tierra adentro) de la Bahía de Samborombón con una amplia batimetría somera.

Hidrogeológicamente es una unidad de mediana a alta permeabilidad que forma lentes de agua dulce con contenidos salinos inferiores a 1000 mg/L sobre el acuífero salino de la planicie costera (Tejada et al., 2011).

En este tramo de la costa de la Bahía de Samborombón, la desembocadura de los canales artificiales A y B (Figura 3c) atraviesan los cordones conchiles pero por su escasa capacidad de transporte no son significativos para producir acumulaciones de sedimentos.

Contrariamente, el extremo austral de Punta Rasa exhibe un escenario diferente debido a una fuerte influencia dinámica marítima activa de barras de punta (Figura 3d), portadora de un mayor contenido de la fracción arena (Bértola y Cortizo, 2005), traccionadas desde las costas desde Mar del Plata hasta Necochea, donde exhiben un desarrollo más lineal con una orientación N55° y una amplitud de marea media de 0,80 m con un continuo aporte de arenas de sus playas por deriva litoral.

Los volúmenes aportados varían entre 100.000 m³/año y 400.000 m³/año, aunque aumentarían significativamente durante los meses de invierno por las episódicas Sudestadas (Bértola & Cortizo, 2005).

De este modo, la morfología original de este extremo resulta obliterada por estar parcialmente colmatado por el avance de barras de bahía y espigas arenosas costeras que derivan paralelamente a la costa desde el Sur (Figura 3d). Estos depósitos evolucionan fundamentalmente desde la influencia de una red fluvial de llanura del período húmedo (64 - 36 ka) y de un clima seco

del Holoceno tardío (3,5-1,4 ka), una actividad eólica que depositó secuencias con 10 a 12 m de espesor típico y de unos 5 m en áreas sometidas a erosión (Formación Teodelina), compuestas por limo grueso arenoso y arena fina limosa (Iriondo et al., 2009).

Las espigas de barrera son formas de acreción con deriva litoral originadas hace unos 5 ka que cierran parcialmente cuerpos restringidos de agua salada o salobre. Su crecimiento o erosión es muy lento y en general están equilibrados (tomado de Codignotto et al., 1993).

Los depósitos de estas barras fueron definidos por Frenguelli (1950), Cappannini (1952) y Tricart (1973), donde Fidalgo et al. (1973) los identifica como el Miembro Cerro de la Gloria de la Formación Las Escobas y, más al sur, Dangavs (1983) los denomina Formación Los Zorzales mientras que Schnack et al. (1982) los reúne en la Formación Mar Chiquita.

Dataciones de radiocarbono sobre conchillas articuladas de moluscos en posición de vida de la Formación Mar Chiquita arrojaron edades entre 3850 ± 60 y 1340 ± 50 años AP (Schnack et al., 1982). Isla y Gaido (2001) señalan edades entre 6,5 ka (máximo interglacial), mientras que las regresiones se extienden hasta las acumulaciones de marismas que representan los últimos estadios de relleno de lagunas costeras datados en 1400 años. Spalletti et al. (1987) identifican 4 facies sedimentarias donde reconocen 6 tipos texturales en las barras que van desde gravas de conchillas a areniscas siliciclásticas finas, siendo las mezclas los tipos texturales más frecuentes con áreas de proveniencia de las pampas de la Argentina central y la Patagonia, acarreados a lo largo de la costa desde regiones patagónicas atlánticas por vientos del oeste.

Cabe recordar que previamente, Tricart (1973) identificó tres ingresiones marinas en el tramo inferior del río Salado, (Querandinense, Platense y Dunkerkiano) ubicándolas en el Pleistoceno medio, Pleistoceno superior y Holoceno respectivamente.

Durante el Pleistoceno, se produjeron eventos climáticos que llevaron a fluctuaciones marcadas del nivel del mar con los consecuentes ciclos transgresivo-regresivos (Tricart, 1973; Fidalgo et al. 1973; Cortelezzi, 1993; Isla et al., 2000; Schnack et al., 2005; Fucks et al., 2008, 2010, entre otros), que en el área de estudio originaron depósitos litorales de alta y baja energía.

A partir del Último Máximo Glacial (18 -20

ka), cuando el mar se habría ubicado a 100 - 120 m por debajo de su nivel actual (Fray & Ewing, 1963; Guilderson et al. 2000), comenzó un ascenso eustático a una velocidad aproximada de 1 cm/año hasta alcanzar una altura de 3-4 m sobre el nivel medio actual (Fucks et al., 2010). A partir del máximo transgresivo (5,5 - 6 ka) el mar comenzó su descenso hasta su posición actual (Cavallotto, 1995; Isla & Espinosa, 1998; Spagnuolo, 2005).

Ese último ciclo transgresivo-regresivo ha propiciado la formación de una serie de litofacies y rasgos del paisaje con características específicas, tanto desde el punto de vista litológico como paleontológico, permitiendo interpretar condiciones paleoambientales generales del área durante diferentes momentos del Pleistoceno tardío y Holoceno.

El análisis palinológico y dataciones por radiocarbono de una sucesión sedimentaria expuesta en la margen derecha del Río Salado a 30 km de la costa actual de la Bahía Samborombón, Vilanova & Prieto (2012) reconstruyeron la historia de la vegetación desde *c.* 7800 años de una vegetación halófito de marisma media entre 7,8 y 7 ka AP, reemplazada, entre 7 y 5,4 ka, por pastizales salobres de marisma baja en relación con el máximo transgresivo del nivel del mar; una comunidad halófito de transición a una marisma alta entre 5,4 y 4,3 ka AP; y un pantano salobre y pastizales entre 4,3 y 1,7 ka AP, con disminución progresiva de las condiciones estuáricas.

Aspectos ambientales

La extensa franja de humedales aledaños a la Bahía de Samborombón son zonas frágiles y dinámicas expuestas a la influencia de factores naturales y humanos. El análisis de las condiciones actuales y la evolución reciente muestran significativos cambios geomorfológicos (áreas de inundaciones, erosión, depositación de sedimentos) que indican la alta sensibilidad de la región frente a modificaciones en las condiciones hidrológicas y del uso territorial.

El ascenso del nivel del mar afecta las marismas y la llanura de marea, reconociéndose los efectos hacia el interior hasta alrededor de 30 km con efectos directos sobre la posición de las aguas subterráneas, con especial referencia a la capa freática (Braga et al., 2011). Debido a las escasas cotas, la franja costera permanece cubierta por el agua y hacia el interior se anegarán en forma permanente los sectores bajos, mientras que gran parte del área restante presentará un alto

riesgo de inundación.

Tejeda et al. (2011) remarca que el sector central y norte constituye un ambiente hidrogeológico particular donde la única fuente de agua dulce se aloja en cordones conchiles formando lentes, aunque advierte que estos cordones han sido explotados desde principios del siglo XX eliminándose importantes reservorios de agua dulce por la extracción de conchilla afectando la sustentabilidad hídrica del área.

Las comunidades vegetales se modificaron en el tiempo y en el espacio en concordancia con la evolución del ambiente y la conformación de nuevos rasgos geomorfológicos relacionados con el descenso del nivel del mar durante el Holoceno Tardío (Luengo et al., 2016). Las marismas son ecosistemas altamente dinámicos y su tamaño y estabilidad de límites dependen de procesos horizontales y verticales. Existe amplia evidencia en todo el mundo de que las marismas son

capaces de seguir el ritmo del aumento del nivel medio del mar en la dimensión vertical, manteniendo su elevación con respecto al nivel medio del mar, incluso a altas tasas de acreción vertical (Kirwan et al., 2016; Leonardi et al., 2016; Schuerch et al., 2016).

Por otro lado, las marismas son bastante inestables en la dimensión horizontal, representando la principal razón de pérdida de superficie de marismas en las últimas décadas (Marani et al., 2011), incluso en ausencia de aumentos del nivel del mar (Fagherazzi et al., 2013). De esta manera, la erosión de los bordes de las marismas registrada en muchos humedales alrededor del mundo parece tener una relación significativa con la energía acumulada de las olas y el cambio en el clima de las olas (Schwimmer, 2001; van der Wal & Pye, 2004; Priestas et al., 2015; Bondoni et al., 2016; Leonardi et al., 2016; Tommasini et al., 2019).

METODOLOGÍA

El área de estudio abarca el análisis de una franja del litoral bonaerense de aproximadamente 300 km de longitud, comprendido entre la Punta Rasa, en el norte, hasta la Laguna Mar Chiquita en el sur (Figura 1).

Como base cartográfica se utilizaron imágenes satelitales, fotografías aéreas a escala 1:20.000 y mapas topográficos a escala 1:50.000 y 1:100.000 para facilitar la realización de estudios cuali- y cuantitativos morfométricos interpretativos georeferenciados.

Se utilizaron datos de: i) imágenes satelitales Landsat, ii) archivos topográficos digitales disponibles en Internet (GEOTOPO 3°) y iii) información geológica, geográfica, hidrográfica y política de diversas fuentes.

Gracias al tratamiento informático se pudieron lograr importantes exageraciones verticales (1 a 1.000) que sumadas a sombreados artificiales ponen de manifiesto las características topográficas que de modo convencional pasan inadvertidas.

Se hizo una exhaustiva revisión de los antecedentes sobre las contribuciones geomorfológicas, geológicas dedicados al estudio del litoral bonaerense, con énfasis en los aspectos neotectónicos vinculados a la evolución cuaternaria de la Llanura Pampeana a efectos de actualizar las principales interpretaciones y compararlas con las del presente estudio (Yrigoyen, 1975; Raggio et al., 2011, entre otros). Como las pendientes de la región de la Cuenca del Salado son exiguas (<0,02 %),

solo presentan sitios apropiados para efectuar observaciones y tomar datos estratigráficos los márgenes de los ríos Salado y Samborombón, los canales artificiales y las canteras.

Se realizaron cálculos estimativos de los espesores sedimentarios de las formaciones que representan el relleno de la Cuenca del Salado a partir de los pases formacionales proporcionados por los pozos exploratorios recopilados.

El tiempo estratigráfico que insumieron en acumularse, se basó en las determinaciones proporcionadas en estos pozos por los contenidos fosilíferos y correlaciones tentativas regionales.

Sin embargo, estas últimas, debidas a la antigüedad de los pozos y escasez de argumentos más precisos por las diferentes nomenclaturas y descripciones litológicas solo se estimaron tasas de sedimentación de las secuencias mejor definidas, teniéndose en cuenta promedios entre la localización más distal o proximal de ellas.

Por lo tanto, la estimación de la tasa de sedimentación se calculó de modo muy aproximado en función de la potencia promediada de una secuencia medida en registros de pozos y el tiempo que insumió en depositarse acotado por las determinaciones bioestratigráficas. Debido a la ambigüedad de estas últimas los valores obtenidos son solamente indicativos.

Se utilizó la información de subsuelo provista por los pozos exploratorios (Tabla 1) vinculados con la cuenca del Salado (Yrigoyen, 1975), pozos

hidrogeológicos realizados por la Dirección General de Minería (DGM) y legajos originales de los pozos General Belgrano, General Paz, Las Chilcas, Los Cardos, Samar y Valeria del Mar.

En la Figura 4 se muestra la ubicación de los pozos exploratorios utilizados, así como las trazas de los dos cortes geológicos construidos.

Tabla 1 - Listado de los pozos exploratorios utilizados.

Pozo	Año	Compañía	Cota	TD (m)	Unidad alcanzada
Huetel	1944	DGM	72	220	Paleozoico
Saladillo	1944	DGM	43	579	Mioceno
San M. del Monte	1944	DGM	2	1612	Cretácico?
General Belgrano	1948	YPF	15.1	4012	Cretácico Inferior
Pipinas 1	1968	Kerr	2	1612	Basalto?
Samar 1	1969	Sun Oil	5.06	3245	Cretácico Inferior
Las Chilcas 1	1969	Signal	5.06	4081	Cretácico Inferior
Los Cardos 1	1969	Signal	3.3	2959	Cretácico Inferior
Valeria del Mar 1	1971	Sun Oil	17	3914	Cretácico Inferior
General Paz	1974	YPF	21.2	3464	Cretácico Inferior

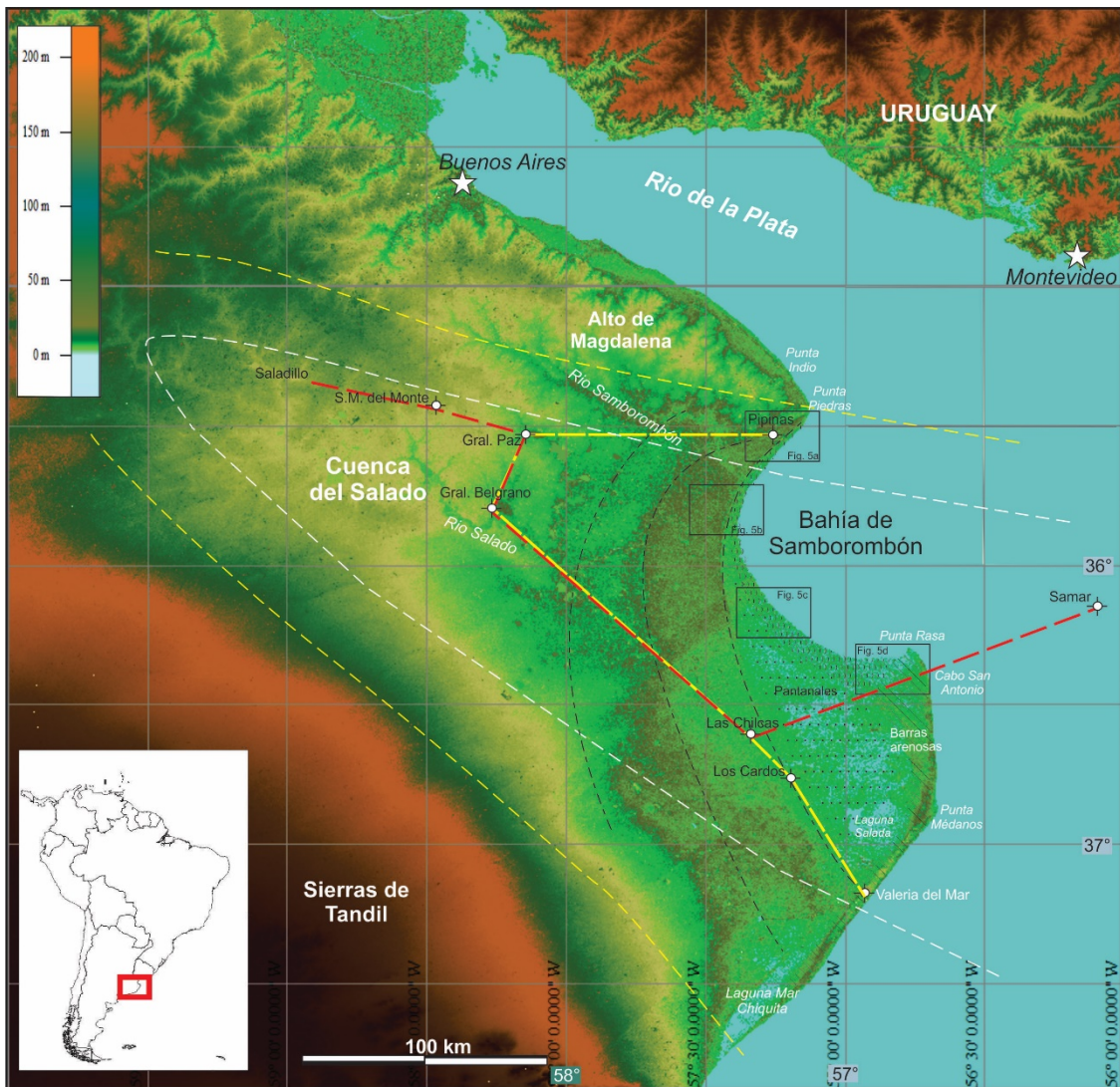


Figura 4 - Ubicación de los pozos exploratorios y cortes geológicos elaborados para definir los principales rasgos geológicos de la Cuenca del Salado, representando la localización aproximada de su depocentro. Los rectángulos indican la localización de cada una de las regiones referidas en la Figura 3 (la línea discontinua amarilla indica la transecta O-E y la roja la transecta N-S, mapa base de imagen de Google Earth).

El pozo Pipinas sólo aportó información de profundidad y las formaciones encontradas en sus fondos. Los pozos con fines hidrogeológicos en la porción continental de la cuenca del Salado no aportaron información de relevancia para los objetivos de este trabajo, debido a la escasez de detalles de las unidades atravesadas. Sin embargo, el pozo localizado en San Miguel del Monte (Artaza, 1943), le permite a Braccini (1980) describir sucintamente sedimentos de las “Arenas Puelches” hasta 100 m para luego reconocer arcillas verdes con intercalaciones de arenas y margas yesíferas hasta 730 m de profundidad atribuidas al Paranaense por fósiles miocenos.

También, Yrigoyen (1975) incluye en su perfil un pozo en Saladillo comenzado a 43 m s.n.m. que atravesó 127 m de la Formación Puelches y unos 120 m de la Formación Paraná terminando a unos 579 m en la Formación Olivos.

De acuerdo con van Hinte (1978), la subsidencia determinada por el movimiento vertical de un horizonte estratigráfico con respecto a un datum en una cuenca sedimentaria, permite el reconocimiento de la historia de la posición de los niveles de base y el levantamiento en ese lugar desde que se depositó el horizonte.

RESULTADOS

El análisis topográfico confirma que las planicies circundantes de la Bahía de Samborombón constituyen el sector externo del Río de la Plata, actualmente afectado por la erosión de valles fluviales, particularmente en el alto de Magdalena, que tienen como nivel de base el océano Atlántico.

Los perfiles topográficos a través de la costa expresan las variaciones que tienen sus extremos septentrional y austral, apreciándose un carácter más erosivo con un desarrollo de barrancas costaneras en el primero y relieves sumamente aplanados en el segundo.

Desde el punto de vista topográfico, a partir de perfiles transversales a la costa, se puede apreciar una pendiente progresiva muy suave hacia la Bahía de Samborombón (del orden de 1%) que solo se modifica por la presencia de cordones de conchillas (Rossi, 1968) y barras arenosas que le imprimen un relieve positivo de un par de metros (Figura 5).

En el extremo norte, la pendiente es más abrupta y con desarrollo de barrancas erosivas, en cambio, el extremo sur, la pendiente tiende a ser nula y con un comportamiento más

Esta historia de subsidencia tectónica refleja el hundimiento de la cuenca complementado con factores derivados del soterramiento por la carga producida por la deposición de sedimentos en el ajuste isostático y la compactación concomitantes. Incluyéndose los cambios en el nivel del mar. Por lo tanto, los datos necesarios para reconstruir el historial de subsidencias incluyen el espesor estratigráfico, la litología, la estimación de las profundidades del paleo-agua y el control de la edad (Xie & Heller, 2006).

Para el análisis de la acumulación de sedimentos a lo largo del tiempo se utiliza el espesor actual de cada unidad estratigráfica fechada, tal como ha sido estimada en los pocos pozos con esta información disponibles en la Cuenca del Salado.

No se tienen en cuenta los efectos de la compactación por soterramiento debido a expulsión de fluidos y pérdida de porosidad se debe principalmente a la compactación mecánica.

Tampoco, se ha podido evaluar el nivel del mar por no disponerse de correcciones paleobatimétricas para localizar la posición del fondo marino como referencia para el análisis de subsidencia (van Hinte, 1978; Dickinson et al., 1987)

agradacional por el aporte de la barra arenosa de deriva desde el sur (Punta Rasa) que permite el desarrollo de marismas, pantanos salobres y cangrejales a su abrigo.

La costa de la Bahía Samborombón exhibe un notable retroceso general en virtud del avance del mar dada la progresiva disminución de la tasa de aporte sedimentario y la subsidencia del margen que determina la conspicua forma arqueada (cóncava hacia tierra adentro) de la bahía de Samborombón con una amplia batimetría somera. Su margen austral resulta progresivamente obliterado por estar parcialmente colmatado por el avance de barras de bahía y espigas arenosas costeras que derivan paralelamente a la costa desde el Sur.

La correlación de los pozos con información estratigráfica disponible se realizó a partir de dos transectas, una aproximadamente en la dirección longitudinal de su depocentro y la otra transversal al mismo (Figura 5).

La transecta O-E conecta los pozos desde Huetel hasta el Samar, localizado a unos 50 km mar adentro. Si bien, en los pozos incluidos las unidades atravesadas fueron definidas con criterios

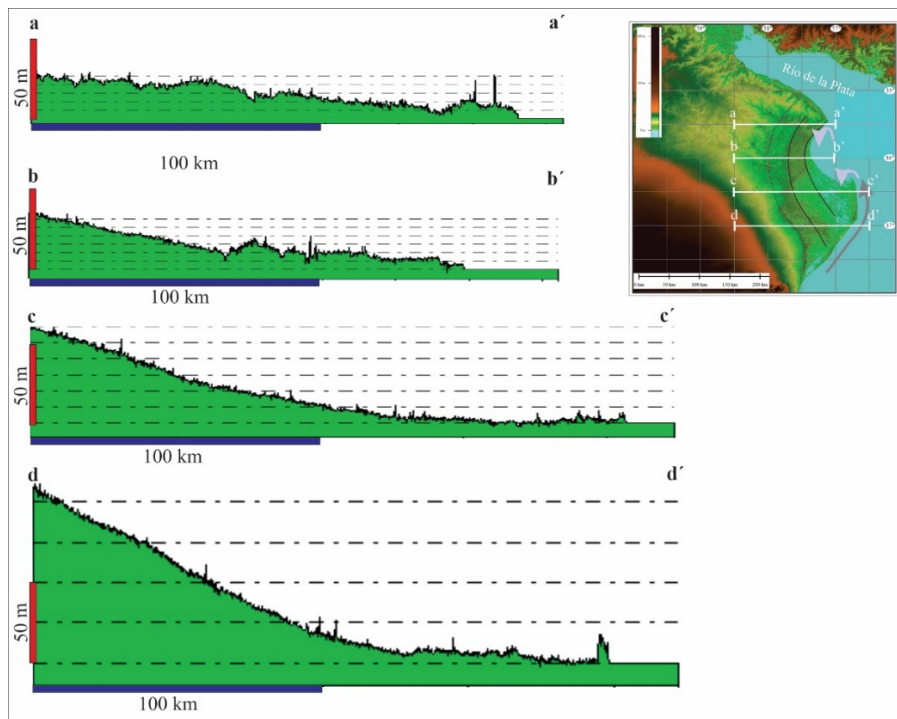


Figura 5 - Morfología de la Bahía de Samborombón asociada a la subsidencia de la Cuenca del Salado. Ubicación de los perfiles construidos para la representación de las características topográficas de la Bahía de Samborombón. Los perfiles topográficos permiten reconocer el avance austral de las barras arenosas que encierran un ambiente pantanoso propicio para el desarrollo de cangrejales y cordones de conchillas.

estratigráficos diferentes, todas las secuencias reconocidas por los pozos tienden a mostrar una progresiva progradación hacia el este.

En particular, las secuencias neógenas permiten reconocer una tendencia más regular. Los rasgos estratigráficos y estructurales de la Cuenca del Salado se exhiben en la Figura 6 (Oeste – Este) y la Figura 7 (Norte – Sur).

La transecta longitudinal permite reconocer una progresiva profundización hacia el oriente, a la vez que se reconoce un ambiente deposicional marino caracterizado por el desarrollo de

potentes secuencias pelíticas (Figura 6).

La transecta N-S se dispone a través del eje de la cuenca del Salado limitado por los bordes basamentales septentrional del cratón del Río de la Plata y por las Sierras de Tandil por el sur (Figura 7). Si bien no se dispone de información de subsuelo fehaciente, se sospecha que fallamientos extensionales de crecimiento localizados sublatitudinalmente fueron acomodando la deposición de las secuencias y aportando sedimentos más autóctonos provenientes de los relieves circundantes.

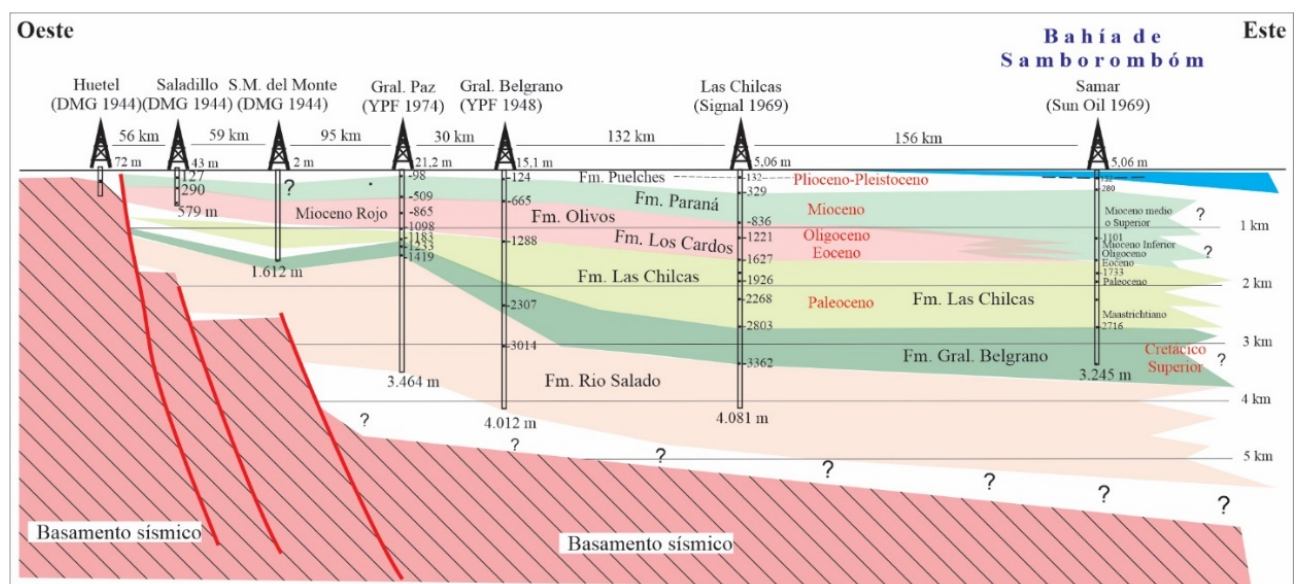


Figura 6 - Transecta O-E a lo largo del eje de la cuenca del Salado con la localización de pozos exploratorios que marcan la transición tierra adentro con la plataforma marina (véase localización en la Figura 4).

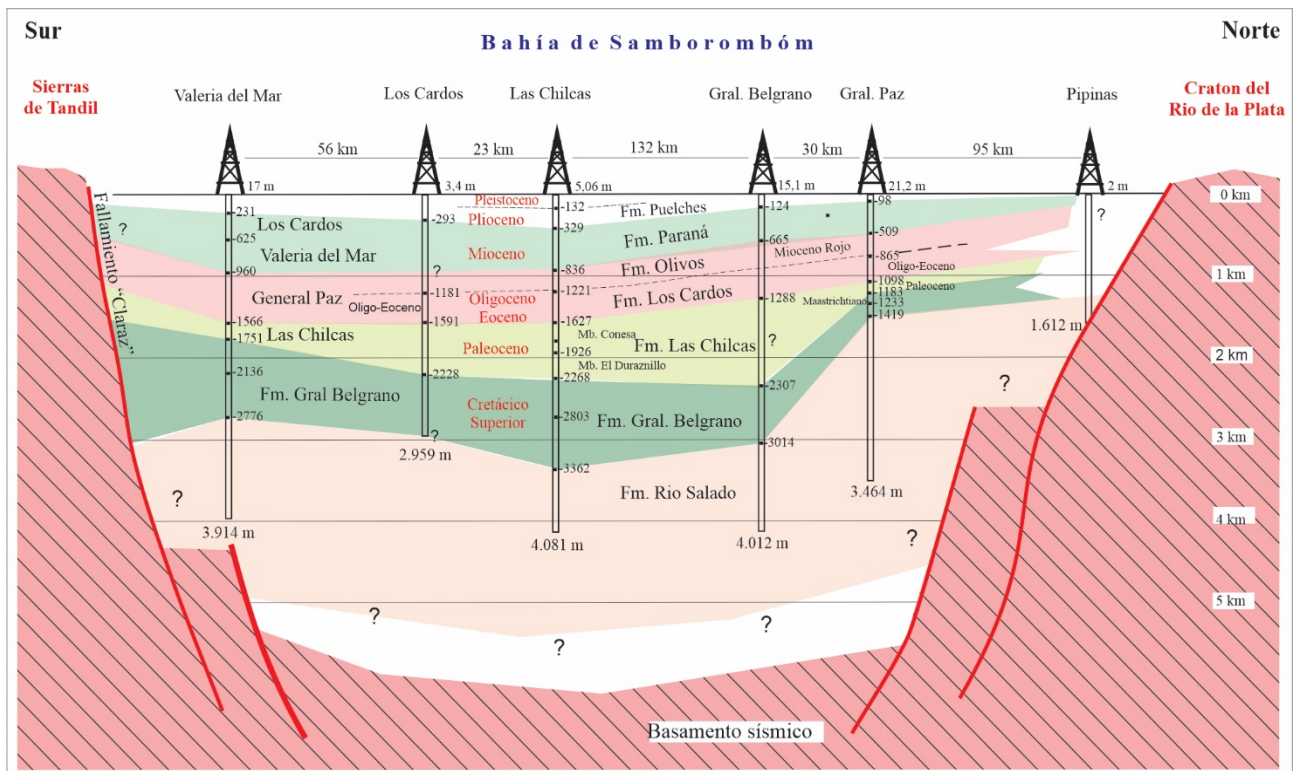


Figura 7 - Transecta N-S a través del eje de la cuenca del Salado con la localización de los pozos perforados tierra adentro (véase localización en la Figura 4).

A partir de datos de pasajes estratigráficos obtenidos, particularmente de los pozos Las Chilcas y Los Cardos por la disponibilidad de datos de sus informes de campo y mayor cercanía a la costa, se estimaron los siguientes resultados: a) el registro sedimentario terciario acusa una tasa de sedimentación que se reduce de unos 0,09 mm/año de la Formación Las Chilcas, del Paleoceno; b) con un promedio de 0,042 mm/año para las formaciones Los Cardos y Olivos del Eoceno; c) a menos de 0,005 mm/año para la Formación Puelches, del Plioceno-Pleistoceno.

De acuerdo con los datos de espesores sedimentarios y tiempos estratigráficos involucrados para su depositación obtenidos de los registros de los pozos se estimaron tasas de sedimentación en función del espesor sedimentario acotado temporalmente con datos de los registros estratigráficos (Figura 8). Si bien estas estimaciones son muy tentativas, e incluso especulativas, proporcionan una aproximación sobre la evolución del relleno en función de la dinámica de subsidencia del depocentro de la cuenca del Salado.

Como consecuencia de estos fenómenos de captura y disminución del aporte sedimentario, la Cuenca del Salado sufrió una importante pérdida de sedimentos provenientes de los relieves andinos y, se transforma en un ámbito de sedimentación donde la tasa de subsidencia es mayor

que la tasa de depositación, encuadrándose en la definición de cuenca hambrienta (*starved basin*), al menos, a partir del Pleistoceno y hasta la actualidad. Ese término se utiliza para definir a una cuenca que recibe una sección más delgada de depósitos que las áreas adyacentes, porque la tasa de subsidencia es mayor que la tasa de depositación (Frenzel, 1955).

Se reconoce esta condición por las características que exhibe su superficie continental típica de una llanura deprimida salpicada de lagunas y cursos fluviales divagantes con meandros de alta sinuosidad en valles muy desajustados con respecto al escaso drenaje.

Como consecuencia de la topografía deprimida, la evacuación hídrica está artificialmente facilitada con patrones sistemáticos de canales artificiales construidos desde finales del Siglo XIX (Subsecretaría de Recursos Hídricos 2006a, 2006b).

El agravamiento de esta situación de escasez de aporte sedimentario ocurriría desde finales de Pleistoceno, particularmente, a partir del Último Máximo Glacial que, según Violante et al. (2014), está documentado entre 23 y 17 ka y se expresa a través de numerosos rasgos que demuestran aspectos de la exposición subaérea como relictos de redes fluviales, depósitos glaciales y remanentes de suelos en la plataforma continental argentina. En ese contexto, en la Bahía

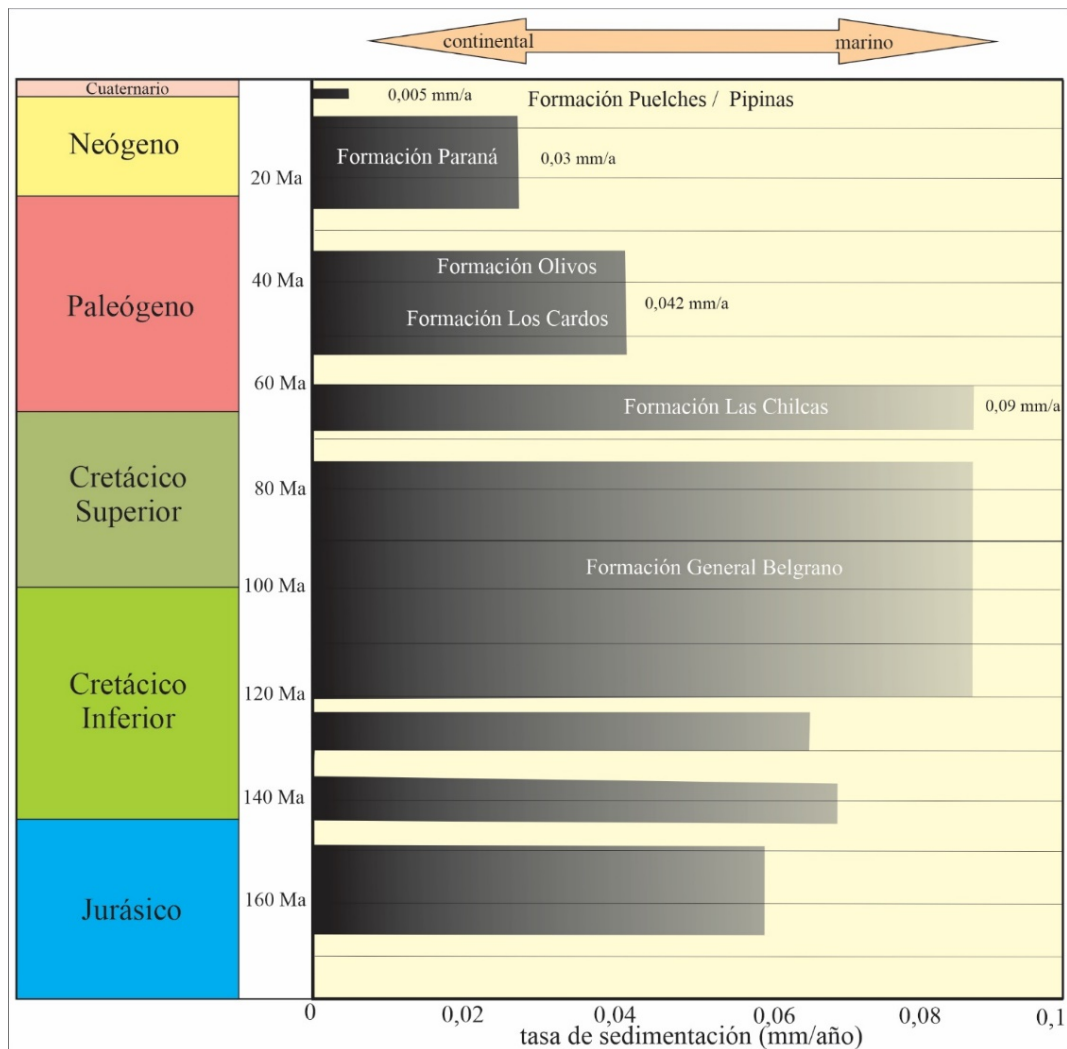


Figura 8 - Esquema idealizado de las tasas de sedimentación a partir de las determinaciones temporales y espesores expresados por los pozos analizados. Los cálculos estimados para las tasas de sedimentación son a partir de la relación entre la potencia de las secuencias y el lapso que abarca su depositación en función a la litoestratigrafía de la Cuenca del Salado a partir de las determinaciones temporales y espesores expresados por los pozos analizados.

de Samborombón y como respuesta morfológica, desde el Holoceno progresó el desarrollo de extensas planicies mareales, pantanos y cangrejales particularmente en las porciones australes favorecidos por el reparo que ejerció el avance de la barra arenosa que progresivamente fue colmatando sus porciones australes.

Es importante tener en cuenta las limitaciones de este análisis que provienen de la inexactitud de los datos utilizados para reconstruir la historia y de los supuestos incorporados en el método. En particular, el control de la edad y la profundidad del agua a menudo obstaculizan el análisis de la subsidencia. Particularmente, el control de la edad es otra fuente potencial de inexactitud ya que la resolución de las asignaciones de edad varía ampliamente para diferentes sucesiones sedimentarias. Por ello, el análisis se ha centrado a partir de los pozos General Belgrano, General Paz, Las Chilcas y Los Cardos porque que tienen, al menos, cuatro a cinco horizontes estratigrá-

ficos fechados identificados como puntos para el análisis de subsidencia aceptándose las escalas de tiempo utilizadas por los autores originales.

A efectos de explicar la progresiva disminución de las tasas de sedimentación que experimenta la Cuenca del Salado durante el Pleistoceno, Rossello (2018) pone particular énfasis en las modificaciones originadas por la interposición del abanico aluvial de Córdoba generado por el levantamiento de las Sierras de Córdoba a partir de fallamientos que han sido activos al menos desde el Plioceno (Richardson et al., 2013) y que se combina con el levantamiento Pleistoceno tardío-Holoceno del Alto de San Guillermo (Brunetto et al., 2017).

Bajo ese contexto, se produce la interrupción del río Salado del Norte (provincias de Salta, Santiago del Estero y Santa Fe) y se origina la laguna Mar Chiquita provocando que la escorrentía del río cargada con materiales siliciclásticos interrumpa su transporte hacia el río

Salado del Sur de la provincia de Buenos Aires (Rossello, 2018). Como consecuencia de la interrupción del aporte sedimentario proveniente de la erosión de los contrafuertes andinos, la Cuenca del Salado disminuyó su tasa de acumulación mientras que la subsidencia en esta región durante la etapa de margen pasivo debe considerarse constante.

De este modo, este escenario depositacional pierde drásticamente su antiguo equilibrio entre depositación y subsidencia durante el Pleistoceno convirtiéndose en un depocentro con déficit de sedimentación o “cuenca hambrienta” (*starved basin*). Por supuesto, la influencia climática de los sectores aportantes de los sedimentos pueden contribuir con los volúmenes transportados facilitados por una mayor erosión y consecuentemente mayor liberación de sedimentos en los contrafuertes andinos, tal como está reconocido este factor climático en la cuenca del Amazonas conjuntamente con la dinámica topográfica (Cremón et al., 2016; Bicudo et al., 2020).

Los sedimentos arrastrados por los ríos Salado y Samborombón muestran, según Manassero et al. (2010), una importante proporción de caolinita, evidenciando una influencia estuárica y la presencia de hierro y manganeso son mayoritarios favorecidos por la retención que producen los humedales costeros y zonas deprimidas. Si bien este incremento en la presencia del Fe y Mn con respecto a otros arroyos es asociado a procesos redox en suelos al encontrarse con aguas más oxigenadas que ingresan durante las sudetadas, puede indicar su precipitación a partir de su inestabilidad debido a su precipitación evaporítica (Dangavs & Blasi, 2002).

De este modo, el río Salado recibe un aporte actual exiguo de sedimentos que desembocan en la Bahía de Samborombón con características de un curso con su valle desajustado por su desarrollo y diseño meandriforme sobre la planicie bonaerense (Figura 3).

Por lo tanto, se considera que la Bahía de Samborombón exhibe un modelo paleogeográfico evolutivo asociado a la dinámica del relleno de la Cuenca del Salado a partir de diversas etapas de progradación y subsidencia que determina su característica morfología cóncava de su costa (Figura 9).

La presencia en el litoral central de la bahía de Samborombón de depósitos de composición bioclástica y acumulados bajo una fuerte influencia carbonática que se expresan fundamentalmente a partir de los 5.000 a 6.000 años por cordones de

conchillas a los que se asocian zonas de marismas y cangrejales (Violante et al., 2001; Fucks et al., 2010; Richiano et al., 2012) en lugar de una acumulación siliciclástica, confirmaría este escenario de cambio en la naturaleza del tipo transferencia sedimentaria.

Por último, cabe resaltar que la costa de la Bahía exhibe un notable retroceso en virtud del avance del mar por la subsidencia que determina la conspicua forma arqueada (cóncava hacia tierra adentro) de la bahía de Samborombón con una amplia batimetría somera.

Su margen austral resulta obliterado por estar parcialmente colmatado por el avance de barras de bahía y espigas arenosas costeras que derivan paralelamente a la línea de la costa desde el Sur (Figura 3d).

La Cuenca del Salado recibió durante los tiempos pre-pleistocénicos una importante transferencia sedimentaria desde un amplio tramo de las estribaciones andinas que permitió que la costa de la Bahía de Samborombón fuera avanzando progresivamente ganando territorialidad.

Cuando los fenómenos de capturas e invasiones eólicas produjeron la drástica disminución del aporte sedimentario antes de alcanzar el nivel de base del océano Atlántico la Cuenca del Salado sufrió un importante déficit de su depositación con respecto a su subsidencia.

De este modo al mantenerse el ritmo de subsidencia la cuenca se convierte en un depocentro hambriento donde progresaron planicies mareales y cangrejales favorecidos por el reparo que ejerció el avance hacia el norte de la barra arenosa que permite la colmatación de sus porciones australes.

La disminución del transporte sedimentario produce un ambiente de depositación desde el Pleistoceno superior ocurre una acumulación de yeso intrasedimentario cristalizado en tamaño arena hospedado en unidades esencialmente fangosas (Dangavs & Blasi, 2002).

Debido a la rapidez de estos cambios, es muy importante tenerlos en cuenta para pronosticar modificaciones ambientales a lo largo de toda la costa de la Bahía de Samborombón con avances erosivos en sus tramos septentrionales y colmatación y rellenos en sus tramos australes.

La acción antrópica produce también alteraciones por la explotación de materiales con fines para la construcción (Marcomini & López, 1999) como para usos industriales (Rossi, 1968) que aceleran estas modificaciones de las características geomorfológicas.

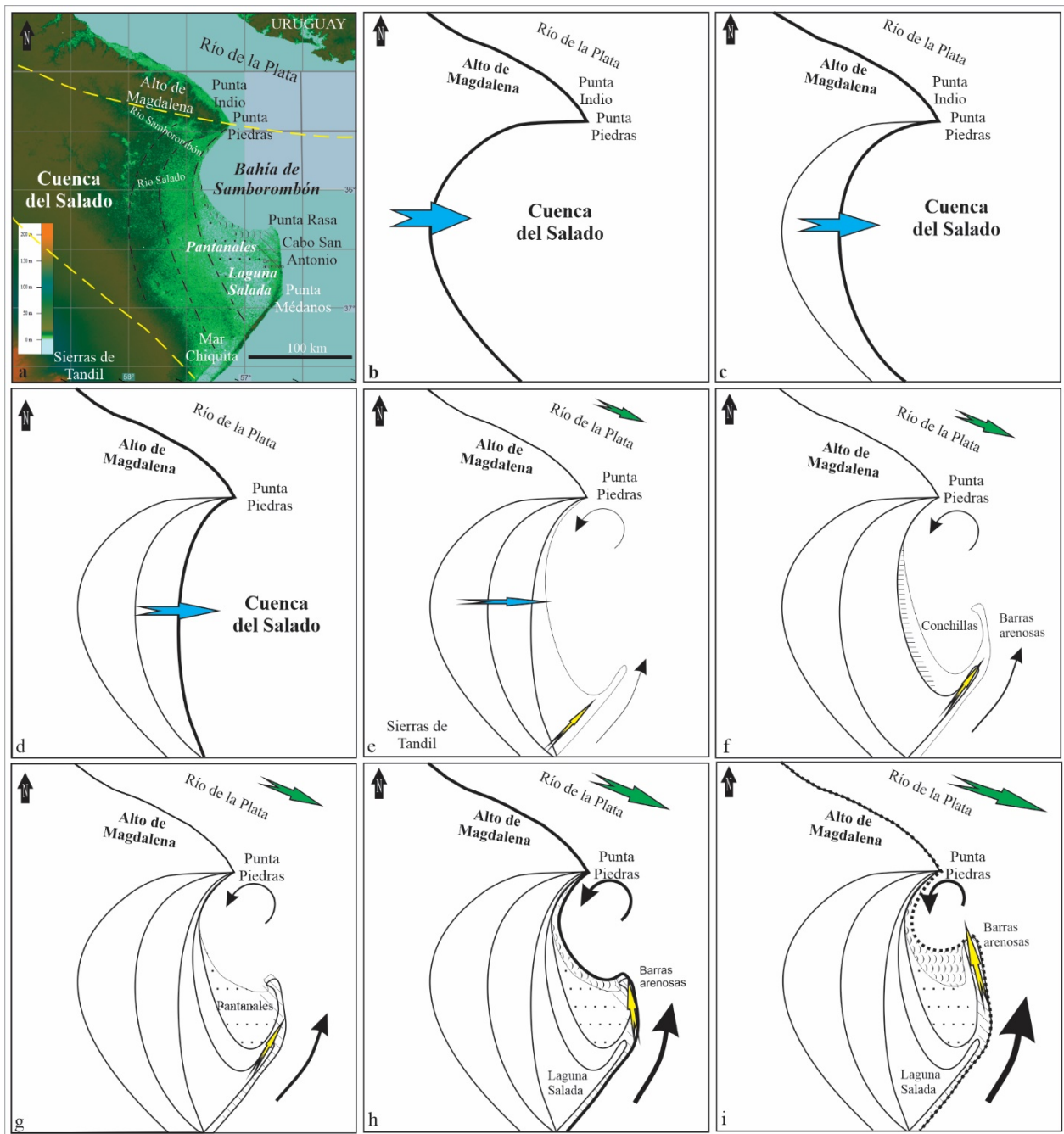


Figura 9 - Reconstrucción paleogeográfica esquemática del área de estudio durante los últimos 120.000 años (basado en Cavallotto et al., 2002, 2004; Violante et al., 2008). a: situación actual, b: Plioceno, c: finales del Plioceno, d: Pleistoceno, e: entre 120.000 y 20.000 años (descenso del nivel del mar – última glaciación), f: aproximadamente 18.000/20.000 años (mayor descenso relativo del nivel del mar – máximo retiro del mar), g: menos de 18.000 años (postglacial – ascenso del nivel del mar – transgresión holocena), h: entre 6000 años (fin de la transgresión -máximo retroceso de línea de costa- - inicio de regresión hasta situación actual. i: hipótesis de situación futura (flecha azul: aporte por ríos de la llanura pampeana, flecha amarilla: aporte por deriva lateral, flecha verde: aporte por el Río de la Plata).

DISCUSIÓN

Dinámica del transporte tectónico

Según Damanti (1993) el entorno tectónico ejerce un control de primer orden sobre la formación de la historia de subsidencia de la cuenca. Si bien nuestro enfoque ignora los efectos de la carga flexural y el cambio eustático del nivel del mar, los historiales de subsidencia se pueden caracterizar a partir de dos etapas: una subsidencia *sinrift* inicial rápida y una subsidencia

térmica lenta posterior a la fase de rift, con tasas de subsidencia crecientes hacia la cuenca oceánica adyacente.

La subsidencia de las cuencas intracontinentales es similar en magnitud a la observada en entornos de margen pasivo, pero la primera es generalmente más lenta, de vida más larga y carece de subsidencia inicial (Dressel et al., 2017). El hundimiento de larga duración para muchas

cuenas intracontinentales es consistente con el enfriamiento después de la perturbación térmica de la litosfera gruesa que se encuentra debajo de las partes antiguas de los continentes (Xie & Heller, 2006).

El conocimiento de la evolución reciente de la desembocadura de la cuenca del Amazonas presenta analogías tectosedimentarias con la Cuenca del Salado que contribuyen con el análisis morfológico de la Bahía Samborombón. En este sentido, Bicudo et al. (2020) consideran que el paisaje cenozoico del norte de América del Sur evolucionó bajo la influencia de diferentes factores geodinámicos, procesos que culminaron en la formación de la cuenca de drenaje más grande de la Tierra: La orogenia de la cordillera de los Andes y el aumento de la denudación superficial indujeron una afluencia primaria de sedimentos en la Amazonia (Latrubesse & Restrepo, 2014) que provocó una propagación de la cuña sedimentaria del antepaís hacia el este del sistema andino, invirtiendo el gradiente topográfico e impulsando el flujo de drenaje hacia el margen atlántico ecuatorial (Hoorn et al., 2010).

Bicudo et al. (2020) presentan nuevos escenarios numéricos para la evolución del paisaje cenozoico de la Amazonia que integran orogenia, procesos superficiales, topografía dinámica e isostasia de flexión de la litosfera, mostrando que la topografía dinámica puede haber afectado la evolución ambiental en la Amazonia occidental, favoreciendo el desarrollo de un megahumedal en esta región antes del establecimiento del río Amazonas como río transcontinental.

Como ocurre en el caso de este trabajo, la topografía dinámica altera también significativamente la evolución paisajística de la Amazonia occidental y central creando incluso un espacio adicional en el Solimões y las cuencas del antepaís, tomar más tiempo para llenarse con los sedimentos derivados del orógeno, posponiendo así la conexión entre los Andes y el Océano Atlántico Ecuatorial (Sacek et al., 2023).

El análisis de las modificaciones de las redes de drenaje, así como la actuación de una tectónica moderna como su responsable en la región de la Llanura Pampeana, ha sido considerada desde hace décadas por varios autores (Costa et al., 2006; Peri & Rossello, 2010; Thalmeier et al., 2021). Castellanos (1959, 1968) estudió las paleo-redes hidrográficas y propuso un sistema de cambios y desplazamientos a lo largo del tiempo y a medida que se iba elevando el terreno.

Pasotti & Castellanos (1963) y Pasotti (1968, 1974) sustentaron, de manera pionera, la existencia de actividad tectónica cuaternaria en la Llanura Pampeana a través del análisis de fotografías aéreas y mapas topográficos a partir de la reactivación de fallas de basamento (Rossello et al., 2005, 2007; Peri & Rossello, 2008, 2010). Iriondo (1989) propuso una edad pleistocena media (700.000 años) para la activación de la falla de Tostado-Selva que limita por el oeste al Bloque San Guillermo a partir de la posición estratigráfica relativa de los estratos afectados de la Formación Paraná.

Cuña-Rodríguez et al. (2020) proponen que la edad de la deformación tectónica vinculada a la formación de la Laguna Mar Chiquita estaría en el entorno de 70.000 años sobre la base del registro paleolimnológico.

La captura del río Carcarañá hacia el Río Paraná, sumado a la presencia de un enorme campo eólico en la región peneplanizada que actualmente los separa (Garzanti et al., 2022), es otro elemento significativo que contribuye a afectar la transferencia de sedimentos andinos hacia el nivel de base Atlántico en la Cuenca del Salado que, como fue señalado, funcionaba desde el Cretácico (Potter, 1997).

Se constata que esta situación de déficit sedimentario ocurre en la Cuenca del Salado a pesar que, casi al mismo tiempo, los contrafuertes Andinos registran tasas de erosión que se incrementan a partir del Plioceno como consecuencia de la generación de una importante barrera orográfica al clima húmedo imperante (Horton & DeCelles, 1997; Bookhagen & Strecker, 2008; Pingel et al., 2014). Sin embargo, ese contexto que debió propiciar una bonanza en el aporte sedimentario no se refleja en los registros de la Cuenca del Salado.

Por el contrario, en estos tiempos se percibe una drástica disminución de la tasa de sedimentación, al punto que durante el Pleistoceno superior - Holoceno sólo se depositan escasos niveles sedimentarios pelíticos provenientes del aporte fluvial y se incrementa notoriamente la influencia de los procesos dinámicos costeros eólicos y marinos (Figura 10).

De acuerdo con Rossello (2018), uno de los principales factores que ha provocado la drástica interrupción del flujo hídrico cargado de sedimentos provenientes de los piedemontes andinos del norte argentino hacia el margen Atlántico bonaerense es el embalsamiento de la laguna Mar

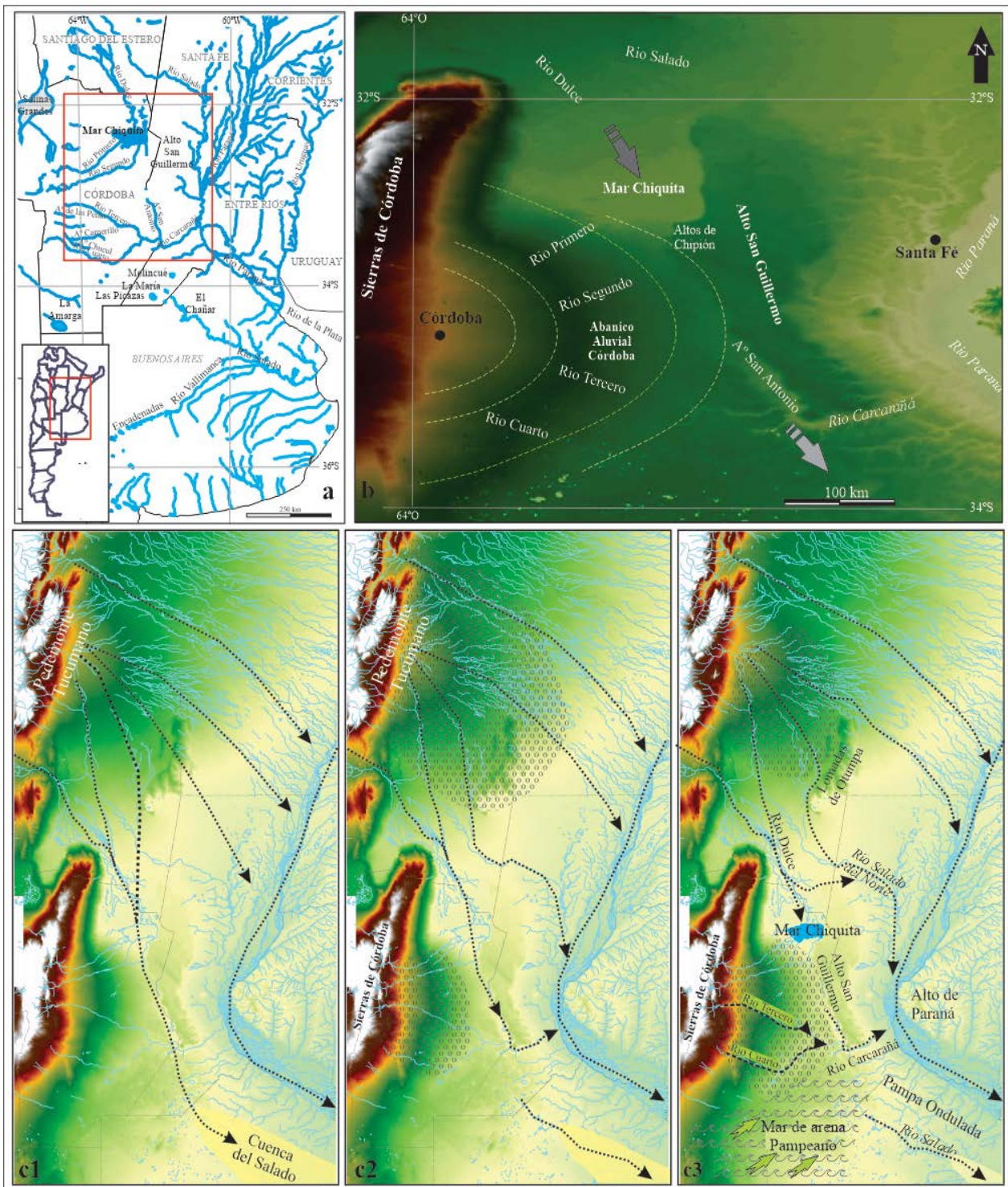


Figura 10 - a) Distribución de la red de drenaje principal en la porción central de la Llanura Pampeana, en particular, en las provincias de Córdoba, Santa Fe y Buenos Aires (tomada de Rossello 2018). Esquemas basados en topografías digitales: b) bloqueo del drenaje del río Salado debido al avance del Abanico Aluvial Córdoba hacia el Alto de San Guillermo que determina la formación de la Laguna Mar Chiquita; modelos evolutivos conceptuales de la interrupción del drenaje del río Salado: c1). situación previa donde gran parte de escorrentía se dirigía buscando el nivel de base directamente hacia el sur; c2) captura por el río Carcarañá en tiempos probablemente plio-pleistocénicos e invasión del campo de arenas; c3) situación presente donde el río Salado antes de desembocar en la Bahía de Samborombón está totalmente desconectado y desajustado.

Chiquita durante el Pleistoceno (Reati et al., 1996; Piovano et al., 2002, 2004a, 2004b; Mon et al., 2005, 2009).

Esto ocurre por la interposición del relieve positivo del abanico aluvial de Córdoba generado por la interacción neotectónica con el levanta-

tamiento del Alto San Guillermo (Brunetto e Iriondo, 2007; Brunetto et al., 2010), las capturas del río Carcarañá (Passotti & Albert, 1991; Kröhling, 1999a) y la interposición del campo de dunas (Kröhling, 1999b; Kröhling e Iriondo, 1999, 2003; Iriondo & Kröhling, 2007; Kröhling

& Orfeo, 2002). Además, los condicionantes climáticos fueron desencadenantes de los procesos erosivos productores de sedimentos (Iriando & García 1993; Garzanti et al., 2022).

Los pantanos y marismas costeras de todo el mundo han demostrado ser resistentes al levantamiento del nivel del mar en la dirección vertical (Kirwan et al., 2016; Schuerch et al., 2016). Schuerch et al. (2016) infirieron una tasa de acreción vertical de +2.6 cm/año cerca del río Salado, que es un orden de magnitud superior a la SLR media estimada por D'Onofrio et al. (2008) para el estuario del Río de la Plata (+0,17 cm/año).

Basado en análisis de núcleos fechados por edad, Schuerch et al. (2016) sugirió la hipótesis que la acumulación vertical de la ciénaga podría estar asociada con sedimentos transportados por el Río de la Plata en lugar de ser suministrados por el Río Salado.

Esto podría ser un signo de una marisma saludable en términos de crecimiento vertical constante e importación de sedimentos (Ganju et al., 2017). FitzGerald & Hughes (2019) teniendo en cuenta que la tasa media de SLR (que se está acelerando) es muchas veces mayor que la tasa media a la que evolucionó la plataforma de la marisma, es probable que el área de la marisma disminuya más rápidamente (Fagherazzi et al., 2013), aunque la migración hacia el interior también se observó en muchos humedales (Kirwan et al., 2016; Raabe & Stumpf, 2016; Anisfeld et al., 2016).

Procesos erosivos evidentes en algunas localidades de la Bahía de Samborombón, en la costa sur del estuario exterior del Río de la Plata, se relacionaron con cambios y tendencias en el clima de olas (Bacino et al., 2020; Codignotto et al., 2012).

Se detectaron tendencias positivas en series de datos de altura de ola significativa (Hs) y frecuencia de ocurrencia (número de casos), particularmente en la dirección E, en diferentes sitios ubicados a lo largo de la costa sur del estuario.

Además, se encontró una clara relación lineal entre el retroceso del borde de la marisma y el flujo de energía de las olas incidente (Pi), para tres puntos analizados dentro de la bahía.

Si bien las mareas, el viento (marejadas ciclónicas) y el aumento del nivel medio del mar juegan un papel importante en los complejos procesos hidrodinámicos y sedimentarios de la

bahía, se concluyó que las olas y sus cambios parecen ser el agente más importante. Esto también se observó en muchos estudios de marismas expuestas adyacentes a bahías abiertas y canales de marea anchos, lo que indica que la tasa de erosión es principalmente una función de la energía de las olas (FitzGerald & Hughes, 2019).
Evolución del ambiente litoral de La Bahía de Samborombón

Codignotto (1996) propone que la evolución de áreas costeras está vinculada en relación directa con los fenómenos de ascensos y descensos territoriales relativos, como así también a los desplazamientos hacia el mar y tierra de la línea de costa debidos a los fenómenos de erosión y acreción.

En la Bahía de Samborombón, Codignotto (1996) calcula procesos de menor acreción equivalentes a unos 4.000 km² en los últimos 7.000 años, aunque, al sur del Cabo San Antonio, son de mayor acreción.

Los factores que modelan esta costa pueden vincularse al Grupo I (factores geológicos o estructura en el sentido geomorfológico y la litología) y Grupo III (factores propios de un sector de costa, tales como las acciones eólica, fluvial o antrópica).

Incluso, reconoce un fenómeno erosivo de origen natural sus 150 km de costa que hace retroceder 2 a 2.5 m y medio por año sectores de la costa de la Bahía de Samborombón, por lo que, en los últimos 40 años, esa zona bonaerense perdió cinco kilómetros cuadrados bajo las aguas.

Codignotto (1996) considera que este fenómeno se da por "el desplazamiento en la posición de los anticiclones que genera, al igual que en otras zonas de la costa, un cambio, aunque muy leve en la dirección y la intensidad de las olas; y esto, a su vez, modifica la acción de las corrientes variando la intensidad de la erosión. Adicionalmente, advirtió que el aumento del nivel del mar provocado por el calentamiento global también colabora en el proceso.

Por ello, en esta zona los fenómenos se dan tanto en el plano horizontal, con pérdida de territorio, como en el plano vertical, con aumento de la profundidad de las aguas y avances cuando se producen fuertes tormentas del nordeste, que llegan a inundar zonas alejadas de la costa.

Cavallotto (2002) determinó, sobre la base de dataciones radiocarbónicas, que el desarrollo de la plataforma de abrasión fue labrada a partir de los -15 m, permitiendo inferir que aproximada-

mente a los 8 ka AP la velocidad de ascenso del mar disminuyó. En su ascenso, el nivel del mar pasó por una posición semejante a la actual a los 7 ka AP antes de alcanzar su máximo, el cual se lo documentó a los 6 ka AP a una altura de + 6.5 m caracterizado por un primer descenso relativo del nivel del mar hasta los 5 m en 1 ka (1,5 mm/año), luego un período de estabilidad entre los 5 y 3,5 ka y, posteriormente, un nuevo descenso hasta los 2,5 m en los siguientes 600 años (5,8 mm/año). Por último, ocurrió un descenso relativo lento del nivel del mar (0,50 mm/año) el cual alcanzó progresivamente el nivel actual.

El mar durante el descenso experimentó momentos de estabilidad y cambios en su velocidad que generaron retrocesos de la línea de costa y escalonamientos de los cordones de playa.

En consecuencia, Cavallotto (2002) considera que el Río de la Plata fue transgredido como consecuencia del ascenso del nivel del mar iniciado a la edad radiocarbónica de 18 ka AP en respuesta al hemicycle deglacial, con una velocidad estimada promedio de 9,4 mm/año en el lapso comprendido entre el dato ^{14}C radiocarbónico más antiguo de 8,6 ka AP y el máximo transgresivo (Figura 11).

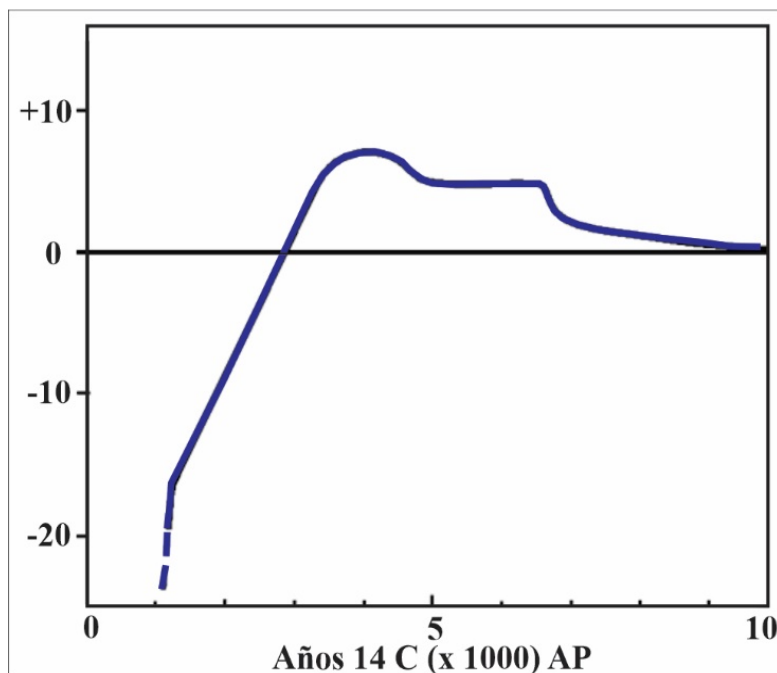


Figura 11 - Curva de variaciones relativas del nivel del mar según Cavallotto (2002).

Los procesos hidrosedimentarios en la zona costera de la Bahía de Samborombón son altamente complejos, por ello Bacino et al. (2022) proponen un modelo conceptual elemental que pretende explicar algunos mecanismos básicos sobre el balance de sedimentos en la zona costera de la bahía a partir del análisis de fotografías aéreas e imágenes satelitales de alta resolución, mediciones in situ del retroceso de los acantilados, y simulaciones numéricas de oleaje (modelo SWAN) basados en un periodo total (últimos 50 años) y un periodo reciente (última década, aproximadamente

De este modo, esos autores detectaron condiciones erosivas intensas (alrededor de -3 m/año) en Juan Gerónimo Sur, Punta Indio y Río Ajo, y erosión moderada (alrededor de -1 m/año) en Canal 1 Sur y Punta Piedras en el total del período.

Por el contrario, se identificó una acreción significativa en el Canal 18 (+14,4 m/año) y se observaron valores más bajos (alrededor de +1 o +2 m/año) en Canal 1 Norte y Juan Gerónimo Norte.

Para el período reciente la erosión más intensa se apreció en Juan Gerónimo Sur (-11.6 m/año), valores menores (alrededor de -4 o -6 m/año) se detectaron en Punta Indio y Río Ajo y valores moderados (inferiores a -2 m/año) se observaron en Canal 1 Sur, Punta Piedras y Juan Gerónimo Norte.

La acumulación máxima se identificó en el Canal 18 (+29,7 m/año). Asimismo, consideran que los sedimentos erosionados de la costa de la bahía y sedimentos provenientes de fuentes externas (Río Paraná, canales pluviales, o materiales resuspendidos del fondo del Río de la Plata) contribuyen al aumento vertical de la

marisma (impulsado por el aumento del nivel medio del mar y los eventos de marejadas ciclónicas) y a la expansión mar adentro de las marismas bajas en el centro de la bahía.

Por el contrario, Lamaro et al. (2009) detectaron progradación en curso en algunos pantanos costeros particulares ubicados en la parte central de la Bahía de Samborombón, mediante la comparación de series de imágenes satelitales. La mejora del drenaje en la zona mediante canales construidos durante el siglo

pasado y, en consecuencia, el aumento de la descarga de sedimentos a la bahía, podría ser una posible explicación de esta ampliación (Tosi et al., 2013).

Además, un crecimiento vertical significativo en el pantano (+2.6 cm/año), superior a la SLR media, se estimó cerca de la desembocadura del Río Salado. Esto último sugiere que este ambiente costero particular sería altamente resiliente frente a las inundaciones asociadas a los diferentes escenarios SLR (Schuerch et al., 2016).

CONCLUSIONES

La morfología particular de un semicírculo regular que actualmente presenta la Bahía de Samborombón se interpreta condicionada a un contexto tectosedimentario regional que provocó la interrupción de la llegada de sedimentos desde una importante área de aporte, generando una progresiva disminución de la tasa de sedimentación con respecto a la continua subsidencia de la Cuenca del Salado.

La Cuenca del Salado contiene un potente registro sedimentario acumulado desde el Mesozoico hasta el Neógeno, aunque durante el Pleistoceno, el área comienza a experimentar una progresiva disminución de sus tasas de sedimentación como resultado de una modificación de la transferencia sedimentaria desde las estribaciones andinas - entre los paralelos 30°S - 20°S - hasta el margen pasivo del Atlántico. Por ello, la porción continental de la Cuenca del Salado exhibe una superficie deprimida con lagunas y cursos fluviales divagantes con escaso drenaje que debe ser facilitado con patrones sistemáticos de canales artificiales.

La naturaleza de los registros sedimentarios que se preservan en la Cuenca del Salado, y en particular, en el ámbito de la Bahía de Samborombón, muestran que el río Salado transportaba importantes volúmenes de sedimentos desde las áreas fuentes andinas hacia el nivel de base atlántico hasta, por lo menos, el Pleistoceno inferior.

Esta situación se constata por la progradación de cuñas arenosas, de origen fluvial a flúvio-deltaico, asociadas a la Formación Puelches presentes en el subsuelo de la bahía.

A partir del cálculo estimativo del registro sedimentario terciario que rellena la cuenca del Salado, se estima tentativamente una tasa de sedimentación que se reduce de unos 0,09 mm/año de la Formación Las Chilcas, del Paleoceno, a menos de 0,005 mm/año para la Formación

Puelches, del Plioceno, con un promedio de 0,042 mm/año para las formaciones Los Cardos y Olivos del Eoceno.

En el Mioceno, el aporte continental fue superado por el ingreso marino de la Formación Paraná (Marengo, 2006), con una fuerte retrogradación de los sistemas depositacionales.

Durante el Plioceno, se produce una fuerte progradación a partir del arribo de materiales siliciclásticos provistos por la erosión vinculada con el ascenso de Los Andes, los que fueron transportados a través de la planicie pedemontana por el paleo sistema Río Dulce (Salado) - Río Salado de la provincia de Buenos Aires.

Sin embargo, el tránsito de sedimentos a lo largo de miles de kilómetros conducidos por los ríos Salado del Norte antes de alcanzar el nivel de base del océano Atlántico sufrió la pérdida de gran parte de su carga.

Esta drástica disminución del aporte se debió en parte a la colmatación de depocentros amplios y someros de la Llanura Pampeana y por la más reciente interposición del abanico aluvial de Córdoba, los fenómenos de capturas e invasiones eólicas.

Como consecuencia de estos fenómenos de captura del aporte sedimentario, la Cuenca del Salado sufrió una importante disminución de su depositación que no alcanza a compensar la subsidencia.

Por esta razón, se considera a la Cuenca del Salado como un depocentro hambriento donde, en los últimos miles de años, sobre su costa progresaron planicies mareales y cangrejales favorecidos por el reparo que ejerció el avance de la barra arenosa que paulatinamente va colmatando sus porciones australes.

Finalmente, la dinámica actual de la región litoral de la Bahía de Samborombón sugiere un relativo retroceso progresivo de la costa del

extremo norte y una colmatación con periodos inundables del extremo austral.

Debido a la rapidez de estos cambios, es muy

importante tenerlos en cuenta para la localización y el monitoreo de futuras actividades antrópicas como preservar los ecosistemas existentes.

AGRADECIMIENTOS

E.A.R. agradece al IGEBA-CONICET y a la Universidad de Buenos Aires por las facilidades brindadas, al igual que GV al Instituto de Ciencias Geológicas (UDELAR) y al Programa de Desarrollo de Ciencias Básicas (PEDECIBA). El colega Pedro Kress de YPF facilitó datos del subsuelo de la Cuenca del Salado. Al proceso de edición y revisión de la revista.

REFERÊNCIAS

- ACENÓLAZA, F.G. La Formación Paraná (Mioceno medio): estratigrafía, distribución regional y unidades equivalentes. In: ACENÓLAZA, F.G., HERBST, R. (eds.) El Neógeno de Argentina, INSUGEO, **Serie Correlación Geológica**, v. 14, p. 9-27, 2000.
- ANISFELD, S.C.; COOPER, K.R.; KEMP, A.C. Upslope development of a tidal marsh as a function of upland use. **Global Change Biology**, v. 23, n 2, p. 755-766, 2016.
- ARTAZA, E. Saneamiento urbano en la República Argentina. **Publicación Especial de la Facultad de Ciencias Físicas Químicas**, Universidad Nacional de La Plata, La Plata, v. 1, 118 p., 1943.
- AUGE, M.; HERNÁNDEZ, M.; HERNÁNDEZ, L. Actualización del conocimiento del Acuífero semiconfinado Puelche en la Provincia de Buenos Aires, Argentina. In: IAH XXXII & ALHSUD CONGRESO, MAR DEL PLATA, VI, **Actas...** Mar del Plata: Asociación Geológica Argentina, v. 1, p. 629-633, 2002.
- BACINO, G.L.; DRAGANI, W.C.; CODIGNOTTO, J.O.; PESCIO, A.E.; FARENGA, M.O. Shoreline change rates along Samborombón Bay, Río de la Plata estuary, Argentina. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 237, p. 106659, 2020.
- BENDONI, M.; MEL, R.; LANZONI, S.; FRANCALANCI, S.; OUMERACI, H.B. Insights into lateral marsh retreat mechanism through localized field measurements. **Water Resources Research**, v. 52, p. 1446-1464, 2016.
- BENZAQUEN, L.; BLANCO, D.E.; BO, R.; KANDUS, P.; LINGUA, G.; MINOTTI, P.; QUINTANA, R. (eds.). **Regiones de humedales de la Argentina**. Ministerio de Ambiente y Desarrollo Sustentable, Fundación Humedales/Wetlands International, Universidad Nacional de San Martín y Universidad de Buenos Aires, 337 p., 2017.
- BÉRTOLA, G.R. & CORTIZO, L.C. Transporte de arena en médanos litorales activos y colgados del sudeste de Buenos Aires. **Revista de la Asociación Geológica Argentina**, v. 60, n. 1, p. 174-184, 2005.
- BICUDO, T.C.; SACEK, V.; ALMEIDA, R.P. Reappraisal of the relative importance of dynamic topography and Andean orogeny on Amazon landscape evolution. **Earth Planetary Science Letters**, n. 546, p. 116423, 2020.
- BOOKHAGEN, B.; STRECKER, M.R. Orographic barriers, high-resolution TRMM rainfall, and relief variations along the eastern Andes. **Geophysical Research Letters**, v. 35, L06403, 2008.
- BOSCHI, E.E. El ecosistema estuarial del Río de la Plata (Argentina y Uruguay). **Anales del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología**, Universidad Autónoma de México, v. 15, n. 2, p. 159-182, 1988.
- BRACACCINI, O.I. **Cuenca de Salado**. In: 2^{do} SIMPOSIO DE GEOLOGÍA REGIONAL ARGENTINA, 1980, Córdoba. **Actas...** Córdoba: Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Córdoba, 1980, v. II, p. 879-918.
- BRAGA, F.; CAROL, E.; KRUSE, E.; POUSA, J.; RIZZETTO, F.; TEATINI, P.; TOSI, L. Respuesta hidrogeomorfológica al ascenso del nivel del mar en la Bahía de Samborombón (Argentina). In: CONGRESO INTERNACIONAL SOBRE CAMBIO CLIMÁTICO Y DESARROLLO SUSTENTABLE, III, 2011, La Plata. **Actas...** La Plata: Asociación Geológica Argentina, 2011.
- BRUNETTO, E. & IRIONDO, M.H. Neotectónica en la Pampa Norte (Argentina). **Revista de la Sociedad Geológica de España**, v. 20, n. 1-2, p. 17-29, 2007.
- BRUNETTO, E.; IRIONDO, M.H.; ZAMBONI, L.; GOTTARDI, G. Quaternary deformation around the Palo Negro area, Pampa Norte, Argentina. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 29, p. 627-641, 2010.
- BRUNETTO, E.; KRÖHLING, D.; ZALAZAR, M. Analysis of the interaction between neotectonic and surface processes in a low-land intracratonic setting of South America. **Quaternary International**, v. 438, p. 141-159, 2017.
- BURKE, K. The Chad Basin: an active intra-continental basin. In: BOTT, M.H.P. (ed.) Sedimentary basins of continental margins and cratons. **Tectonophysics**, v. 36, n. 1-3, p. 197-206, 1976.
- CAPPANNINI, D.A. Geoedafología del curso inferior del río Salado de la provincia de Buenos Aires. **Revista del Instituto de Ingeniería Aplicada**, v. 50-51, p. 1-54, 1952.
- CASTELLANOS, A. Desplazamientos naturales, en abanico, del río Salado del Norte en la llanura Chaco-Santagueño-Santafesina. **Publicaciones del Instituto de Fisiografía y Geología**, Universidad Nacional, v. 2, 19 p., 1968.
- CASTELLANOS, A. Posibles desplazamientos morfológicos en el pasado de las redes potamográficas en la llanura cordobesa. **Boletín de Estudios Geográficos**, v. 19, p. 29-63, 1959.
- CAVALLOTTO, J.L. Evolución holocena de la llanura costera del margen sur del Río de la Plata. **Revista de la Asociación Geológica Argentina**, v. 57, n. 4, p. 376-388, 2002.
- CAVALLOTTO, J.L.; VIOLANTE, R.A.; NAMI, H.G. Late-Pleistocene/Holocene paleogeography and coastal evolution at the mouth of the Río de la Plata: implications for dispersal of paleoindian people in South America. **Current Research in the Pleistocene**, v. 19, p. 13-16, 2002.
- CAVALLOTTO, J.L.; VIOLANTE, R.A.; PARKER, G. Sea-level fluctuations during the last 8660 years in the de la Plata River (Argentina). **Quaternary International**, v. 114, p. 155-165, 2004.
- CHEBLI, G.A.; MOZETIC, M.E.; ROSSELLO E.A.; BUHLER, M. Cuenas sedimentarias de la llanura Chacopampeana. In: CAMINOS, R. (Ed.) Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Buenos Aires, 1999. **Anales...** Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina, 1999, p. 627-644.
- COBBOLD, P.R.; ROSSELLO, E.A.; ROPERCH, P.; ARRIAGADA, C.; GÓMEZ, L.A.; LIMA, C. Distribution and timing of the Andean deformation across South America. In: RIES, A.C. & BUTLER, R.W.H.; GRAHAM, R.H. (Eds.) **Deformation of the continental crust: The legacy of Mike Coward**, Geological Society of London, Special Publications, London, v. 272, p. 321-343, 2005.
- CODIGNOTTO, J.O. & AGUIRRE, M.L. Coastal evolution in sea level and molluscan fauna in northeastern Argentina during the Late Quaternary. **Marine Geology**, v. 110, p. 163-175, 1993.

- CODIGNOTTO, J.O. **Geomorfología y dinámica costera**. In: BOSCHI, E.E. (Ed.) El mar argentino y sus recursos pesqueros. Tomo 1. Antecedentes históricos de las exploraciones en el mar y las características ambientales, Instituto Nacional de Investigación y Desarrollo Pesquero, **Anales...Mar del Plata: Asociación Geológica Argentina**, p. 89-105, 1996.
- CODIGNOTTO, J.O.; DRAGANI, W.C.; MARTÍN, P.B.; CAMPOS, M.I.; ALONSO, G.; SIMONATO, C.G.; MEDINA, R. Erosión en la bahía de Samborombón y cambios en la dirección de los vientos, provincia de Buenos Aires, Argentina. **Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales**, v. 13, n. 2, p. 135-138, 2011.
- CODIGNOTTO, J.O.; KOKOT, R.R.; MARCOMINI, S.C. Desplazamientos verticales y horizontales de la costa argentina en el Holoceno. **Revista de la Asociación Geológica Argentina**, v. 48, n. 2, p. 125-132, 1993.
- CORTELEZZI, C. Sobre la edad de los depósitos de conchillas que afloran en las proximidades de Puente de Pascua (Partido de Castelli, Prov. de Buenos Aires). In: CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 12° Y CONGRESO DE EXPLORACIÓN DE HIDROCARBUROS, 2°, Mendoza, 1993. **Actas...** Mendoza: Asociación Geológica Argentina, 1993, v. 2, p. 249-251.
- COSTA, C.; AUDEMARD, F.; BEZERRA, F.; LAVENU, A.; MACHETTE, M.; PARIS, G. An overview of the main Quaternary deformation of South America. **Revista Asociación Geológica Argentina**, v. 61, n. 4, p. 461-479, 2006.
- CREMON, É.H.; ROSSETTI, D. DE F.; DE OLIVEIRA-SAWAKUCHI, A.; CANCELALISBOA-COHEN, M. The role of tectonics and climate in the late Quaternary evolution of a northern Amazonian River. **Geomorphology**, v. 271, p. 22-39, 2016.
- CUÑA-RODRÍGUEZ, C.; PIOVANO, E.L.; GARCÍA-RODRÍGUEZ, F.; SYLVESTRE, F.; ROSTEK, F.; BERNASCONI, S.M.; ARIZTEGUI, D. Paleolimnological record of the Pampean plains (Argentina) as a natural archive of South American hydroclimatic variability since the LGM to the Current Warm Period. **Quaternary Science Reviews**, v. 250, 106675, 2020.
- DAMANTI, J.F. Geomorphic and structural control on facies patterns and sediment composition in a modern foreland. In: MARZO, M.; PUIGDEFABREGAS, C. (Eds.) **Alluvial sedimentation**. International Association of Sedimentologists, Special Publication, Oxford, p. 221-233, 1993.
- DANGAVS, N.V. & BLASI, A.M. Los depósitos de yeso intrasedimentario del arroyo El Siesgo, partidos de Monte y General Paz, provincia de Buenos Aires. **Revista de la Asociación Geológica Argentina**, v. 57, n. 3, p. 315-327, 2002.
- DE FIGUEIREDO, J.P.; ZALÁN, P.V.; FERNANDES-SOARES, E. Bacia da Foz do Amazonas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 2, p. 299-309, 2007.
- DECELLES, P.G. & GILLES, K.A. Foreland basin systems. **Basin Research**, v.8, p. 105-123, 1996.
- DICKINSON, W.R.; ARMIN, R.A.; BECKVAR, N.; GOODLIN, T.C.; JANECKE, S.U.; MARK, R.A.; NORRIS, R.D.; RADEL, G.; WORTMAN, A.A. Geohistory analysis of rates of sediment accumulation and subsidence for selected California basins. In: INGERSOLL, R.V. & ERNST, W.G. (Eds.) **Cenozoic basin development of coastal California**, Prentice-Hall, New Jersey, 496 p., 1987.
- D'ONOFRIO, E.; FIORE, M.; POUSA, J. Changes in the Regime of Storm Surges at Buenos Aires, Argentina. **Journal of Coastal Research**, v. 24, n. 1A, p. 260-265, 2008.
- DRESSEL, I.; SCHECK-WENDEROTH, M.; CACACE, M. Backward modelling of the subsidence evolution of the Colorado Basin, offshore Argentina and its relation to the evolution of the conjugate Orange Basin, offshore SW Africa. **Tectonophysics**, n. 716, p. 168-181, 2017.
- FAGHERAZZI, S.; MARIOTTI, G.; WIBERG, P. L. Marsh collapse does not require sea level rise. **Oceanography**, v. 26, n. 3, p. 70-77, 2013.
- FIDALGO, F.; COLADO, U.R.; DE FRANCESCO, F.O. Sobre ingresiones marinas cuaternarias en los partidos de Castelli, Chascomús y Magdalena (Provincia de Buenos Aires). In: CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 5°, Carlos Paz, 1973. **Actas...** Carlos Paz: Asociación Geológica Argentina, 1973, v. 4, p. 225-240.
- FIDALGO, F.; FIGINI, A.; GÓMEZ, G.; CARBONARI, J.; HUARTE, R. Dataciones radiocarbónicas de la Formación Las Escobas y Destacamento Río Salado, provincia de Buenos Aires. In: CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 8, San Luis, 1981. **Actas...** San Luis: Asociación Geológica Argentina, 1981, v. 4, p. 43-56.
- FITZGERALD, D.M. & HUGHES, Z.J. Marsh processes and their response to climate change and sea-level rise. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 47, p. 481-517, 2019.
- FRAY, C. & EWING, M. 1963. Pleistocene sedimentation and fauna of the Argentine Continental shelf. I. Wisconsin sea level as indicated in Argentine Continental Shelf Sediments. **Proceedings Academy of Natural Sciences of Philadelphia**, v. 115, n. 6, p. 113-126, 1963.
- FRENGUELLI, J. Rasgos generales de la morfología y la geología de la Provincia de Buenos Aires. **Revista Laboratorio de Ensayo de Materiales e Investigaciones Tecnológicas**, Buenos Aires, v. 2, n. 33, p. 1-218, 1950.
- FRENZEL, H. N. Starved basins. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 25, n. 2, p. 134-134, 1955.
- FUCKS, E.; SCHNACK, E.; AGUIRRE, M. Reconsideración estratigráfica de las Secuencias Marinas Holocenas del Sector Continental de la Bahía Samborombón, Provincia de Buenos Aires. In: CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 17°, Jujuy: 2008. **Actas...** Jujuy: Asociación Geológica Argentina, 2008, v. 3, p. 1210-1211.
- FUCKS, E.E.; SCHNACK, E.J.; AGUIRRE, M.L. Nuevo ordenamiento estratigráfico de las secuencias marinas del sector continental de la Bahía Samborombón, Provincia de Buenos Aires. **Revista de la Asociación Geológica Argentina**, v. 67, n. 1, p. 27-39, 2010.
- GANJU, N.K.; DEFNE, Z.; KIRWAN, M.L.; FAGHERAZZI, S.; D'ALPAOS, A.; CARNIELLO, L. Spatially integrative metrics reveal hidden vulnerability of microtidal salt marshes. **Nature Communications**, v. 8, 14156, 2017.
- GARZANTI, E.; CAPALDI, T.; TRIPALDI, A.; ZARATE, M.; LIMONTA, M.; VEZZOLI, G. Andean retroarc-basin dune fields and Pampean Sand Sea (Argentina): Provenance and drainage changes driven by tectonics and climate. **Earth-Science Reviews**, v. 231, 104077, 2022.
- GUILDERSON, T.; BURCKLE, L.; HEMMING, S.; PELTIER, W. Late Pleistocene Sea level variation from the Argentine shelf. **Geochemistry, Geophysics and Geosystems**, v. 1, n. 12, 1055, 2000.
- GUIMARÃES, J.T.F.; CANCELALISBOA-COHEN, M.; RUIZ-PESSENDA, L.C.; FRANÇA, M.C.; BELTRÃO-SMITH, C.; RODRIGUES-NOGUEIRA, A.C. 2011. Mid- and late-Holocene sedimentary process and palaeovegetation changes near the mouth of the Amazon River. **The Holocene**, v. 22, n. 3, p1-12, 2011.
- GUTIÉRREZ, A.A.; MON, R.; SUVIRES, G.M. La red de drenaje del borde oriental andino y de la llanura central argentina, indicadora de movimientos tectónicos recientes. In: MURUAGA, C.M. & GROSSE, P. (eds.) Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA, In: CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, San Miguel de Tucumán, 20°, 2017. **Relatorio...** San Miguel de Tucumán: Asociación Geológica Argentina, 2017, p. 646-669.
- HOORN, C.; WESSELINGH, F.P.; TER STEEGE, H.; BERMÚDEZ, M.A.; MORA, A.; SEVINK, J.; SANMARTÍN, I.; SÁNCHEZ-MESEGUER, A.; ANDERSON, C.L.; FIGUEIREDO, J.P.; JARAMILLO, C.; RIFF, D.; NEGRI, F.R.; HOOGHMSTRA, H.; LUNDBERG, J.; STADLER, T.; SÄRKINEN, T.; ANTONELLI, A. Amazonia through time:

- Andean uplift, climate change, landscape evolution, and biodiversity. **Science**, v. 330, n. 6006, p. 927-931, 2010.
- HORTON, B.K. & DECELLES, P.G. The modern foreland basin system adjacent to the Central Andes. **Geology**, v. 25, p. 895-898, 1997.
- HUMPHREY, N.F. & KONRAD, S.K. River incision or diversion in response to bedrock uplift. **Geology**, v. 28, n. 1, p. 43-46, 2000.
- IRIONDO, M. & GARCÍA, N.O. Climatic variations in the Argentine plains during the last 18,000 years. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 101, p. 209-220, 1993.
- IRIONDO, M. & KRÖHLING, D. Geomorfología y sedimentología de la cuenca Superior del Río Salado (Sur de Santa Fe y Noroeste de Buenos Aires, Argentina). **Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis**, v. 14, n. 1, p. 1-23, 2007.
- IRIONDO, M. Major fractures of the Chaco-Pampa plain. **Bulletin of the INQUA Neotectonics Commission**, v. 12, p. 42, 1989.
- IRIONDO, M.; BRUNETTO, E.; KRÖHLING, D. Historical climatic extremes as indicators for typical scenarios of Holocene climatic periods in the Pampean plain. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 283, p. 107-119, 2009.
- ISLA, F.I. & ESPINOSA, C. Modelo sedimentario de colmatación de pequeños estuarios dominados por limos, Provincia de Buenos Aires. In: REUNIÓN ARGENTINA DE SEDIMENTOLOGÍA, 7°, Salya, 1998. **Actas...** Salya: Asociación Geológica Argentina, 1998, p. 24-36.
- ISLA, F.I. & GAIDO, E. S. Evolución geológica de la laguna Mar Chiquita. Reserva de Biosfera Mar Chiquita: Características Físicas, Biológicas y Ecológicas. In: IRIBARNE, O. (ed.) **Reserva de Biosfera Mar Chiquita: Características físicas, biológicas y ecológicas**, Mar del Plata, p. 19-30, 2001.
- ISLA, F.I.; RUTTER, N.W.; SCHNACK, E.J.; ZÁRATE, M.A. La transgresión Belgranense en Buenos Aires. Una revisión a cien años de su definición. **Revista Cuaternario y Ciencias Ambientales**, v. 1, p. 3-14, 2000.
- KIRWAN, M.L.; TEMMERMAN, S.; SKEEHAN, E.E.; GUNTENSPERGEN, G.R.; FAGHERAZZI, S. Overestimation of marsh vulnerability to sea level rise. **Nature Climate Change**, v. 6, p. 253-260, 2016.
- KRÖHLING, D. & ORFEO, O. Sedimentología de unidades loésicas (Pleistoceno Tardío-Holoceno) del centro-sur de Santa Fe. **Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología**, v. 9, p. 135-154, 2002.
- KRÖHLING, D. Sedimentary maps of loessic units outcropping in North Pampa, Argentina. **Quaternary International**, v. 62, n. 1, p. 49-55, 1999b.
- KRÖHLING, D. Upper Quaternary of the Lower Carcarañá Basin, North Pampa, Argentina. **Quaternary International**, v. 57/58, p. 135-148, 1999a.
- KRÖHLING, M.D. & IRIONDO, M.H. El loess de la Pampa norte en el bloque de San Guillermo. **Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología**, v. 10, n. 2, p. 137-150, 2003.
- KRÖHLING, M.D. & IRIONDO, M.H. Upper Quaternary paleoclimates of the Mar Chiquita area, North Pampa, Argentina. **Quaternary International**, v. 57, p. 140-163, 1999.
- LAMARO, A.; TORRUSIO, S.; ULIBARRENA, J.M.; MUGNI, H.; BONETTO, C. Mapping coastal changes applying maps, satellite images and GIS in Samborombón Bay, Argentina. **International Journal of Ecology & Development**, v. 12, p. 15-27, 2009.
- LATRUBESSE, E.M. & RESTREPO, J.D. Sediment yield along the Andes: continental budget, regional variations, and comparisons with other basins from orogenic mountain belts. **Geomorphology**, v. 216, p. 225-233, 2014.
- LEONARDI, N.; GANJU, N. K.; FAGHERAZZI, S. A linear relationship between wave power and erosion determines salt-marsh resilience to violent storms and hurricanes. **Proceedings of the National Academy of Sciences (USA)**, v. 113, p. 64-68, 2016.
- LESTA, P.J.; MAINARI, E.; STUBELJ, R. Plataforma Continental Argentina. In: SIMPOSIO DE GEOLOGÍA REGIONAL Argentina, 2^{do}. **Academia Nacional de Ciencias de Córdoba**, Córdoba, v. II, p. 1577-1601, 1980.
- LUENGO, M.; SALINAS DE SALMUNI, G.; FUCKS, E.; VILANOVA, I. Identificación y mapeo de paleocauces utilizando imágenes satelitales de Alta Resolución en la llanura costera de la Bahía Samborombón, Este de la Provincia de Buenos Aires, Argentina. In: SIMPOSIO INTERNACIONAL SELPER, 17, Puerto Iguazú, 2016. **Actas...** Puerto Iguazú: Asociación Geológica Argentina, 2016, p. 3345-3354.
- MANASSERO, M.; CAMILIÓN, C.; RONCO, A. Texturas argilominerales y metales en sedimentos de fondo de arroyos de la franja costera sur del río de la Plata. **Revista de la Asociación Geológica Argentina**, v. 67, n. 1, p. 105-111, 2010.
- MARANI, M.; D'ALPAOS, A.; LANZONI, S.; SANTALUCIA, M. Understanding and predicting wave erosion of marsh edges. **Geophysical Research Letters**, v. 38, p. 1-5, 2011.
- MARCOMINI, S. & LÓPEZ, R. Alteración de la dinámica costera por efecto de la explotación de arena de playa, partidos de General Alvarado y Lobería, Provincia de Buenos Aires. **Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología**, v. 6, n. 1-2, p. 1-18, 1999.
- MARENGO, H.G. **Micropaleontología y estratigrafía del Mioceno marino de la Argentina: Las Transgresiones de Laguna Paiva y del "Entrerriense- Paranense": Buenos Aires, Argentina**. Buenos Aires, 2006, 124 p. Tesis Doctoral de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.
- MARTÍNEZ, D.; GÓMEZ PERAL, M.; MAGGI, J. Caracterización geoquímica y sedimentológica de los fangos de la laguna Mar Chiquita, provincia de Córdoba: aplicación del análisis multivariante. **Revista de la Asociación Geológica Argentina**, v. 49, p. 26-38, 1994.
- MON, R. & GUTIÉRREZ, A.A. The Mar Chiquita Lake: An indicator of intraplate deformation in the central plain of Argentina. **Geomorphology**, v. 111, n. 3-4, p. 111-122, 2009.
- MON, R.; GUTIÉRREZ, A.A.; ROLDÁN, A.A. Neotectónica, desvío de grandes ríos y cambios ambientales en la llanura Chacoparanaense. **Revista de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente**, v. 21, p. 17-23, 2005.
- PARKER, G.; VIOLANTE, R.A.; PATERLINI, C.M.; COSTA, I.P.; MARCOLINI, S.I.; CAVALLOTTO, J.L. Las secuencias depositacionales del Plioceno-Cuaternario en la plataforma submarina adyacente al litoral del este bonaerense. **Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis**, v. 15, n. 2, p. 105-124, 2008.
- PASOTTI, P. & ALBERT, O. El río Carcarañá en territorio santafesino. **Publicaciones del Instituto de Fisiografía y Geología**, Universidad Nacional de Rosario, LXVII: 5-13, 1991.
- PASOTTI, P. & CASTELLANOS, A. El relieve de la llanura santafesino-cordobesa comprendida entre los paralelos 32° y 32°30'S desde 62°45'W hasta el río Paraná. **Publicaciones del Instituto de Fisiografía y Geología**, Universidad Nacional de Rosario, v. 47, p. 1-79, 1963.
- PASOTTI, P. Evidencias morfológicas del levantamiento de la "Pampa Levantada" en un sector de la llanura Santafesino-Bonaerense: Rosario, Argentina. **Publicaciones del Instituto de Fisiografía y Geología**, Universidad Nacional de Rosario, Scientific report, v. 53, 46 p., 1968.
- PASOTTI, P. La neotectónica en la Llanura Pampeana, fundamentos para el mapa neotectónico. **Publicaciones del Instituto de Fisiografía y Geología**, Universidad Nacional de Rosario, LVIII, p. 3-18, 1974.
- PERI, V.G. & ROSSELLO, E.A. Anomalías neotectónicas del drenaje del río Salado sobre las Lomadas de Otumpa (Santiago del Estero y Chaco, Argentina) detectadas por procesamiento digital. **Revista de la Asociación Geológica Argentina**, v. 66,

- n. 4, p. 636-648, 2010.
- PERI, V.G. & ROSSELLO, E.A. Influencias morfoestructurales e hidrográficas de Las Lomadas de Otumpa (Santiago del Estero y Chaco, Argentina). In: CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 17 San Salvador de Jujuy, 2008. **Actas...** San Salvador de Jujuy: Asociación Geológica Argentina, 2008, v. I, p. 418-419.
- PINGEL, H.; ALONSO, R.N.; MULCH, A.; ROHRMANN, A.; SUDO, M.; STRECKER, M.R. Pliocene orographic barrier uplift in the southern Central Andes. **Geology**, v. 42, n. 8, p. 691-694, 2014.
- PIOVANO, E.L.; ARIZTEGUI, D.; BERNASCONI, S.M.; MCKENZIE, J.A. Stable isotopic record of hydrological changes in subtropical Laguna Mar Chiquita (Argentina) over the last 230 years. **The Holocene**, n. 14, p. 525-535, 2004b.
- PIOVANO, E.L.; ARIZTEGUI, D.; DAMATTO MOREIRAS, D. Recent environmental changes in Laguna Mar Chiquita (central Argentina): a sedimentary model for a highly variable saline lake. **Sedimentology**, v. 49, p. 1371-1384, 2002.
- PIOVANO, E.L.; LARIZZATTI, F.E.; FÁVARO, I.T.; OLIVEIRA, S.M.B.; DAMATTO, S.R.; MAZZILLI, B.P.; ARIZTEGUI, D. Geochemical response of a closed-lake basin to 20th century recurring droughts/wet intervals in the subtropical Pampeana Plains of South America. **Journal of Limnology**, v., p. 21-32, 2004a.
- POTTER, P.E. The Mesozoic and Cenozoic paleodrainage of South America: a natural history. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 10, n. 5-6, p. 331-344, 1997.
- PRIESTAS, A.; MARIOTTI, G.; LEONARDI, N.; FAGHERAZZI, S. Coupled Wave Energy and Erosion Dynamics along a SaltMarsh Boundary, Hog Island Bay, Virginia, USA. **Journal of Marine Science and Engineering**, v. 3, n. 3, p. 1041-1065, 2015.
- PRIETO, A.; MOURELLE, D.; PELTIER, R.; DRUMMOND, R.; VILANOVA, I.; RICCI, L. Relative sea-level changes during the Holocene in the Río de la Plata, Argentina and Uruguay: A review. **Quaternary International**, v. 442 (Part A), p. 35-49, 2017.
- RAABE, E.A. & STUMPF, R.P. 2016. Expansion of Tidal Marsh in Response to Sea-Level Rise: Gulf Coast of Florida, USA. **Estuaries and Coasts**, v. 39, p. 145-157, 2016.
- RAGGIO, F.; GERSTER, R.; WELSINK, H. Cuencas del Salado y Punta del Este. **Petrotecnia**, p. 80-88, 2012.
- REATI, G.J.; FLORÍN, M.; FERNÁNDEZ, G.J.; MONTES, C. 1996. The Laguna de Mar Chiquita (Córdoba, Argentina): a little known, secularly fluctuating, saline lake. **International Journal of Salt Lake Research**, v. 5, p. 187-219, 1996.
- RICHARDSON, T.J.; GILBERT, H.J.; ANDERSON, M.L.; RIDGWAY, K.D. Seismicity within the actively deforming Eastern Sierras Pampeanas, Argentina. **Geophysical Journal International**, v. 188, n. 2, p. 408-420, 2012.
- RICHARDSON, T.J.; RIDGWAY, K.D.; GILBERT, H.; MARTINO, R.; ENKELMAN, E.; ANDERSON, M.; ALVARADO, P. Neogene and Quaternary tectonics of the Eastern Sierras Pampeanas, Argentina. Active intraplate deformation in board of flat-slab subduction. **Tectonics**, v. 32, p. 1-17, 2013.
- RICHIANO, S.; VARELA, A.N.; D'ELÍA, L.; BILMES, A.; AGUIRRE, M. 2012. Evolución paleoambiental de cordones litorales holocenos durante una caída del nivel del mar en la bahía de Samborombón, Buenos Aires, Argentina. **Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis**, v. 19, n. 2, p. 105-124, 2012.
- ROSSELLO, E.A. & VEROSLAVSKY, G. Morfología de la Bahía de Samborombón (Argentina): ¿consecuencia de la interrupción de la sedimentación moderna de la Cuenca del Salado? In: CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 22, Puerto Madryn, 2022. **Actas...** Puerto Madryn: Asociación Geológica Argentina, 2022, S2-24, p. 889-890.
- ROSSELLO, E.A. Modificaciones neotectónicas de la red de drenaje de la región central pampeana (Argentina): consecuencias en el relleno de la Cuenca del Salado. **Revista de la Sociedad de Geología de España**, v. 31, n. 1, p. 105-116, 2018.
- ROSSELLO, E.A.; BORDARAMPÉ, C.P.; PERI, V.G. The Otumpa faulting: an intracontinental megastructure controlling the neogene morphology of the Gran Chaco plain (Argentina). In: COLLOQUIUM ON LATIN AMERICAN EARTH SCIENCES, 20th. Lateinamerika-Kolloquium. Kiel, 2007. **Proceedings...**Kiel: Asociación Geológica Argentina, 11, 2007.
- ROSSELLO, E.A.; MON, R.; BORDARAMPÉ, C.P.; GUTIÉRREZ A.A. 2005. Evidencias topográficas de actividad neotectónica en la llanura Chacoparanaense: consecuencias en la organización del drenaje de Mar Chiquita (Córdoba, Argentina). In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÓNICOS, 10^o - INTERNATIONAL SYMPOSIUM OF TECTONICS, 4^o, Curitiba, 2005. **Boletim de Resumos...**Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, 2005, p. 205-208.
- ROSSELLO, E.A.; VEROSLAVSKY, G.; SANTA CRUZ, J.N. Posibles condiciones hidrogeológico-termales de la Fosa tectónica de Quilmes (Provincia de Buenos Aires, Argentina). **Boletín Geológico** (Bogotá), v. 48, n. 1, p. 141-156, 2021.
- ROSSI, N.I. El yacimiento de Conchilla del campo "Los Riojanos". Ministerio de Economía y Trabajo. Instituto Nacional de Geología y Minería, Buenos Aires. **Reporte**, 634, 48 p, 1968.
- SANTA CRUZ, J. Estudio sedimentológico de la Formación Puelches en la provincia de Buenos Aires. **Revista de la Asociación Geológica Argentina**, v. 1, p. 5-62, 1972.
- SCHNACK, E.; FASANO, J.; ISLA, F. The evolution of Mar Chiquita lagoon, Province of Buenos Aires, Argentina. In: COLQUHOUN, D. (ed.) **Holocene Sea Level Fluctuations: Magnitudes and Causes**, IGCP 61, University of South Carolina, Columbia, p. 143-155, 1982.
- SCHUERCH, M.; SCHOLTEN, J.; CARRETERO, S.; GARCÍA-RODRÍGUEZ, F.; KUMBIER, K.; BAECHTIGER, M.; LIEBETRAU, V. The effect of long-term and decadal climate and hydrology variations on estuarine marsh dynamics: An identifying case study from the Río de la Plata. **Geomorphology**, v. 269, p. 122-132, 2016.
- SCHWIMMER, R.A. Rates and processes of marsh shoreline erosion in Rehoboth Bay, Delaware, U.S.A. **Journal of Coastal Research**, v. 17, n. 3, p. 672-683, 2001.
- SOTO, M.; MORALES, M.; VEROSLAVSKY, G.; SANTA ANA, H.; UCHA, N.; RODRÍGUEZ, P. The continental margin of Uruguay: Crustal architecture and segmentation. **Marine and Petroleum Geology**, v. 28, p. 1676-1689, 2011.
- SPAGNUOLO, J. **Evolución geológica de la región costera-marina de Punta Alta, Provincia de Buenos Aires**. Bahía Blanca, 2005. 269 p. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur.
- SPALLETTI, L.; MATTHEOS, S.; POIRÉ, D. Sedimentology of the Holocene littoral ridges at Samborombón Bay (central Buenos Aires Province, Argentina). In: RABASSA, J. (Ed.), **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula**, Rotterdam, A.A. Balkema, v. 5, p. 111-132, 1987.
- STOAKES, F.; CAMPBELL, C.; UCHA, N. Seismic stratigraphic analysis of the Punta del Este Basin, Offshore Uruguay, South America. **American Association of Petroleum Geologists, Bulletin**, v. 75, n. 2, p. 219-240, 1991.
- SUBSECRETARÍA DE RECURSOS HÍDRICOS. **Atlas Digital de los recursos hídricos superficiales de la República Argentina** CD-ROM, Buenos Aires, 2002.
- SUBSECRETARÍA DE RECURSOS HÍDRICOS. **Cuenca del río Salado de Buenos Aires: Cuenca N48**. Sistema Nacional de Información Hídrica, Ministerio del Interior, Obras Públicas y Vivienda. http://www.mininterior.gov.ar/obras-publicas/pdf/48_nueva.pdf, 2006b.
- SUBSECRETARÍA DE RECURSOS HÍDRICOS. **Cuencas de desagüe al río de la Plata hasta el río Samborombón:**

- Cuenca N° 47.** Sistema Nacional de Información Hídrica, Ministerio del Interior, Obras Públicas y Vivienda. <http://www.mininterior.gov.ar/obras-publicas/pdf/47>, 2006a.
- TAVELLA, G.F. & WRIGHT, C.G. Cuenca del Salado. In: RAMOS, V.A. & TURIC, M.A. (Eds.) Geología y recursos naturales de la Plataforma Continental Argentina. In: CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 13° - CONGRESO DE EXPLORACIÓN DE HIDROCARBUROS, 3°, Buenos Aires, 1996. **Relatorio...** Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina, 1996, p. 95 – 116.
- TEJADA, M.; CAROL, E.; KRUSE, E.R. Límites y potencialidades de las reservas de agua dulce en el humedal de la Bahía de Samborombón, Argentina. **Revista de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente**, v. 27, p. 57-61, 2011.
- THALMEIER, M.B.; KRÖHLING, M.D.; IRIONDO, M.H. The geomorphology and Late Quaternary sedimentary record of the Salado/Juramento fluvial megafan, Central Andes foreland basin (Chaco Plain, Argentina). **Geomorphology**, v. 373, 107495, 2021.
- TOMMASINI, L.; CARNIELLO, L.; GHINASSI, M.; RONER, M.; D'ALPAOS, A. Changes in the wind-wave field and related saltmarsh lateral erosion: inferences from the evolution of the Venice Lagoon in the last four centuries. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 44, n. 8, p. 1633–1646, 2019.
- TOSI, L., KRUSE, E.E., BRAGA, F., CAROL, E.S., CARRETERO, S.C., POUSA, J.L., TEATINI, P. Hydro-morphologic setting of the Samborombón Bay (Argentina) at the end of the 21st century. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 13, n. 3, p. 523–534, 2013
- TRICART, J.L. Geomorfología de la Pampa Deprimida. Base para los estudios edafológicos y agronómicos. INTA, 12° **Colección Científica**, 202 p., 1973.
- VAN DER WAL, D. & PYE, K. Patterns, rates and possible causes of saltmarsh erosion in the Greater Thames area (UK). **Geomorphology**, v. 61, n. (3-4), p. 373–391, 2004.
- VAN HINTE, J.E. Geohistory Analysis-Application of micropaleontology in exploration geology. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 62, n. 2, p. 201-222, 1978.
- VILANOVA, I. & PRIETO, A.R. Historia de la vegetación de las llanuras costeras de la Bahía Samborombón (~35,5°S), Argentina, desde 7800 c¹⁴ años. **Ameghiniana**, v. 49, n. 3, p. 303 -318, 2012.
- VIOLANTE, R.A.; CAVALLOTTO, J.L.; KANDUS, P. Río de la Plata y Delta del Paraná. Sitios de Interés Geológico de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino - CSIGA, **Anales...**Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina, 2008, 46, v. II, p. 461-473,
- VIOLANTE, R.A.; COSTA, I.P.; CAVALLOTTO, J.L.; PATERLINI, C.M., MARCOLINI, S., BOZZANO, G. Rasgos morfosedimentarios, procesos y evolución de la Plataforma Continental Argentina desde el Último Máximo Glacial. **Revista de la Asociación Geológica Argentina**, v. 71, n. 2, p. 292 – 310, 2014.
- VIOLANTE, R.A.; PARKER, G.; CAVALLOTTO, J.L. Evolución de las llanuras costeras del este bonaerense entre la bahía Samborombón y la laguna Mar Chiquita durante el Holoceno. **Revista de la Asociación Geológica Argentina**, v. 56, p. 51-66, 2001.
- XIE, X. & HELLER, P.L. Plate tectonics and basin subsidence history. **Geological Society of America Bulletin**, v. 121, n. 1-2, p. 55-64, 2006.
- YRIGOYEN, M.R. Geología del subsuelo y plataforma continental. In: CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 6°, Bahía Blanca, 1975. **Relatorio...** Bahía Blanca: 1975, p. 139-168.
- YRIGOYEN, M.R. Los depósitos cretácicos y terciarios de las cuencas del Salado y del Colorado. In: CAMINOS, R. (ed.) Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, **Anales...** Asociación Geológica Argentina, v. 29, n. 2, p. 645-64, 1999.
- ZAMBRANO, J.J. Cuencas sedimentarias en el subsuelo de la provincia de Buenos Aires y zonas adyacentes. **Revista de la Asociación Geológica Argentina**, v. 29, n. 4, p. 443- 469, 1974.
- ZÁRATE, M. & RABASSA, J. Geomorfología de la provincia de Buenos Aires. En: **Geología y recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires**. In: DE BARRIO, R.; ETCHEVERRY, R.; CABALLÉ, M.; LLAMBÍAS, E. (eds.). In: CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 16°, **Relatorio...**La Plata: Asociación Geológica Argentina, p. 119-138, 2005.

*Submetido em 3 de janeiro de 2024
Aceito para publicação em 14 de março de 2024*