

FACIES SEDIMENTARIAS DEL FRENTE DE PROGRADACIÓN DEL DELTA DEL RÍO PARANÁ, ESTUARIO DEL RÍO DE LA PLATA, SUDAMÉRICA

Magdalena Gallo ¹, Alfonsina Tripaldi ^{1,2}, Rubén López ^{1,2,3}, Silvia Marcomini ^{1,2}, María Julia Orgeira ^{1,2}

¹ CONICET- Universidad de Buenos Aires, Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGEBA), Buenos Aires, Argentina. E-mail: magdalenagallos85@gmail.com

² Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Departamento de Ciencias Geológicas. Buenos Aires, Argentina.

³ Universidad Nacional de Avellaneda.

ARTICLE INFO

Article history

Received October 8, 2020

Accepted March 12, 2021

Available online March 12, 2021

Handling Editor

Sebastian Richiano

Keywords

Sedimentos de mezcla

Ambientes actuales

Progradación deltaica

Delta de cabecera de estuario

Delta del río Paraná

Estuario del Río de la Plata

RESUMEN

El delta del río Paraná (DRP) constituye un delta de cabecera de estuario, con morfología lobada, dominado por acción fluvial, regulado por el régimen hidrológico de su cuenca de drenaje y la dinámica del estuario interior del Río de la Plata (RdP). De régimen micromareal y oleaje de baja amplitud (en promedio menor a 0,6 m), el estuario desarrolla (en promedio 2 veces al año) condiciones excepcionales de niveles positivos del agua, debido a fuertes vientos del sudeste (sudestadas), y negativos, por bajantes extraordinarias por vientos intensos del noroeste. El delta se desarrolló durante los últimos *ca.* 2000 años en la desembocadura del río Paraná, sumando contribuciones sedimentarias secundarias del río Uruguay. El río Paraná aporta 160 millones de toneladas anuales de sedimentos limo-arenosos en la cabecera de un estuario somero y de grandes dimensiones (profundidad promedio menor a 10 m, 320 km de extensión, 40 km de ancho). Estudios previos mostraron altas tasas de progradación del delta (42-45 m por año desde *ca.* año 1933 en el sector estudiado). Con el objetivo de caracterizar los depósitos de esta progradación deltaica y contribuir a los modelos de facies de deltas de cabecera de estuario se realizó un análisis geomorfológico-temporal y sedimentológico, incluyendo relevamientos-muestreos de campo, y análisis de laboratorio de sedimentos superficiales y de testigos de sedimento de un sector del delta del río Paraná. Se definieron litofacies en función de un estudio textural-estadístico, diferenciación de subpoblaciones mediante miembros extremos (ME) y características de los testigos. La caracterización sedimentológica de los testigos apoyada por el análisis de ME, las tendencias de LOI_{550} , LOI_{950} y susceptibilidad magnética, junto con los rasgos y evolución geomorfológica de los sitios de muestreo permite proponer una serie de asociaciones de facies. Se infiere que estas asociaciones de facies representan distintos subambientes del área estudiada y constituyen una herramienta para el análisis de deltas de cabecera formados por grandes ríos, de carga sedimentaria limo-arenosa, en estuarios dominados por mareas. Los depósitos conforman predominantemente sucesiones con tendencia grano-decreciente, de limos arenosos y arenas limosas, bajas proporciones relativas de arcillas (máximo promedio del 20%) y abundantes estructuras heterolíticas y niveles masivos. La alta dinámica constructiva del delta del río Paraná, evidenciada en avances de decenas de metros por año, queda expuesta también en tasas de acreción vertical estimadas de entre 1,5 y 2,5 cm por año, estimada en base a la correlación con información publicada

de testigos fechados en inmediaciones del área de estudio y a edades relativas en función de la presencia del bivalvo invasor *Corbicula fluminea* (ca. año 1970) en los depósitos estudiados.

EXTENDED ABSTRACT

Sedimentary facies of the prograding front of the Paraná River delta, Río de la Plata estuary, South America

A sedimentological study of the prograding area of the Paraná River delta (PRD) is here presented with the aim of characterizing the deposits related to the last ~100 yr. of paleoenvironmental evolution and to contribute to facies models of bayhead deltas. Delta deposits are the result of the interaction of various processes and factors (principally hydrological characteristics, waves, tidal action, type and volume of sedimentary discharge, water depth, sea level, climate) that disperse the sediments transported to the river mouth (Wright, 1977). The Paraná River, together with the contribution of the Uruguay River, develops a bayhead delta into the Río de la Plata (RdP) estuary (Fig. 1a). The delta constitutes an extensive plain with a very low gradient, lined by numerous fluvial channels of diverse hierarchy, and a series of distributary mouth bars with a lobate morphology (Figs. 1c, 2). It is a fluvial-dominated delta, regulated by the hydrological regime of its drainage basin and modulated by the estuary dynamics (Iriondo, 2004; Cavallotto *et al.*, 2005). This bayhead delta has a drainage area of 3.000.000 km². The Paraná river supplies 160 million tons of sediment per year to the delta mouth, with ~145 million tons of suspended sediments (30% clays, 60-65% silts and 5-10% sands) and 15 million tons of sands as bottom load (Sarubbiet *et al.*, 2004). In the Uruguay River, the suspended load reaches 7 million tons per year of sediments, with a higher contribution of sandy bottom sediments (Urien, 1972). Several studies revealed a high-constructive dynamic for the Paraná river delta during the last decades, with progradation rates of 30 to 70 m per year since AD 1818 (Soldano, 1947; Codignotto and Marcomini, 1993; Pittau *et al.*, 2007; Leal, 2011; Medina and Codignotto, 2013). In particular, the study area grew an average of 42-45 m per year between AD 1933-2016 (Marcomini *et al.*, 2018; Fig. 3).

The PRD is placed at a temperate zone of southern South America, under a subhumid, mesothermal climate (periods 1981–1990 and 1991–2000; National Meteorological Service, 1992, 2003). Winds are mainly from the northeast and the southeast quadrants (Simionato and Vera, 2002), and are the main forcing of the RdP estuary circulation (Moreira *et al.*, 2016). The estuary experiences a microtidal regime and the wave energy in the inner estuary is low (in average lower than 0.6 m high) and local (Moreira, 2016). Strong southeasterly wind (*sudestada*), that can last several days, triggers storm surges in the estuary and extensive floods in coastal areas (Seluchi, 1995). On the opposite, when ebb tides are accompanied by intense northeasterly winds, a very low water level happens (Simionato *et al.*, 2004). Fitogeographically, the PRD belongs to the Neotropical region, and the vegetation is strongly influenced by the landscape and the hydrologic regime (Kandus *et al.*, 2006). At the subaerial deltaic plain, plant communities are characterized by riparian forest along the levees and graminoid type plants in the interior, while bulrush colonizes the proximal subaqueous delta (Fig. 4d).

Materials and methods include a geomorphologic-temporal evaluation, in-situ survey and sampling of surficial sediments and sediment cores in the lower subaerial and proximal subaqueous delta plains (34° 26'S, 58° 30' W; Fig. 3), accompanied by lab determinations and then facies analysis. Surficial sediments were sampled with a Snapper dredge and the sediment cores were extracted using 2.5 inches PVC tubes. Grain size was measured with a Malvern Mastersizer Hydro 2000 laser analyzer, after pretreatment to eliminate organic content by soaking samples in hydrogen peroxide solution (H₂O₂) and rinsed with distilled water. The textural results were statistically processed and evaluated following the Folk and Ward (1957) protocols (Table 1). Due to the common presence of heterolithic sediments and in order to obtain an improved interpretation of the relationship between grain size distribution and sedimentary processes, extreme member (EM) analysis (after Paterson and Heslop, 2015) was

applied to identify subpopulations (parametric curve-fitting applying the Weibull distribution; Fig. 5). EM modelling of the studied deposits was guided by geologic criteria and examined in terms of sediment availability and transport-deposition processes, including particle trapping due to bulrush vegetation (a common process in the PRD). The textural characterization by means of ME results a convenient technique to interpret mixed sediments like the here studied. Particularly, it can be useful when the sediment sample are acquired with dredges or augers, methods that produce the loss of sedimentary structures but demand less time and logistics than to extract cores. Sediment cores were described in terms of grain-size, sedimentary structures, color (Munsell, 2000), biological remains, mass magnetic susceptibility (SM, using a Bartington MS2B sensor) and percentage of LOI₅₅₀ and LOI₉₅₀.

The time constrain for the core successions (ca. 1915-2017) was inferred by means of two main elements: correlation with a sediment core extracted about 15 km to the north of our study area and dated using radionuclide dating (²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs) by (Schuerch *et al.*, 2016) and the presence and depth of shells of *Corbicula fluminea* (Table 2), invader bivalve first recorded in the RdP estuary by ca. 1970 (Ituarte, 1981). The vertical growth rate of 1.52 cm per year (since year 1960) estimated for that core, that shows a comparable thickness and grain-size trend and represents a similar subaqueous delta subenvironment (Schuerch *et al.*, 2016), was used in the here study sediment cores (Table 3). In a couple of studied cores there is some inconsistency between the two elements, possibly due to a higher rate of sedimentation. Besides, it is important to notice these estimations are relative age that have a degree of uncertainty due to these organisms not necessary may appear in all the sampled sites.

The inferred relationships of grain-size subpopulations and sediment transport-deposition, the analysis of the sediment cores (Figs. 6,7) and the evaluation of the geomorphological setting of surficial and core samples, allow proposing a series of lithofacies (Table 2) and facies associations (Table 4). Core location in a time series of aerial photograph and Google Earth® images (Fig. 3) and previous delta models and concepts (mainly those by Wright and Coleman, 1973; Coleman and Wright, 1975; Wright, 1977; Orton and Reading, 1993) were applied in the facies analysis. Principally, the theoretical model

of friction-dominated effluents proposed by Wright (1977) can be applied to the PRD, developed in a shallow basin (inner estuary is less than 4 m deep; Urien, 1972; Fig. 2) that promotes turbulent bed friction.

The distributary mouth bars are laterally extensive (several km²), with very low slope (Fig. 4a-c) and crossed by shallow tidal channels. Bars are made up of massive or horizontal laminated beds forming heterolithic beds (sandy and muddy silt) and few fine-very fine sand and silty sand (bar crest) (Facies association F1, Table 4; Figs. 6, 7). This is interpreted as quick accumulation of tractive sediments; due to friction at the shallow river mouth, and then reworked by semidiurnal tidal currents and exceptional storm surges and accompanied by settling of fines from suspension. Once these shoals are stabilized by bulrush vegetation the sedimentation is dominated by suspension and particle trapping by vegetation (Fig. 4d), with eventual very low currents. Finally, the bar becomes an island of the lower subaerial delta plain, dominated by accumulation from flooding events. During this final stage clayey silt and silty clay, with the largest values of LOI₅₅₀ of all core sediments, are deposited by flooding from the distributary channels (Facies association F5). Facies association F2 represents high energy deposition of sand and silty sand, usually with shells, due to exceptional storm surges or fluvial flooding. Deposits of interdistributary bays (Fig. 4e), included in facies association F4, are dominated by horizontal and heterolithic laminated, clayed silt with low LOI₅₅₀ (Figs. 6,7). Deposits of subaqueous distributary channel (Fig. 4f) are fine-very fine sand and silty sand interlayered with silt and muddy silts with heterolithic laminations (Facies association F3a, Figs. 6,7). In core D11-T2 a succession with interbedded fine-very fine sand and sandy silt-silt with inclined heterolithic stratification (HIS) was identified (Facies association F3b, Fig. 7), and interpreted as subaqueous channel deposits, developed next to distributary bars (Fig. 3e).

The textural characterization by means of ME proves to be a convenient technique to interpret mixed sediments like the here studied. Particularly, it can be useful when the sediment sample are acquired with dredges or augers, methods that produce the loss of sedimentary structures but demand less time and logistics than to extract cores. The proposed lithofacies and facies association will allow to

systematize the sedimentological studies of the DRP and research of prograding deposits of bayhead deltas fed by big rivers with a sandy silt load.

Keywords: mixed sediments, present environments, delta progradation, bayhead delta, Paraná River delta, Río de la Plata estuary.

INTRODUCCIÓN

El delta del río Paraná (DRP), desarrollado en la desembocadura de dicho río en el estuario del Río de la Plata (RdP), sur de Sudamérica (Fig. 1), resulta un delta de bahía (*bayhead delta*) altamente constructivo (Soldano, 1947). Presenta un área de 4.000 km², comparable con sistemas deltaicos formados por grandes ríos en costas abiertas (Coleman y Wright, 1975). El DRP ocurre en la confluencia de dos sistemas fluviales de grandes dimensiones, los ríos Paraná y Uruguay, que forman la segunda cuenca fluvial más grande de Sudamérica (Fig. 1a). El delta se desarrolló a partir de la elevada carga sedimentaria del río Paraná, estimada en 160 millones de toneladas anuales (Mt/a) (Sarubbi *et al.*, 2004), a la que se suman las contribuciones del río Uruguay a la cuenca estuárica (Framiñan *et al.*, 1999) (Fig. 1). Los aportes sedimentarios del conjunto de los tributarios del DRP fueron estimados entre 80 y 160 Mt/a (Depetris y Griffin, 1968; Urien, 1972; Parker y Marcolini, 1989; Amsler, 1995; Sarubbi *et al.*, 2004). El estuario del RdP presenta una extensión de 320 km, 40 km de ancho promedio y no posee una isla barrera emergida en su desembocadura. El estuario interior es un ambiente somero, con profundidades promedio menores a 4 m, con excepción de los canales navegables sometidos a dragado, y se halla dominado por procesos mareales.

El registro sedimentario de los deltas es muy variado en función de que constituyen ambientes transicionales donde actúan tanto procesos continentales como marinos. Además, diversos forzantes promueven distintos tipos de sucesiones deltaicas, como factores relacionados a la cuenca fluvial, donde el aporte de sedimentos juega un rol fundamental, y aquellas variables que modulan la dinámica en la cuenca receptora (oleaje, mareas, energía gravitacional-potencial y flujos de corrientes oceánicas y eólicas) (Galloway, 1975). En los deltas que han sido activos durante los últimos siglos se suma el factor antrópico en la variabilidad de los

procesos sedimentarios (*e.g.* Nicholls *et al.*, 2020). De esta forma, es comprensible lo señalado por Coleman y Wright (1975) sobre que no es posible pensar en un único modelo de facies que permita predecir el arreglo facial de las sucesiones sedimentarias deltaicas, que puede explicarse por la multiplicidad de procesos y factores actuantes. Las formulaciones de Bates (1953) y Wright (1977) constituyeron la base conceptual para analizar los procesos deltaicos y posibilitaron el desarrollo del conocimiento sobre, entre otros, la sedimentología de los deltas (véase revisión en Steel y Milliken, 2013). Desde un enfoque geológico-oceanográfico, Bates (1953) postuló la existencia de tres tipos básicos de depósitos deltaicos, que se desarrollan debido a diferentes tipos de flujo (hipo-, homo-, e hiperpícnicos) según el contraste de densidad entre las corrientes fluviales y la cuenca receptora. Según estos tipos de flujo y considerando otros factores condicionantes (tasa de descarga y velocidad de las corrientes fluviales, profundidad de agua en la desembocadura y aguas afuera del delta, volumen y tamaño de grano de la carga sedimentaria), Wright (1977) definió tres tipos principales de configuraciones deltaicas, según estén dominadas por flujos inerciales, por flujos friccionales o por flujos de flotación. El DRP responde al comportamiento de flujos friccionales al formarse en una cuenca receptora muy somera.

Los deltas desarrollados a partir de la desembocadura de un río en un cuerpo de agua parcialmente confinado, como el caso de los estuarios, constituyen un caso particular de sistemas deltaicos (*bayhead deltas*). Simms *et al.* (2018) señalaron que los deltas de bahía están mayormente dominados por acción fluvial y que resultan muy sensibles a cambios en el balance entre aporte sedimentario y nivel relativo del mar. Aschoff *et al.* (2018) analizaron el registro sedimentario de deltas de bahía, proponiendo criterios de reconocimiento en base a la comparación de sistemas antiguos y modernos. Ambas contribuciones, que incluyen amplias revisiones de este tipo de deltas, exponen que gran parte de los estudios de deltas de bahía en ambientes actuales fueron realizados en deltas del golfo de México (*e.g.* Rodríguez *et al.*, 2010 y referencias allí citadas). En tanto, las investigaciones elaboradas en estuarios dominados por acción mareal y sin isla barrera, como es el estuario del RdP, exhiben deltas con configuraciones geomorfológicas y contextos geológicos diferentes a las del DRP. Consideramos

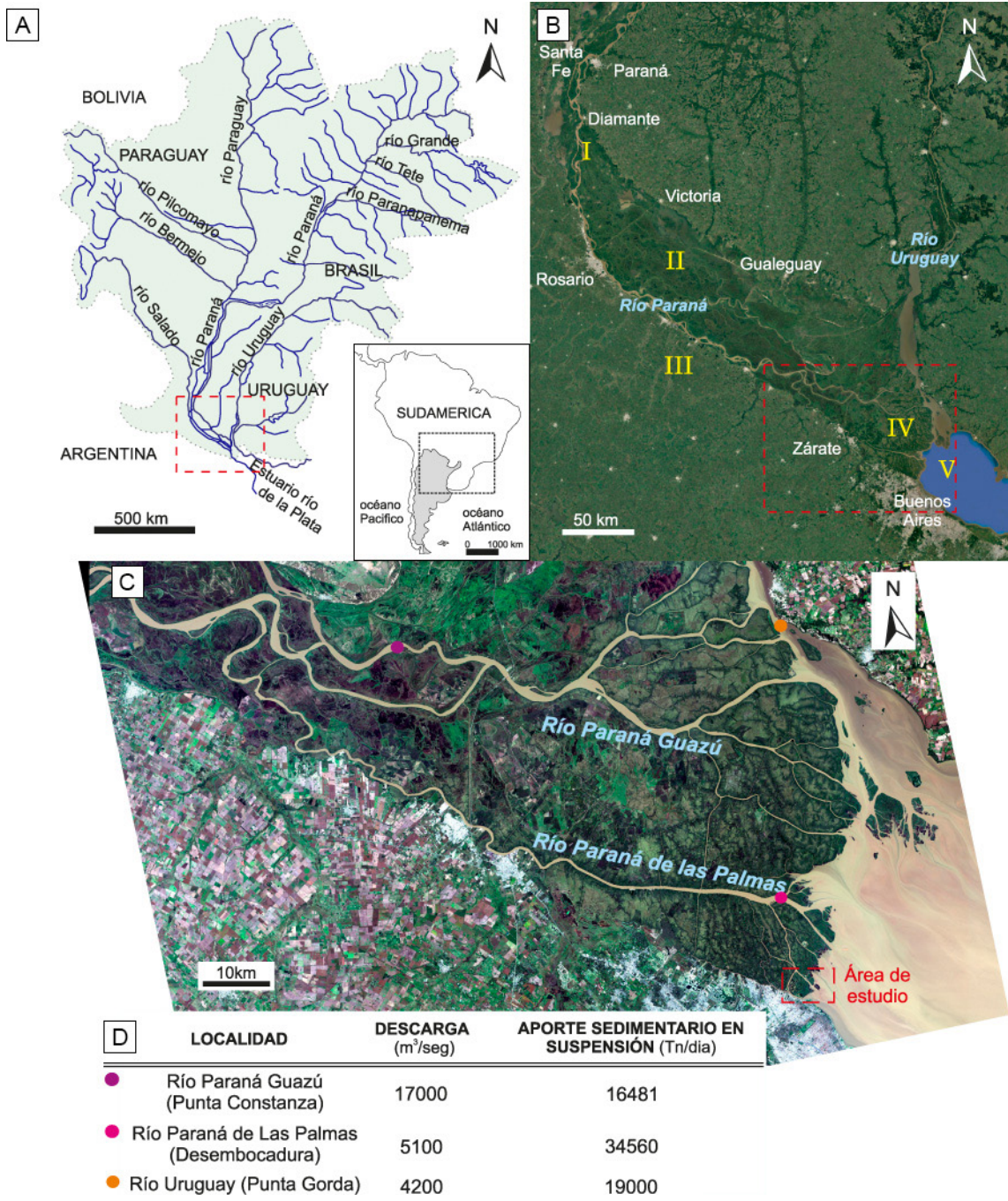


Figura 1. Ubicación del área de estudio. **a)** Cuencas de drenaje de los ríos Paraná y Uruguay, que alimentan al delta del río Paraná en la cabecera del estuario del Río de la Plata, y la ubicación en la zona subtropical de Sudamérica. **b)** Imagen satelital Google Earth del complejo litoral de la desembocadura del río Paraná y unidades geomorfológicas: I: depósitos aluviales internos, II: llanuras costeras, III: depósitos pre-Holocenos, IV: delta subaéreo, V: delta subacuoso (según Iriondo, 2004; Cavallotto *et al.*, 2005). **c)** Imagen satelital Landsat OLI 8 RGB 432, adquirida el 06-09-2017, del delta del río Paraná con sus dos distributarios principales, los ríos Paraná Guazú y Paraná de las Palmas y ubicación del área de estudio. **d)** Descarga fluvial y aporte sedimentario en suspensión de los ríos Paraná Guazú, Paraná de las Palmas y Uruguay (datos de Urien, 1972).

Figure 1. Location of study area. **a)** Drainage basins of the Paraná and Uruguay rivers that fed the Paraná river delta, bayhead delta of the Río de la Plata estuary, and location in the subtropical zone of South America. **b)** Satellite image of the littoral complex at the Paraná river mouth (*sensu* Iriondo, 2004) and geomorphological units: I: inner alluvial deposits, II: coastal plain, III: pre-Holocene deposits, IV: subaerial delta, V: subaqueous delta (*sensu* Cavallotto *et al.*, 2005). **c)** Landsat OLI 8 RGB 432 satellite image, acquired on 09-06-2017, of the Paraná river delta with its two main tributaries, the Paraná Guazú and Paraná de las Palmas rivers, and location of the study area. **d)** River discharge and suspended sediments load contributed by the Paraná Guazú, Paraná de las Palmas and Uruguay rivers (data from Urien, 1972).

significativo, por lo tanto, incluir al DRP como estudio de caso de deltas de cabecera de estuario, para caracterizar, en particular, deltas desarrollados a partir de la desembocadura de grandes ríos, con alto aporte sedimentario, en estuarios dominados por acción mareal. Asimismo, el DRP se emplaza en una de las regiones más densamente pobladas de Sudamérica. La creciente presión antrópica sobre estas áreas muestra la importancia de contribuir en el conocimiento de la dinámica geomorfológica y sedimentológica del sistema y, con ello, aportar información de base para, entre otros, la elaboración de mapas catastrales, delimitación de líneas de costa y generación de legislación sobre el uso sustentable de los nuevos territorios. En esta contribución se presenta un análisis geomorfológico temporal y una caracterización y estudio sedimentológico de una serie de depósitos del frente de progradación deltaica del DRP con el objetivo de ampliar el conocimiento de su evolución ambiental más reciente (últimos ~100 años) y de contribuir a los modelos de facies de deltas de cabecera de estuario (formados por grandes ríos, de carga limo arenosa, en estuarios dominados por mareas). Las investigaciones se enmarcan en el plan de investigación de la tesis doctoral de la primera autora que propone el estudio del frente deltaico del delta del río Paraná desde el punto de vista geomorfológico y sedimentológico para aportar elementos para la gestión ambiental. Para este trabajo se estudió el sector sur del frente de progradación, incluyendo áreas de planicie deltaica subaérea y planicie subácea con barras de desembocadura (Fig. 1), mediante el examen de imágenes de sensores remotos, relevamientos-muestras de campo y análisis de laboratorio de sedimentos actuales y de testigos sedimentarios de fondo. Los resultados geomorfológicos y sedimentológicos obtenidos permiten proponer una serie de litofacies y asociaciones de facies para caracterizar depósitos de barras de desembocadura, canales distributarios subáceos, bahías interdistributarias, barras estabilizadas y depósitos de eventos excepcionales como inundaciones y/o tormentas (sudestadas).

ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio corresponde al frente de progradación deltaica del río Paraná (34° 26' S – 58° 30' O), e incluye sectores de planicie deltaica subaérea y planicie subácea proximal. El DRP

se ubica en el sector más austral del complejo litoral de la desembocadura del río Paraná (Iriondo, 2004; Fig. 1b). Este complejo litoral es un sistema geomorfológico-sedimentario de grandes dimensiones 13.500 km² (Iriondo, 2004), que evolucionó a partir de la transgresión del Holoceno, desde una etapa estuárica, pasando por la instalación de una llanura costera y, finalmente, el desarrollo del delta de cabecera de estuario actual durante los últimos ca. 2000 años (Cavallotto, 2002; Cavallotto et al., 2005; Cavallotto y Violante, 2005; Fig. 1b-c).

El delta del río Paraná presenta una morfología lobada y constituye una extensa planicie de muy bajo gradiente, surcada por numerosos canales fluviales de diversa jerarquía, y con una serie de barras en la desembocadura de los canales distributarios (Fig. 1c). Se desarrolla en la región superior del estuario del RdP, al este de la línea imaginaria que une la Ciudad Autónoma de Buenos Aires (Argentina) con Colonia del Sacramento (Uruguay), donde dominan áreas someras, de entre 0 y 4 m de profundidad, limitadas por una serie de canales, de entre 5 y 7 m de profundidad (Figs. 1b-c,2). Un esquema de la distribución general de tipos texturales de sedimentos de fondo de este sector del estuario, y su relación con la batimetría (según datos del Servicio de Hidrografía Naval, SHN, de mediados de la década de 1960; Urien, 1972), permite contextualizar geomorfológicamente los depósitos aquí estudiados (Fig. 2). Aunque este esquema corresponde a un periodo diferente al del muestreo realizado (2011 y 2017), la información publicada en Urien (1972) (textural, batimétrica y de aportes sedimentarios) resulta significativa ya que compila mediciones de las condiciones reinantes durante algunos momentos coetáneos con la sedimentación de los depósitos estudiados en este trabajo. Asimismo, las imágenes de sensores remotos y observaciones de campo realizadas para esta investigación muestran que la configuración geomorfológica no ha variado drásticamente durante los últimos 60 años.

Una particularidad del delta de cabecera de estuario DRP es la elevada carga sedimentaria que recibe del río Paraná, que con un área de drenaje de cerca 3.000.000 km² es la segunda mayor cuenca de Sudamérica (Latrubesse et al., 2005). Este sistema fluvial presenta sus áreas de cabecera en sectores subtropicales con alta disponibilidad de aportes clásticos, particularmente aquellas subcuencas tributarias que drenan la Cordillera de los Andes

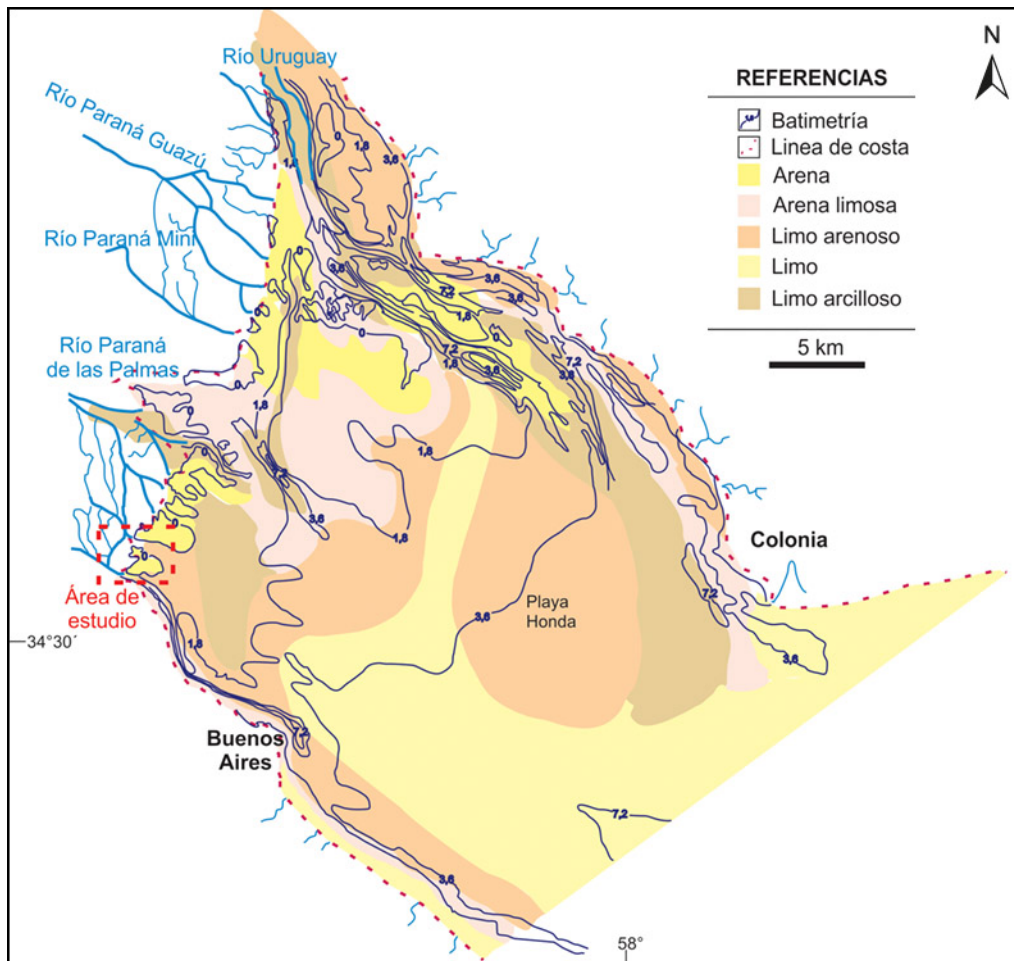


Figura 2. Batimetría del sector interior del estuario del río de la Plata y zonación de tipos granulométricos de sedimentos de fondo del frente de progradación del delta del río Paraná para mediados de la década de 1960 (modificado de Urien, 1972).

Figure 2. Bathymetry of the inner sector of the Río de la Plata estuary and configuration of grain size types of bottom sediments at the progradation zone of the Paraná river delta during mid-1960s (modified from Urien, 1972).

(e.g. ríos Bermejo y Pilcomayo, Fig. 1a). Hacia su desembocadura, el río Paraná transporta alrededor de 145 Mt de sedimentos en suspensión (30% arcillas, 60-65% limos y 5-10% arenas) y 15 Mt arenas como carga de fondo (Sarubbi *et al.*, 2004). Este inmenso aporte sedimentario, junto con aportes secundarios del río Uruguay e importantes cantidades de detritos orgánicos, determinó una progradación deltaica promedio de entre 30 a 70 m por año desde el año 1818 (Soldano, 1947; Codignotto y Marcomini, 1993; Pittau *et al.*, 2007; Leal, 2011; Medina y Codignotto, 2013). En particular, para la zona de estudio se estimó una tasa de avance, promedio, de entre 42 y 45 m/año entre los años 1933-2016 (Marcomini *et al.*, 2018).

Desde el punto de vista político-administrativo el sector estudiado está incluido en las denominadas "Islas de la primera sección del delta", que pertenecen al municipio de Tigre, provincia de Buenos Aires. La progradación del delta hacia el estuario viene generando nuevas áreas emergidas, que han sido

modificadas por la construcción de residencias particulares, emprendimientos inmobiliarios de loteo, establecimiento de puertos deportivos, que implican actividades de dragado, canalizaciones, desmontes, generación de lagunas artificiales, rellenos y terraplenes y, en conjunto, provocan la degradación de hábitats naturales y alteración de la hidrodinámica (Marcomini y López, 2011; Quesada, 2019).

Contexto ambiental

El delta del río Paraná se encuentra en la zona templada del hemisferio sur, presenta un clima subhúmedo, mesotermal, que se caracteriza por inviernos fríos (temperatura mínima media 10°C y extrema -5,4°C) y veranos cálidos (temperatura media 25,3°C y extrema 39,4°C) y una precipitación media anual de 1081 mm (período 1981-2000; Estadísticas del Servicio Meteorológico Nacional, 1992,2003). Los vientos predominantes alternan, en escala de

pocos días, entre aquellos provenientes del noreste y los del sudoeste (Simionato y Vera, 2002), los cuales resultan el principal forzante de la circulación en el estuario del RdP (Moreira *et al.*, 2016). Debido a su orientación y baja profundidad (promedio menor a 10 m, y menor a 5 m en el estuario superior; Urien, 1972) el oleaje en el estuario interior es, principalmente, de origen local, con olas más frecuentes de entre 0,20 a 0,60 m, provenientes del cuadrante este-sur (Molinari y Castellano, 1990; Moreira, 2016). El régimen de marea del RdP es mixto, preponderantemente semidiurno, micromareal, y tiende a amplificarse hacia el interior del estuario (Framiñan *et al.*, 1999; Servicio de Hidrografía Naval, 2012).

El frente de progradación deltaica está sujeto a significativas variaciones, positivas y negativas, del nivel del agua. Ascensos substanciales se producen durante eventos conocidos como "sudestadas", generados por vientos fuertes del sudeste que, combinados con la baja profundidad y forma de embudo del estuario, determinan flujos de tormenta e inundaciones (*storm surge*) en la región costera bonaerense y la planicie deltaica (Seluchi, 1995). Las sudestadas presentan una ocurrencia media de 2 eventos por año, con velocidades de viento que pueden superar los 30 m s^{-1} , están acompañadas por lluvias intensas y pueden durar varios días (D'Onofrio *et al.*, 2008). En el otro extremo, bajantes excepcionales de nivel del agua del RdP tienen lugar cuando la baja marea se asocia con vientos fuertes del NNW, N y NNE (Simionato *et al.*, 2004), también con una frecuencia promedio de 2 eventos por año. Las máximas variaciones del nivel del agua, producidas por estos eventos positivos y negativos, medidas durante el siglo 20, resultan del orden de los 3,5-4 m, por encima o por debajo, respectivamente, del datum de marea del Riachuelo (D'Onofrio *et al.*, 2008). No se ha registrado que el nivel promedio del RdP, en el área de estudio, sea mayormente afectado por aumentos en la descarga de los ríos Paraná y Uruguay, en tanto las aguas fluviales tienden a explayarse en un área extensa debido a un ancho de 40 km del estuario (D'Onofrio *et al.*, 2008).

Biogeográficamente, el gradiente de influencia fluvial-estuarina se expresa en la presencia de mosaicos de juncas, pajonales y leñosas en las comunidades vegetales naturales (Kandus *et al.*, 2006). El complejo litoral del DRP ha sido reconocido como un humedal de significativo valor ecológico, ambiental, social, cultural y económico, incluyendo

el establecimiento de una Reserva de Biosfera Delta del Paraná de la UNESCO. La región fue incluida, a nivel gubernamental nacional, en el "Plan Integral Estratégico para la Conservación y Aprovechamiento Sostenible en el Delta del Paraná" (año 2008), junto con otras iniciativas de los municipios de Tigre y San Fernando.

Contexto geomorfológico

Existen varias propuestas de subdivisión de los deltas en sectores o subambientes depositacionales, tanto desde un punto de vista geomorfológico como sedimentológico (Gilbert, 1980; Frazier, 1967; Coleman y Wright, 1975; Coleman, 1988; Orton y Reading, 1993; entre otros). Seguiremos en este trabajo la propuesta de Ritter *et al.* (2011), que considera los procesos erosivos y depositacionales dominantes, reconociendo en los deltas tres grandes sectores fisiográficos: la planicie deltaica superior, por encima del nivel de alta marea y dominada por procesos fluviales, la planicie deltaica inferior donde interactúan procesos fluviales y marinos, y el delta subáctico determinado enteramente por procesos marinos, lacustres o estuarinos.

La planicie deltaica superior del delta del río Paraná, que se inicia donde este curso fluvial se divide en dos distributarios principales (Paraná Guazú y Paraná de las Palmas; Iriondo, 2004), comprende un área muy extensa (3.500 km^2 y radio máximo de 100 km entre el ápice y la costa), con una pendiente general muy baja (0,5%) surcada por numerosos canales distributarios de variables dimensiones (Fig. 1c). Estas superficies son inundadas durante las crecientes del río Paraná y, en los sectores distales durante eventos de sudestada. En la planicie deltaica superior los subambientes son los típicos de los ambientes fluviales: canales, albardones, cuenca de inundación y lóbulos de desborde.

La planicie deltaica inferior, con dominancia de cotas menores a 2 m, conforma una faja litoral angosta (en promedio de 2-4 km), donde los procesos fluviales compiten con procesos de la cuenca receptora, en el caso del DRP principalmente flujos de marea, corrientes litorales y flujos de tormenta (sudestadas). En esta planicie, además de los subambientes antes mencionados, se desarrollan canales de marea sinuosos (hasta 1,3 km de longitud y 10-30 m de ancho) y áreas de pantano, desarrollando características de planicie de marea.

Se reconoció una morfología de cordones litorales que indican paleocostas del frente de avance del delta (Marcomini *et al.*, 2018; Fig. 3a). Dicho frente es un área litoral de 90 km de extensión, caracterizada por una activa sedimentación, concentrada principalmente en las desembocaduras de los dos distributarios principales: el Paraná de las Palmas y el Paraná Guazú, en este último sector sumando los aportes sedimentarios del río Uruguay. El río Uruguay y la presencia de la costa rocosa uruguaya le imponen un límite al desarrollo del delta en esta área (Pittau *et al.*, 2007).

Costa afuera, el delta subácueo presenta una zona proximal, la más dinámica en términos de sedimentación y que determina la progradación deltaica. Este sector forma una orla irregular, de ancho variable (en promedio menor a 2 km), desde la línea de costa y hacia el interior del estuario (Figs. 2, 3a) donde se desarrollan las barras de desembocadura de los canales distributarios. Según relevamientos batimétricos realizados por el SHN en la década de 1960 (Urien, 1972) amplios sectores de las barras de desembocadura fueron mapeadas con profundidad de pocos centímetros, y las áreas entre ellas (bahías interdistributarias) muestran profundidades, en promedio, menores a 2 m (Figs. 2, 4e). Valores semejantes de profundidad se observan en las cartas batimétricas más recientes (Servicio de Hidrografía Naval, 2012). Estos rangos de profundidades son consistentes con los medidos durante los relevamientos de campo del área de estudio. En transición hacia el estuario, que funciona como el prodelta del DRP, se desarrolla el área distal del delta subácueo.

MATERIALES Y MÉTODOS

Las investigaciones aquí presentadas incluyeron análisis geomorfológicos-temporales y sedimentológicos de sedimentos superficiales y de testigos de sedimento, de sectores de planicie deltaica subaérea y delta subácueo del DRP (Fig. 3). El análisis geomorfológico fue realizado en soporte SIG (QGIS) utilizando fotografías aéreas, imágenes satelitales (Landsat OLI 8, y Google Earth), cartas batimétricas (Servicio de Hidrografía Naval, 2012) y relevamientos de campo. Las fotografías aéreas (escala 1:5000; Instituto Geográfico Nacional y Departamento de Fotografía aérea, Armada Argentina) fueron georreferenciadas, empleando objetos comunes en las

distintas imágenes, con el programa Global Mapper v18. Las imágenes satelitales fueron obtenidas del sitio <https://www.usgs.gov/> y procesadas en el software ENVI Classic 5.3. Esta información digital fue compilada en una serie temporal del sector estudiado con el fin de describir su evolución, con especial énfasis en caracterizar la variación de los aspectos geomorfológicos ambientales de los sitios de muestreo (Fig. 3).

Se realizó un muestreo de sedimentos superficiales y la extracción de testigos de sedimentos en distintos sectores del frente de progradación deltaica, eligiendo los puntos de muestreo con una perspectiva geomorfológica en función de aquellos sitios que reflejaban cambios significativos en la serie temporal del área estudiada. El muestreo de sedimentos superficiales se llevó a cabo mediante draga tipo Snapper (años 2011 y 2017) y los testigos de sedimentos fueron extraídos en tubos de PVC de 2,5 pulgadas y 200 cm de largo hincados a golpe de masa y extraídos con sogas a tracción. Se midió el excedente exterior del tubo y la profundidad interior del sedimento para el cálculo de compactación. La recuperación de sedimento fue de entre 54 y 130 cm (D11-T2 en el año 2011 y D17-T1, D17-T3, D17-T4, D17-T5 en el año 2017) (Fig. 3). Las muestras y testigos fueron transportados al Laboratorio de Sedimentología del Departamento de Ciencias Geológicas-IGEBBA (UBA-CONICET), donde se guardaron bajo condiciones refrigeradas (4°C) para su almacenamiento y preservación. En dicho laboratorio se procedió a la apertura, corte, descripción y muestreo de los testigos.

Para la descripción sedimentológica de los testigos se emplearon técnicas estándar de sedimentología junto con recomendaciones del Centro de Investigaciones Limnológicas (<http://lrc.geo.umn.edu/laccore/icd.html>), determinando tamaño de grano, estructuras sedimentarias, color (Munsell, 2000), presencia de macro-restos orgánicos y valvas. Como técnica complementaria se realizaron tomografías computadas sobre los testigos con el fin de visualizar con mayor detalle las estructuras (Hospital Italiano de Buenos Aires, tomógrafo computado Aquilion One Toshiba). En base a estas observaciones se reconocieron asociaciones de facies en las sucesiones de los testigos y se tomaron muestras para su caracterización textural. Los análisis granulométricos de las muestras de sedimentos superficiales y de los testigos se

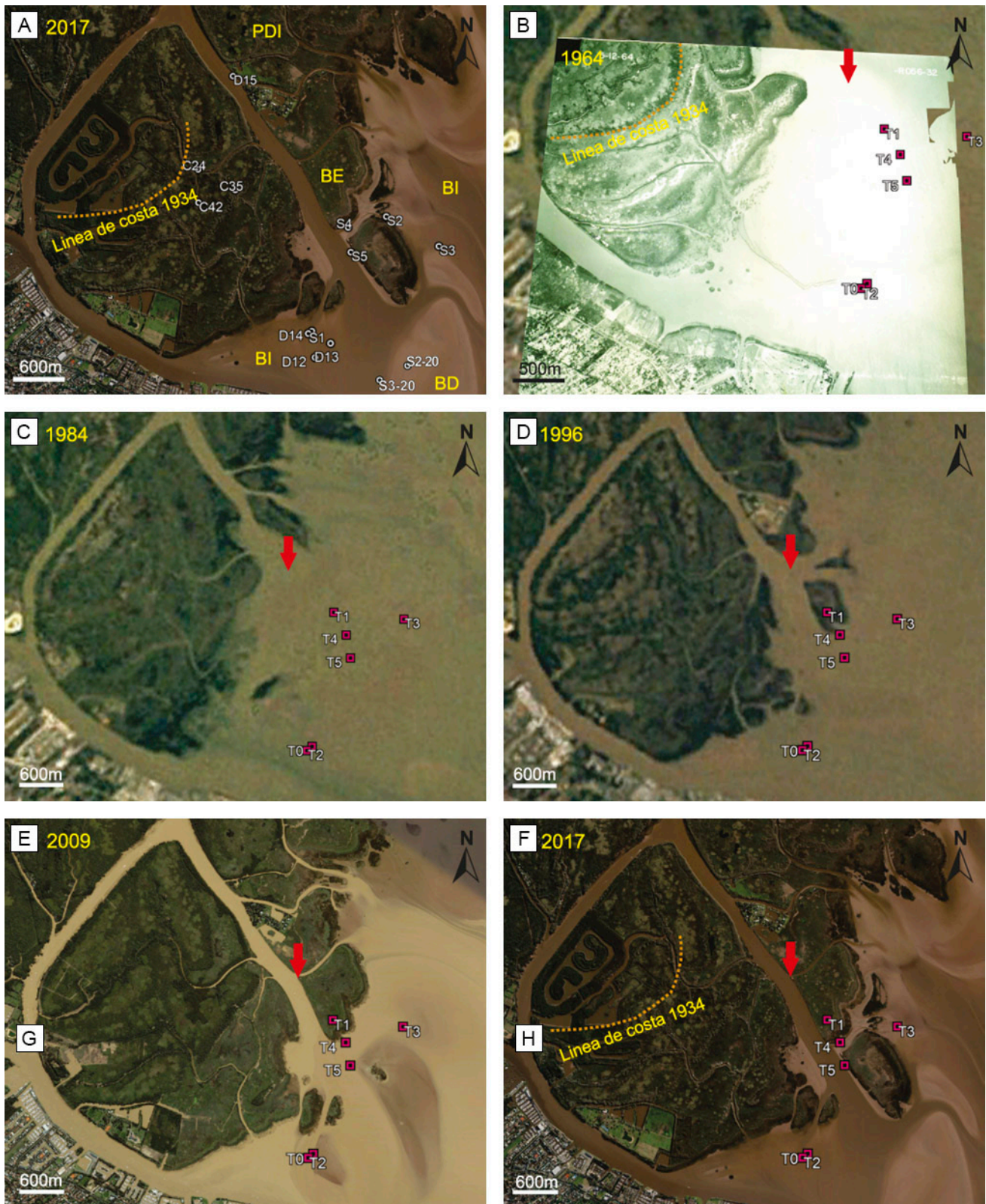


Figura 3. Sitios de muestreo de sedimentos de fondo y de testigos de sedimento. **a)** Ubicación de muestras de sedimentos de fondo en una imagen satelital (cortesía Google Earth) del área de estudio del año 2017, año de muestreo. En esta imagen se observa el aspecto de la planicie deltaica inferior (PDI), línea de costa para el año 1934 (según posición de cordones litorales y definidas por Marcomini *et al.*, 2018), sectores de bahía interdistributaria (BI) y barras de desembocadura. BE indica una barra de desembocadura formada con posterioridad al año 1984, actualmente estabilizada por vegetación y formando islas de la planicie deltaica subaérea, BD señala una barra de desembocadura actualmente activa, sin vegetación, expuesta durante bajantes

realizaron mediante analizador de partículas laser (Laboratorio de Sedimentología del INCITAP-CONICET y del CADIC-CONICET, en ambos casos con equipos Malvern Mastersizer Hydro 2000). Las muestras fueron pre-tratadas para la eliminación de materia orgánica con peróxido de hidrógeno al 30%.

Los resultados granulométricos fueron procesados y evaluados de manera estadística siguiendo los protocolos de Folk y Ward (1957), mediante el cálculo de parámetros estadísticos (media, mediana, moda, selección, asimetría, agudeza) y realización de gráficos (histogramas, curvas de frecuencia acumulada aritmética y logarítmica). Debido a la presencia de laminaciones muy finas, niveles masivos y estructuras sedimentarias de tipo heterolítica se procedió a la determinación de subpoblaciones mediante el análisis de miembros extremos (*end members*, ME). Para ello se utilizaron 46 muestras colectadas en distintos sectores del frente deltaico, incluyendo tanto sedimentos superficiales como sedimentos de testigos de fondo, junto con algunas muestras publicadas previamente por el grupo de trabajo (Marcomini *et al.*, 2018) (Tabla 1). Se siguió la propuesta de Paterson y Heslop (2015) de realizar un análisis paramétrico de ME, aplicando la distribución de Weibull, mediante el cual un conjunto de datos puede mezclarse en miembros extremos paramétricos unimodales. Esto facilita la identificación de subpoblaciones con determinadas distribuciones granulométricas individuales en conjuntos de datos mixtos. Para el procesamiento de datos se empleó el programa AnalySize 1.0.2 (Paterson y Heslop, 2015) bajo MatLab. Este análisis permite obtener una serie de ME, donde cada uno representa,

matemáticamente, una subpoblación idealizada o teórica, que al combinarse en distintas proporciones da como resultado la distribución granulométrica de cada muestra analizada (Weltje, 1997).

Otros indicadores evaluados fueron el carbono orgánico, carbono inorgánico y susceptibilidad magnética, en otro submuestreo de los testigos, realizado de forma equidistante cada 2 cm. Para los dos primeros se empleó el método Pérdida por Ignición (LOI) siguiendo el protocolo de Heiri *et al.* (2001), siendo el carbono orgánico equivalente al LOI₅₅₀ y el carbono inorgánico a LOI₉₅₀. La susceptibilidad magnética másica (SM) se midió con un sensor de laboratorio Bartington MS2B (Laboratorio de Paleomagnetismo del Depto. de Ciencias Geológicas-IGEBA, UBA-CONICET).

RESULTADOS

Geomorfología del área de estudio

El frente de progradación del DRP muestra, en el sector estudiado, una serie de barras de desembocadura radiales, como las del modelo de efluentes dominado por fricción (Wright, 1977), descrito luego como deltas con canales arenosos de carga mixta (Orton y Reading, 1993). El análisis temporal de fotografías aéreas e imágenes satelitales del DRP muestran la progradación del delta por adosamiento de estas barras de desembocadura (BD en Fig. 3a, Fig. 4a-b) formadas por la rápida depositación de sedimentos areno-limosos. La pérdida de confinamiento y aumento de la fricción de lecho determinan la disminución de velocidad de

excepcionales del nivel del estuario. **b-e)** Serie temporal del área de estudio (1964-2017) construida con una fotografía aérea del año 1964 (cortesía SHN) (sobreimpuesta a una imagen satelital del año 1984) e imágenes satelitales de los años 1984, 1996, 2009 y 2017 (cortesía Google Earth). En la serie temporal puede observarse la ubicación de los testigos de sedimento analizados en este trabajo en relación con los cambios en la configuración geomorfológica del frente de progradación del delta del río Paraná. Como referencia la flecha roja marca un mismo punto geográfico a lo largo del avance del delta.

Figure 3. Sample sites of bottom sediment and sediment cores. **a)** Location of bottom sediment samples in a satellite image (courtesy Google Earth) from year 2017, sampling year. This image shows the lower deltaic plain (PDI), the coastline in year 1934 (according to the position of littoral ridges and defined by Marcomini *et al.*, 2018), interdistributary bay sectors (BI), and distributary mouth bars. BE indicates a distributary mouth bar developed after year 1984, currently stabilized by vegetation (BE) and forming islands of the subaerial delta plain, BD points to an active distributary mouth bar, without vegetation cover, and exposed during exceptional low water level of the estuary. **b-e)** Time series of the study area (1964-2017) using an aerial photograph of year 1964 (courtesy SHN) (superimposed on a satellite image of year 1984) and satellite images from years 1984, 1996, 2009 and 2017 (courtesy Google Earth). The time series exposes the location of study sediment cores in relation to the geomorphological evolution of the prograding area of the Paraná river delta. As a reference the red arrow marks the same geographic point along the delta advances.

Muestra	Litofacies	Media	Selección	Moda	Mediana	Agudeza	Asimetría	A:L:Ar	ME (1:2:3:4)
D17-T1M1	S	3,2	1	3,00-3,50	3,2	1,8	0,3	85:13:02	12:0:9:79
D17-T1M2	LS	4,4	1,3	4,00-4,50	4,3	1,3	0,2	40:56:04	17:45:20:18
D17-T1M3	LA	5,9	1,7	5,00-5,50	4	1,1	0,3	9:78:13	74:26:0:0
D17-T1M4	LS	5,1	1,6	4,00-4,50	4,7	1,2	0,4	25:66:9	34:41:25:0
D17-T1M5	LA	5,7	1,5	5,00-5,50	5,5	1,3	0,3	7:83:10	71:29:0:0
D17-T1M6	AL	6,4	1,4	5,50-6,00	6,2	1,1	0,2	1:84:15	100:0:0:0
D11-T2M1	SL	3,6	0,6	3,50-4,00	3,6	1	0,1	77:23:00	0:0:80:20
D11-T2M2	LA	5,6	1,8	4,50-5,00	5,2	1,1	0,3	17:71:12	57:32:10:1
D11-T2M3	LS	4,3	1,3	3,50-4,00	4	1,5	0,4	47:49:04	13:31:47:9
D11-T2M4	L	5,7	1,6	5,00-5,50	5,4	1,2	0,3	12:77:11	64:34:0:2
D17-T3 M1	SL	3,9	1,1	3,50-4,00	3,9	1,8	0,4	58:38:04	8:18:62:17
D17-T3 M2	SL	3,8	1	3,50-4,00	3,9	1,7	0,3	63:34:03	6:14:63:17
D17-T3 M3	L	4,6	1,1	4,50-5,00	4,5	1,6	0,3	26:70:4	7:68:25:0
D17-T3 M4	LS	4,3	1,2	4,00-4,50	4,2	1,7	0,4	41:55:04	7:44:49:0
D17-T3 M5	LS	4,2	1,3	3,50-4,00	4	1,5	0,4	56:40:04	15:23:46:16
D17-T3 M6	LS	4,4	1,7	3,50-4,00	3,9	1,4	0,5	56:38:06	26:13:39:22
D17-T3 M7	SL	4	1	3,50-4,00	4	1,5	0,3	60:37:03	3:28:56:13
D17-T3 M8	LS	4,1	1,1	4,00-4,50	4	1,5	0,2	53:44:03	4:41:44:11
D17-T4 M1	SL	3,9	1	3,50-4,00	4	1,6	0,3	59:38:03	3:20:68:9
D17-T4 M2	LA	5,7	1,8	4,50-5,00	5,4	1	0,3	17:70:13	64:23:10:3
D17-T4 M3	LA	5,9	1,7	5,50-6,00	5,7	1,1	0,2	10:77:13	76:22:2:0
D17-T4 M4	L	5,4	1,6	4,50-5,00	5	1,1	0,4	16:73:10	45:44:11:0
D17-T4 M5	LS	4,1	1,5	3,50-4,00	3,7	1,4	0,5	59:36:05	23:12:31:34
D17-T4 M6	L	5	1,8	4,00-4,50	4,7	1,3	0,3	32:60:8	41:35:18:6
D17-T4 M7	L	5,1	1,7	4,00-4,50	4,8	1,1	0,3	30:62:8	42:32:20:6
D17-T5 M1	SL	3,6	1	3,50-4,00	3,6	1,8	0,3	72:25:03	9:1:56:34
D17-T5 M2	LA	5,4	1,7	4,50-5,00	5	1,1	0,4	19:71:10	47:39:14:0
D17-T5 M3	SL	3,9	1	3,50-4,00	3,8	1,7	0,4	60:37:03	3:19:68:10
D17-T5 M4	L	4,4	1,3	4,50-5,00	4,4	1,5	0,1	36:60:4	12:57:18:13
D17-T5 M5	LS	4,9	1,8	4,00-4,50	4,5	1,2	0,4	38:54:08	35:32:19:14
D17-T5 M6	LA	5,1	1,6	4,00-4,50	5	1,2	0,3	5:82:10	44:38:10:8
D11-T0-MB3	LS	4	1,4	3,00-3,50	3,7	1,4	0,4	59:37:04	17:20:30:33
D11-T0-MB4	S	3,1	0,5	3,00-3,50	3,1	1	0	96:04:00	0:0:15:85
D11-T0-MB5	S	2,9	0,5	3,00-3,00	3	0,9	0	99:01:00	0:0:0:100
D17-S1	LS	4,8	1,8	3,50-4,00	4,3	1,2	0,5	40:52:08	32:24:33:11
D17-S2	LS	4,7	1,6	4,00-4,50	4,3	1,5	0,5	39:54:07	21:31:48:0
D17-S3	SL	4,3	1,2	4,00-4,50	4,2	1,7	0,4	43:52:05	10:37:53:0
D17-S4	L	5,1	2	4,00-4,50	4,8	1	0,3	32:57:11	50:20:14:15
D17-S5	LA	5,6	1,9	4,50-5,00	5,4	1	0,2	20:67:13	64:22:7:6
D20-S1	S	3,3	0,6	3,00-3,50	3,3	1	0,1	92:07:01	0:0:27:73
D20-S2	S	3,1	0,6	3,00-3,50	3,1	1	0,1	94:05:01	0:0:0:100
D20-S3	SL	3,5	0,6	3,50-4,00	3,5	1	0,1	75:23:02	0:0:71:29
C24*	AL	7,4	1,9	6,00-6,50	7,3	0,8	0,3	0:66:34	27:73:0:0
C35*	AL	7,3	1,9	6,00-6,50	7,1	0,9	0,3	0:67:33	26:71:4:0
C42*	AL	6,9	2,1	5,00-5,50	6,2	0,9	0,5	2:70:28	23:53:24:0
D12*	S	3,2	0,5	3,00-3,50	3	1,2	0,3	92:06:02	0:0:0:100
D13*	SL	5,3	1,7	4,00-4,50	5,1	1,1	0,2	22:69:9	10:10:70:10
D14*	SL	5,7	1,8	4,50-5,00	5,2	1,1	0,6	8:79:13	10:17:72:1
D15*	SL	5,7	1,8	4,50-5,00	5,2	1,1	0,6	7:80:13	9:23:67:1

las corrientes fluviales determinando la acumulación de las fracciones más gruesas, mientras que los sedimentos más finos son transportados costa afuera y se acumulan por decantación en distintos sectores del delta subáctico (Urien, 1972).

Las barras de desembocadura presentan dimensiones variables, desde pocas decenas de metros hasta superficies muy extensas, según se advierte en imágenes satelitales (e.g. la barra ilustrada en la figura 3a alcanza $\sim 7 \text{ km}^2$), en el esquema batimétrico-textural de la figura 2 (áreas de arena y arena limosa) y fue observado en los relevamientos de campo (Fig. 4a-b). Exhiben muy baja pendiente y sobre ellas se desarrollan canales de marea someros, de pocos centímetros de profundidad (Marcomini *et al.*, 2018). El sector periférico de las barras (zona de cresta según el modelo de Wright, 1977) se caracteriza por depósitos arenosos con ondulas de corriente (Fig. 4b) que alternan con lecho plano de alto régimen. Por su parte, la mayor extensión de las barras está dominada por limos arenosos y limos, con configuraciones de lecho que determinan la generación de estructuras heterolíticas, debido al retrabajo de los sedimentos por corrientes fluviales y de marea que alternan con decantación (Fig. 4c) y entrapamiento de sedimentos por vegetación subacuática (juncales) (Fig. 4d). Mediciones de flujos de marea en el estuario interior mostraron velocidades máximas de $0,6\text{-}1 \text{ m s}^{-1}$ para el sector estudiado (Urien, 1972). Por su parte, las corrientes fluviales en el área de estudio presentarían velocidades menores a 2 m s^{-1} , que corresponden al máximo valor registrado en el frente deltaico, en particular en las costas de la isla Martín García (Urien, 1972). Dichas velocidades y la granulometría de los depósitos estudiados son compatibles con el desarrollo de ondulas de corriente y lecho plano de alto régimen registrados sobre las barras de desembocadura.

La serie temporal 1964-2017 (Fig. 3b-f) muestra la yuxtaposición de diversas barras de desembocadura y el continuo avance de la planicie deltaica inferior

(PDI) hacia el estuario. En dichas imágenes la flecha roja señala una misma ubicación geográfica y permite observar el crecimiento del frente de progradación deltaica. En una imagen del año 1964 ese sitio se encontraba unos $\sim 300 \text{ m}$ aguas afuera de la línea de costa de dicho momento (Fig. 3b), luego de 32 años se observa extenso crecimiento de barras de desembocadura tanto al noreste como al suroeste de dicha ubicación (Fig. 3d). Las barras comienzan como geoformas subácticas, pudiendo ser observadas en momentos de bajantes (e.g. Fig. 3e), y entre ellos persisten los canales distributarios como canales subácticos. Algunas de estas barras son posteriormente vegetadas (Fig. 4d) y, eventualmente, estabilizadas convirtiéndose primero en islas separadas por canales (mayormente subparalelos a la línea de costa), hasta luego adosarse a la planicie deltaica inferior (Barras estabilizadas, BE en Fig.3a). En este último caso, persisten, en muchos casos, canales distributarios en las márgenes de las barras estabilizadas pero que resultan angostos (menos de $5\text{-}10 \text{ m}$) y modificados por las corrientes de mareas.

Los relevamientos de campos mostraron que algunas de las barras de desembocadura no crecieron hasta convertirse en superficies subácticas. Por ejemplo, la barra donde se colectó el testigo D11-T2 (Fig. 3e) no fue reconocida durante los relevamientos de campo entre los años 2017-2020, observaciones que coinciden con información de pobladores del lugar (Gordano, 2020, comunicación personal). Se deduce que las barras de desembocadura pueden entonces migrar lateralmente o aguas abajo, o bien sus sedimentos ser retrabajados para contribuir al crecimiento de otras barras.

Aguas afuera de la línea de costa, lateralmente a las barras de desembocadura y los canales subácticos, se desarrollan bahías interdistributarias (BI) (Fig.3a) abiertas hacia el estuario del RdP, de escasa profundidad ($< 2\text{m}$) (Fig. 4e) donde se produce principalmente depositación de partículas de limos y arcillas. Las bahías se encuentran expuestas a ocasionales eventos de sudestadas durante los

Tabla 1. Parámetros granulométricos (ϕ) de sedimentos del área de estudio del delta del río Paraná. A: L: Ar indica proporciones de arena (A), limo (L) y arcillas (Ar). Las muestras D-T_M_ fueron colectadas en los testigos de fondo y las muestras D-S_, C_* y D_* corresponden a sedimentos superficiales. Ubicación en las muestras en figuras 3, 6 y 7. Las muestras indicadas con * fueron publicadas en Marcomini *et al.* (2018).

Table 1. Grain size parameters (ϕ) of samples of bottom sediments and sediment cores. A: L: Ar indicates the percentages of sand (A), silt (L) and clay (Ar). D-T_M_ samples are from sediment cores and D-S_, C_* y D_* are surficial samples. Sample location in figures 3, 6 and 7. Samples marked by * are from Marcomini *et al.* (2018).

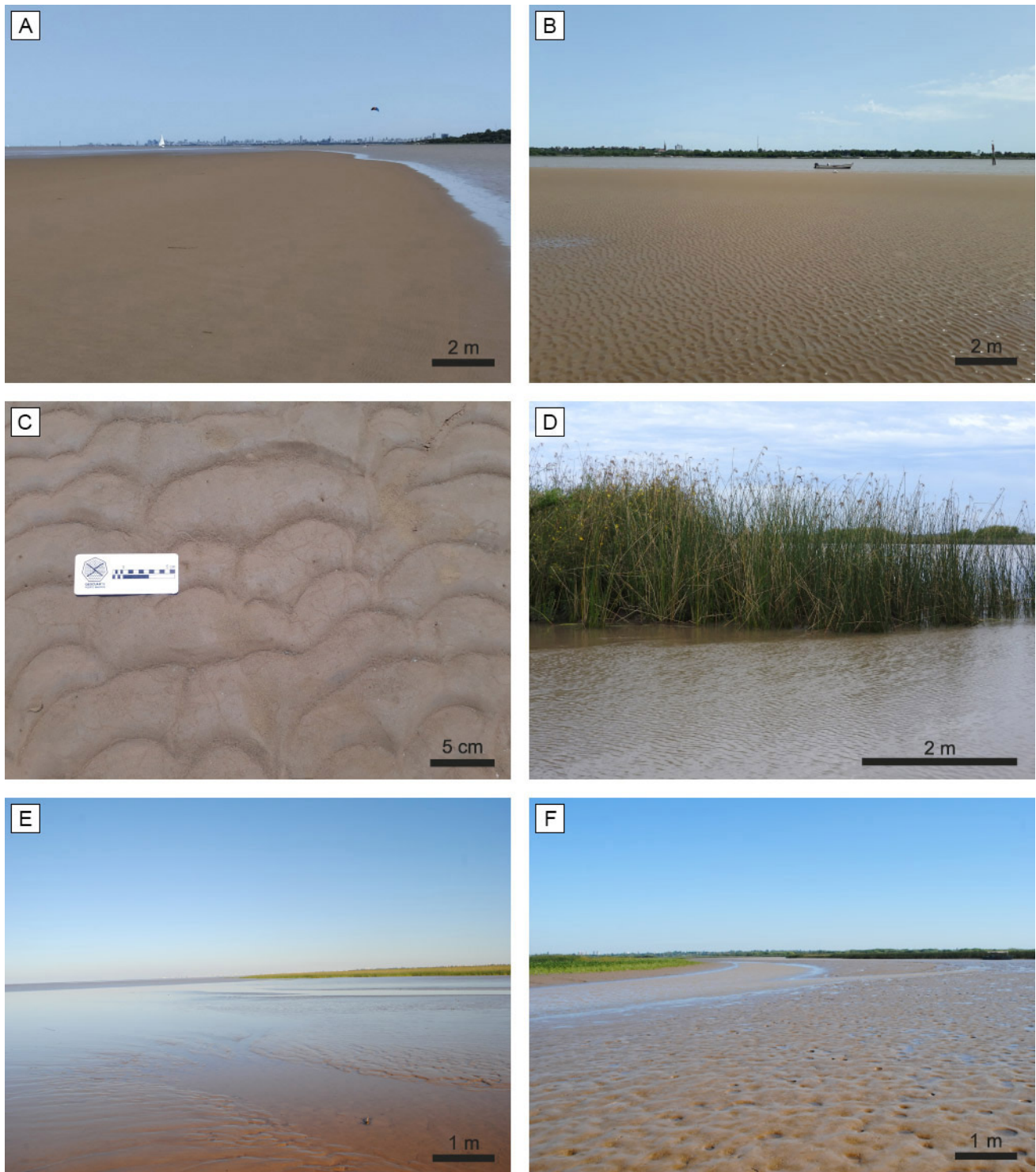


Figura 4. Fotografías de campo de los subambientes y depósitos del área estudiada en el frente de progradación deltaica del delta del río Paraná: **a)** Barra de desembocadura, al fondo la ciudad de Buenos Aires; **b)** Óndulas de corriente formadas en depósitos de arenas finas-muy finas, sin fangos, sobre una barra de desembocadura; **c)** Detalle de óndulas de corriente modificadas por acumulación de sedimentos más finos; **d)** Vegetación de juncos en el delta subáqueo que promueve el entrampamiento de partículas; **e)** Subambiente de bahía interdistributaria dominado por depósitos limo arcillosos y óndulas de corriente subordinadas en limos arenosos; **f)** Subambiente de canales distributarios en el delta subáqueo.

Figure 4. Field images of the subenvironments and deposits of the studied prograding area of the Paraná River delta: **a)** Distributary mouth bar, with the Buenos Aires city at background; **b)** Current ripples on fine-very fine sand, free of mud, above a distributary mouth bar; **c)** Detail of current ripples modified by settling of fines; **d)** Subaqueous vegetation that promotes particle trapping; **e)** Interdistributary bay with clayey silts and subordinated current ripples on sandy silt; **f)** Distributary channel in the subaqueous delta.

cuales pueden depositarse materiales de mayor granulometría.

En las imágenes satelitales de 2009 y 2017 se identifican lineaciones mayormente paralelas a la costa que se interpretan como antiguas líneas de costa, como es el caso del año 1934 (Fig. 3a; Marcomini *et al.*, 2018).

Granulometría y litofacies sedimentarias

Los depósitos analizados muestran sedimentos con distribuciones granulométricas mesocúrticas a leptocúrticas, bien a pobremente seleccionadas, con tendencia a curvas multimodales. Estos sedimentos se interpretan como mezclas de subpoblaciones producto de la combinación de diversos mecanismos de producción, transporte y depositación de partículas. La interacción y variabilidad de procesos y forzantes, de forma diaria o estacional, en el frente deltaico (aporte de sedimentos, descarga fluvial, flujos de marea, eventos de sudestada, cubierta de vegetación) determina la presencia frecuente de sedimentos de mezcla.

El análisis paramétrico de ME proporcionó como resultado diferentes modelos teóricos, conformados por distinto número de ME. Teniendo en cuenta criterios geológicos y consideraciones sobre la estadística del ajuste de curvas se propone en este trabajo que el modelo de separación de subpoblaciones que resulta geológicamente más adecuado para los depósitos estudiados es aquel que incluye cuatro ME (Fig. 5). Los coeficientes medios de determinación (R^2) se trazan para varios modelos de miembros extremos y permiten evaluar el grado de ajuste matemático de los ME seleccionados. El modelo de cuatro ME explica el 98% de la varianza ($R^2=0,98$) del conjunto de muestras analizadas. Los ME se interpretaron en términos de disponibilidad, transporte y depositación de sedimentos, sumando también el efecto de entrapamiento por la vegetación subacuática de juncos característica del área estudiada (*Schoenoplectus californicus*) (Kandus *et al.*, 2006) (Fig. 4d). Idealmente, cada miembro extremo corresponde a la distribución granulométrica de un sedimento acumulado por un único mecanismo de transporte y depositación, sumado al efecto de la vegetación. Las comunidades de vegetación afectan el flujo tridimensional de sedimentos, retrasando la tasa de dispersión de estos a escalas de tiempo cortas (cada hora

e interanuales) (Pasternack y Brush, 2002). La vegetación de juncos favorece la acumulación de sedimentos por entrapamiento entre las vainas y por la disminución de la velocidad del flujo generando sucesión ecológica y estabilización de las morfologías (Marcomini *et al.*, 2018).

El miembro extremo más grueso ME 4 corresponde a arenas finas y muy finas (X: 3,2 phi; moda en 2,5-3,5 phi), bien seleccionadas (σ : 0,5), con distribución simétrica (SK_1 : 0,03) y leptocúrtica (K_G : 1,1) (Fig. 5a). Con una proporción de fracciones de 91,5% de arenas finas a muy finas y 8,5% limos. Esta subpoblación del modelo estadístico representa depósitos producto de corrientes tractivas, de partículas transportadas por rolo y saltación, que pueden ser producto de condiciones de bajo o alto régimen de flujo, o bien movilizadas por flujos oscilatorios. Idealmente, se presupone que la influencia de la vegetación es mínima o inexistente durante la depositación de estos sedimentos.

El ME 3 incluye limos arenosos (X: 3,9 phi; moda en 3,5-4 phi), moderadamente a bien seleccionados (σ : 0,5), con distribución asimétrica positiva (SK_1 : 0,2) y mesocúrtica (K_G : 1) (Fig. 5a). La proporción de las fracciones corresponde a 64,5% de arenas muy finas y 37,5% de limos gruesos a medianos. Este ME se interpreta como producto de la alternancia de procesos tractivos y decantación, sumado al entrapamiento de partículas por efecto de la vegetación.

El ME 2 son limos (X: 4,8 phi; moda en 4,5-5 phi), moderadamente seleccionados (σ : 0,7), con distribución asimétrica positiva (SK_1 : 0,2) y mesocúrtica (K_G : 1) (Fig. 5a). La proporción de las fracciones corresponde a 8% de arena muy fina y 92% de limos gruesos a muy finos. Esta subpoblación estadística representa depósitos formados por la alternancia de tracción y decantación, con predominancia de decantación de partículas en suspensión y entrapamiento por efecto de la vegetación, en menor medida sedimentación de clastos transportados por saltación por corrientes tractivas débiles.

El miembro extremo de grano más fino ME 1 incluye limos arcillosos (X: 6,4 phi; moda en 6-7 phi), pobremente seleccionados (σ : 1,6), con distribución simétrica (SK_1 : 0,01) y mesocúrtica (K_G : 7) (Fig. 5a). La proporción de fracciones corresponde a 7% de arena fina a muy fina, 77% de limos gruesos a muy finos y 16% de arcillas. La acumulación del ME1 resulta

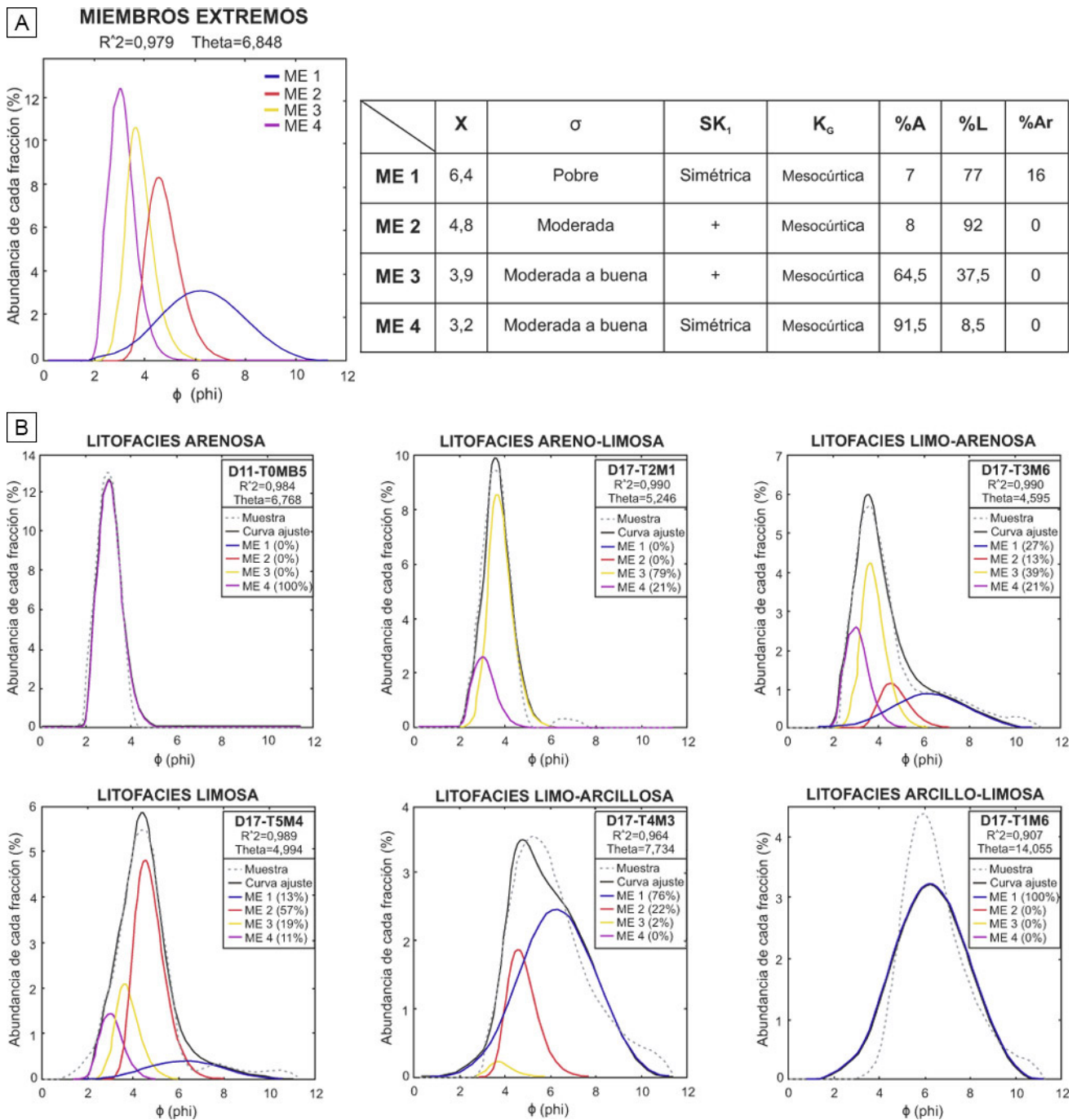


Figura 5. Resultados del análisis de miembros extremos de los datos granulométricos de las muestras de sedimentos de fondo y de testigos de sedimento, empleando distribución paramétrica Weibull según cuatro miembros externos (ME). **a)** Curvas de distribución granulométrica de cada miembro extremo del modelo matemático (cada miembro final suma 100%). **b)** Curvas de distribución granulométrica de muestras individuales más representativa de cada litofacies definida en este trabajo. Referencias: ME1, arenas finas a limos gruesos; ME2, arena muy fina a limos medios; ME3, limos; ME4, limos y arcillas; Theta, distancia angular en grados entre el conjunto de datos medido y el conjunto de datos construido a partir de los miembros finales; R^2 , correlación lineal cuadrada entre el conjunto de datos medido y el conjunto de datos construido a partir de los miembros finales; X, media; σ , selección; SK₁, asimetría; K_G, agudeza; %A, porcentaje de arena; %L, porcentaje de limo; %Ar, porcentaje de arcilla; Línea segmentada gris, distribución original de cada muestra; Línea negra continua, curva de ajuste modelada por la sumatoria de los cuatro ME.

Figure 5. Results of the analysis of end members of grain size data from samples of bottom sediments and sediment cores, using the Weibull parametric distribution according to four extreme members (ME). **a)** Granulometric distribution curves of each extreme member of the mathematical model (each extreme member adds 100%). **b)** Granulometric distribution curves of more representative individual samples of each lithofacies defined in this work. References: ME1, fine sands to coarse silts; ME2, very fine sand to medium silts; ME3, silts; ME4, silts and clays; Theta, angular distance in degrees between the measured data set

del efecto combinado de decantación de partículas en suspensión debido a condiciones de flujos de velocidad muy baja o nula, más una proporción de partículas atrapadas por la vegetación.

El análisis de las características granulométricas de sedimentos superficiales y de testigos, empleando las propuestas estadísticas clásicas e incluyendo la metodología de ME, junto con la caracterización sedimentológica de las sucesiones de los testigos de fondo, y la valoración de la información geomorfológica según la ubicación de las muestras y testigos, permite proponer una serie de litofacies para caracterizar los depósitos del frente de progradación del DRP, cabecera del estuario del RdP (Tabla 2). Al ser un delta de cabecera de un estuario de 320 km de largo, y debido a la configuración de la cuenca y las características oceanográficas antes descritas, los procesos de transporte de sedimentos dominantes en la desembocadura de los canales distributarios (delta subáctico proximal) son las corrientes de derrame fluvial desde el continente, el retrabajo de los sedimentos por flujos de mareas, corrientes litorales y procesos asociados a flujos de tormenta durante eventos excepcionales de sudestada (Cavallotto, 2002; Iriondo, 2004). Otro elemento significativo en la acumulación de sedimentos es el atrapamiento producido por la abundante vegetación subacuática.

La litofacies arenosa (S, Tabla 2) está dominada por el ME4 y raramente muestra bajos porcentajes del ME3, siendo los porcentajes de ME1 y ME2, en la mayoría de los casos, despreciables, por lo que se interpreta como producto de procesos tractivos, con subordinada decantación de finos. La litofacies arena limosa (SL, Tabla 2) se caracteriza por la predominancia del ME3, que fluctúa entre 50-80%, y muy bajos valores del ME1, presentando también porcentajes variables de los ME2 y ME4. Para esta mezcla de sedimentos se infiere la alternancia de flujos tractivos y decantación de finos, con predominio de los primeros. Aunque con una relación A: L: Ar promedio semejante a la litofacies SL, la litofacies limo arenosa (LS, Tabla 2) se diferencia por menores porcentajes del ME3 y mayores del ME1, indicando una menor participación de flujos

tractivos en la sedimentación y mayor decantación y atrapamiento de partículas por la vegetación subáctica. La litofacies limosa (L, Tabla 2) incluye los sedimentos dominados por los ME1 y ME2 junto con porcentajes subordinados de los ME3 y ME4, mostrando la predominancia de procesos de decantación y atrapamiento de partículas. Las litofacies limo arcillosas y arcillo limosas (LA y AL, respectivamente, Tabla 2) comprenden los sedimentos más finos, dominados por el ME1 y acumulados fundamentalmente por decantación, y con participación de atrapamiento por la vegetación y, de forma subordinada, flujos tractivos de baja energía. En este primer análisis de un conjunto de depósitos del frente de progradación del DRP, las muestras de fondo del delta subáctico se agrupan, por sus características, en la litofacies LA en tanto las muestras de depósitos finos del delta subáctico en la litofacies AL.

Estimación de rangos temporales de los testigos sedimentarios

Las sucesiones de los testigos analizados se estima que representan la sedimentación ocurrida entre *ca.* el año 1915 y los años 2011-2017 (años de muestreo y relevamiento realizados para este trabajo). Este intervalo de tiempo fue inferido en base a dos elementos principales. Por un lado, la correlación con un testigo de fondo extraído en un sector del frente de progradación deltaica por Schuerch *et al.* (2016), que se ubica unos 15 km al norte de la presente área de estudio (58°28,25' S-34°17,17' O). Dicho testigo muestra una sucesión de espesor y tendencia granulométrica semejantes a las de los testigos aquí estudiados, que fue depositada desde *ca.* año 1950, según fechados mediante ²¹⁰Pb y ¹³⁷Cs (Schuerch *et al.*, 2016). Los autores calcularon una tasa de agradación vertical promedio de 1,52 cm por año para dicho testigo, que fue utilizada para estimar los rangos temporales de los testigos aquí estudiados (Tabla 3). Por otro lado, se realizó una evaluación de cronología relativa a partir de la presencia de valvas de *Corbicula fluminea* en los testigos analizados.

and the data set data constructed from extreme members; R^2 , squared linear correlation between the measured data set and the data set constructed from extreme members; X, mean; σ , sorting; SK1, skewness; KG, kurtosis; % A, percentage of sand; % L, percentage of silt; % Ar, percentage of clay; Gray segmented line, original distribution of each sample; Solid black line, curve modeled by the summation of the four MEs.

Litofacies	Rangos y valores promedio de ME	Características texturales y LOI	Estructuras sedimentarias	Procesos de transporte y deposición
Litofacies arenosas	ME1: bajos porcentajes < 15% ME2: muy bajos porcentajes < 1% ME3: subordinado < 30% ME4: dominante 70-100%	Arenas finas a muy finas (X: 3.2 phi, A.L:Ar: 93:6:1), bien seleccionadas (σ: 0,6), con asimetría positiva (SK1: 0,1) y distribución leptocúrtica (KG:1,2). En testigos de fondo son color marrón a marrón claro (10YR 4/3- 10YR 5/4). LOI ₅₅₀ ~1% / LOI ₉₅₀ < 1%	Sm: Masivas. Sh: Laminación horizontal. Sr: Laminación ondulatoria de corriente	Dominan procesos tractivos, con subordinada decantación de finos. Sm: Rápida deposición o pérdida de estructuras por bioturbación deformación. Sr: Corrientes tractivas unidireccionales, bajo regimen de flujo. Sh: Corrientes tractivas unidireccionales, alto regimen de flujo.
Litofacies limosa (SL)	ME1:ME2:ME3:ME4: 2:0:9:89 ME1: bajos porcentajes <10% ME2: subordinado < 40% ME3: dominante 50-80% ME4: subordinado < 35% ME1:ME2:ME3:ME4: 6:16:65:13	Arenas limosas (X: 3,8 phi, A.L:Ar: 50:45:5), moderadamente seleccionadas (σ: 1), con asimetría positiva (SK1: 0,3) y distribución leptocúrtica (KG:1,4). En testigos de fondo son color marrón (10YR 3/3), con lentes milimétricas de fango marrón grisáceo muy oscuro. (10YR 5/4). LOI ₅₅₀ 0,5-1,5% / LOI ₉₅₀ < 1%	SLf: Laminación heterolítica flaser SLo: Laminación heterolítica ondulosa SLm: Nivelesmasivo SLh: Laminación horizontal	Alternancia de flujos tractivos y decantación, con predominancia de eventos tractivos, y bajo entrapamiento de sedimentos por vegetación.
Litofacies limo arenosa (LS)	Ningún ME dominante: ME1: 5-35% ME2: 10-45% ME3: 20-50% ME4: < 35% ME1:ME2:ME3:ME4: 20:30:36:14	Limos arenosos (X: 4,6 phi, A.L:Ar: 46:48:6), pobremente seleccionados (σ: 1,5), con asimetría muy positiva (SK1: 0,4) y distribución leptocúrtica (KG:1,4). En testigos de fondo son color marrón medio (10 YR 4/3). LOI ₅₅₀ 1-2,5% / LOI ₉₅₀ < 1%	LSf: Laminación heterolítica flaser LSo: Laminación heterolítica ondulosa LSl: Laminación heterolítica lenticular LSm: Nivelesmasivos LSH: Laminación horizontal	Domina la alternancia de tracción y decantación, junto con entrapamiento de sedimentos por vegetación.
Litofacies limosa (L)	ME1: subordinado y variable 10-65% ME2: dominante 20-70% ME3: subordinado < 25% ME4: bajos porcentajes < 15% ME1:ME2:ME3:ME4: 37:41:15:6	Limos (X: 5,0 phi, A.L:Ar: 27:65:8), pobremente seleccionados (σ: 1,6), con asimetría muy positiva (SK1: 0,3) y distribución leptocúrtica (KG:1,3). En testigos de fondo son color marrón grisáceo oscuro (10YR 4/2) y presentan abundantes restos de juncos y raíces. LOI ₅₅₀ 3-11% / LOI ₉₅₀ 1%	Lo: Laminación heterolítica ondulosa Ll: Laminación heterolítica lenticular Lm: Niveles masivos Lh: Laminación horizontal	Abundante decantación y entrapamiento de sedimentos por vegetación, con eventos tractivos subordinados.
Litofacies limo-arcillosa (LA)	ME1: dominante y variable 40-80% ME2: subordinado 20-40% ME3: subordinado < 15% ME4: bajos porcentajes < 10% ME1:ME2:ME3:ME4: 62:29:7:2	Limos arcillosos (X: 5,6 phi, A.L:Ar: 13:75:12) pobremente seleccionados (σ: 1,7), con asimetría muy positiva (SK1: 0,3) y distribución mesocúrtica (KG:1,1). En testigos de fondo son color marrón grisáceo oscuro (10YR 4/2). LOI ₅₅₀ 2-5% / LOI ₉₅₀ 1%	LAm: Niveles masivos LAl: Laminación horizontal	Domina la decantación de partículas en suspensión y entrapamiento de sedimentos por vegetación, eventual alternancia con procesos tractivos.
Litofacies arcillo-limosa (AL)	ME1: dominante y variable 20-100% ME2: dominante y variable < 70% ME3: subordinado < 25% ME4: muy bajos porcentajes < 1% ME1:ME2:ME3:ME4: 44:49:7:0	Arcillas limosas (X:7,0 phi, A.L:Ar: 1:72:28), pobremente seleccionados (σ: 1,8), con asimetría muy positiva (SK1: 0,3) y distribución mesocúrtica (KG:0,9). En testigos de fondo son color marrón grisáceo oscuro (10YR 4/2). LOI ₅₅₀ 8% / LOI ₉₅₀ 2%	ALm: Niveles masivos	Decantación de partículas en suspensión y flujos tractivos de muy baja energía . Acumulación de detritos orgánicos.

Tabla 2. Propuesta de litofacies para sistematizar el estudio de depósitos del frente de progradación deltaica de cabecera de estuario alimentados por ríos de carga limo-arenosa. **Table 2.** Lithofacies proposed to systematize the study of prograding deposits of bayhead deltas fed by rivers with a sandy silt load.

Testigo	Espesor (cm)	Espesor (cm) considerando la compactación durante el muestreo (% de compactación)	Edad aproximada de la base	Profundidad de niveles con valvas (<i>Corbicula fluminea</i>) y edad estimada de esos niveles
D17-T1	103	130 (26%)	ca. año 1932	72 cm – ca. año 1970 93 cm – ca. año 1956
D17-T2	55	75 (36%)	ca. año 1962	Sin valvas
D17-T3	122	145 (26%)	ca. año 1922	2 cm – ca. año 2016 65 cm – ca. año 1974
D17-T4	131	156 (19%)	ca. año 1915	80 cm – ca. año 1964
D17-T5	87	114 (31%)	ca. año 1942	44 cm – ca. año 1988 60 cm – ca. año 1978

Tabla 3. Estimación de rangos temporales de los testigos de sedimento según tasa de crecimiento vertical de 1,52 cm por año (véase testigo 10-1 en Schuerch *et al.*, 2016) (Más información en el texto).

Table 3. Estimations of temporal ranges of here analyzed cores, considering a vertical growth rate of 1.52 cm per year (see core 10-1 at Schuerch *et al.*, 2016) (More information in the text).

Ituarte (1981) estimó que dicha especie de bivalvo invasor ingresó al estuario del RdP entre fines de la década de 1960 y principios de 1970. En cuatro de los cinco testigos analizados se reconocieron valvas, enteras o fragmentadas, de *Corbicula fluminea* cerca de la base o en la mitad inferior de la sucesión sedimentaria (Figs. 6, 7).

Aun considerando que la tasa de agradación empleada es un promedio para el testigo fechado por Schuerch *et al.* (2016) y que la sedimentación no es homogénea en los distintos subambientes del frente de progradación y, por lo tanto, puede variar entre distintos testigos y/o a lo largo de cada testigo, las edades que se obtienen al emplear dicha tasa de acumulación resultan mayormente coherentes con la primera aparición de las valvas de *Corbicula fluminea* (Tabla 3). En los testigos D17-T1 y D17-T4 aparece una discrepancia entre la edad máxima que pueden tener los niveles con valvas de *Corbicula fluminea* (ca. 1970; Ituarte, 1981) y la edad de dichos niveles según la tasa de agradación vertical empleada (Tabla 3). Esto podría deberse a que la entrada del mencionado bivalvo invasor al estuario del RdP sea algo más antigua que la previamente estimada, o bien, que la tasa de acumulación de esas sucesiones fue mayor a 1,52 cm por año. Juzgamos más probable la segunda opción, siendo que si se considera que los primeros niveles con valvas de *Corbicula fluminea* fueron acumulados alrededor del año 1970 se obtienen tasas de sedimentación de

entre 2 y 2,62 cm por año, y testigos de sedimento del estuario del RdP, del estudio antes mencionado, muestran tasas de acreción vertical variables entre 0,43 y 2,62 cm por año (Schuerch *et al.*, 2016). Para las estimaciones realizadas en los testigos aquí analizados se empleó la tasa de 1,52 cm por año por corresponder al testigo, en Schuerch *et al.* (2016), que resulta más cercano al área aquí estudiada.

Debe tenerse en cuenta en estas estimaciones de cronología relativa en función de la presencia de valvas de *Corbicula fluminea* en los testigos analizados posee un grado de incertidumbre en tanto estos organismos no necesariamente pueden acumularse en todos los sitios muestreados. Aún con estas consideraciones se observa que los rangos temporales estimados para los testigos (Tabla 3) resultan congruentes con la evolución geomorfológica inferida a partir de las series temporales de imágenes satelitales y fotos aéreas (Fig. 3) y de la relación entre esta evolución y las sucesiones sedimentarias de los testigos.

Depósitos del frente de progradación deltaica

Se expone a continuación la descripción de una serie de testigos de sedimentos colectados en distintos sectores de la planicie deltaica subaérea y delta subáqueo (Fig. 3f), que permiten caracterizar los depósitos del frente de progradación del DRP y su evolución sedimentológica entre ca. año 1915 y los años 2011 y 2017.

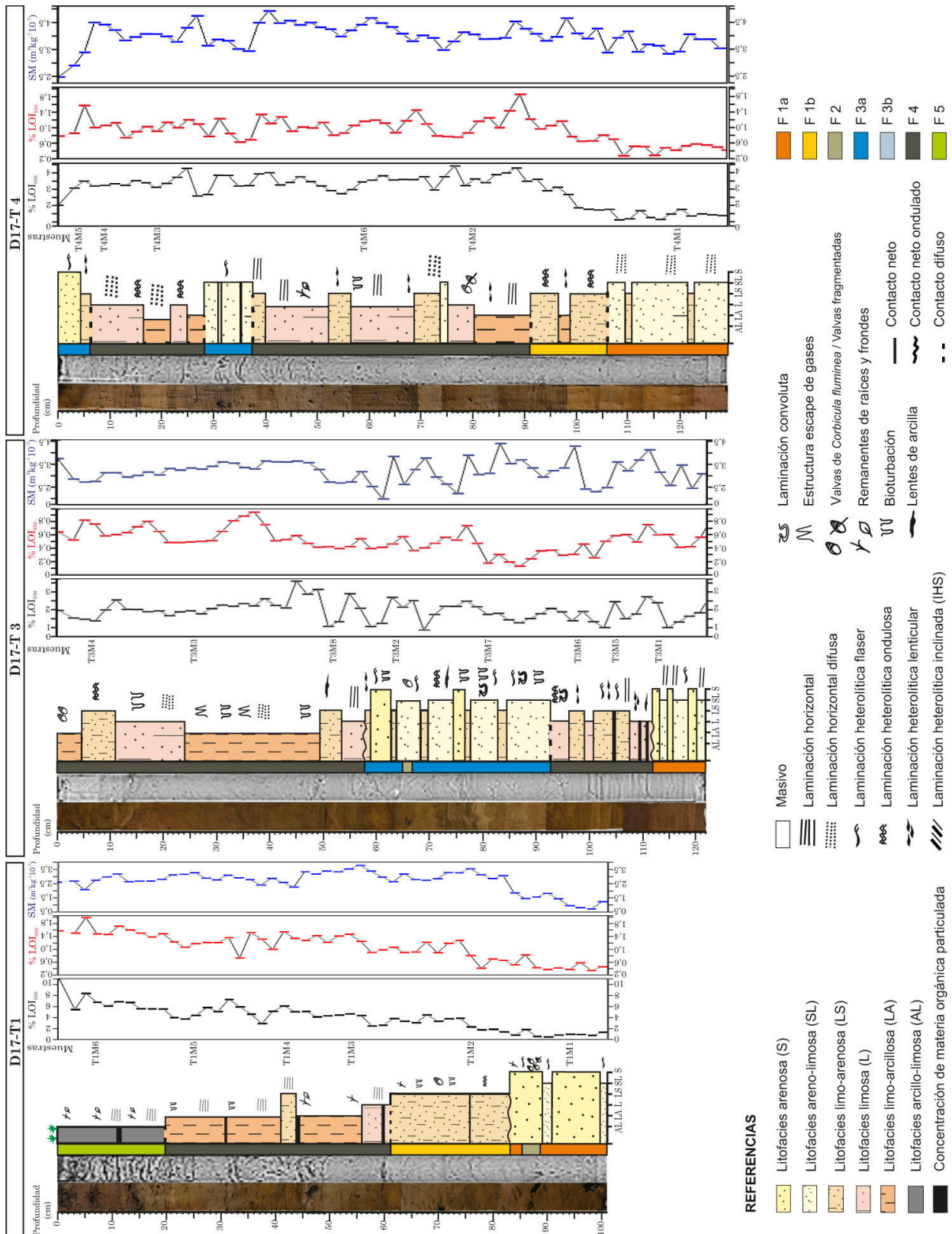


Figura 6. Testigos de fondo D17-T1, D17-T3, D17-T4, de izquierda a derecha: fotografía del testigo, tomografía del testigo, asociaciones de facies (F), sección sedimentaria y curvas de variación de LOI₅₀, LOI₉₅ y susceptibilidad magnética (SM) (m³ kg⁻¹ 10⁻⁷). Ubicación de los testigos en figura 3, litofacies según tabla 2 y asociaciones de facies según tabla 4.

Figure 6. Sediment cores D17-T1, D17-T3, D17-T4, from left to right: core picture, core tomography, facies associations (F), sedimentary section, and curves of LOI₅₀, LOI₉₅ and magnetic susceptibility (SM) (m³ kg⁻¹ 10⁻⁷). Core location in figure 3, lithofacies in table 2, facies associations in table 4.

Testigo D17-T1 (34°25'40,39"S-58°29'56,61"O) (Fig. 6): fue extraído en la planicie deltaica inferior, en una barra de desembocadura actualmente estabilizada, y entre unos 700-1400 m costa adentro de la línea de costa al año 2017 (año de extracción del testigo) (Fig. 3f). Este sitio aparece como un sector del delta subácuo en fotografías aéreas e imágenes satelitales hasta ca. el año 1990, cuando comienza a observarse una pequeña barra de desembocadura vegetada (Fig. 3f). El testigo D17-T1, de 100 cm de espesor, muestra una sucesión con tendencia grano-decreciente, desde arenas finas-muy finas, masivas, dominadas por el ME4 (litofacies S, Tabla 2), con valvas de *Corbicula fluminea* e intercalaciones de arenas limosas (SL) con laminación heterolítica *flaser*, que pasan a limos arenosos (LS), con marcas de raíces y valvas. En los niveles de LS la imagen de tomografía expone una tenue laminación, que en algunos tramos fue observada en la descripción megascópica como laminación heterolítica ondulosa. Continúan limos arcillosos (LA), con intercalaciones de L y LS, masivos o con laminación horizontal difusa; la tomografía muestra un mayor grado de bioturbación y/o deformación. Presenta niveles orgánicos y restos de raíces y frondes. Los últimos 20 cm resultan un sedimento más fino, dominado por arcillas limosas con abundantes raíces y frondes y bioturbación. Dominan los colores marrón (10YR 4/3) y marrón grisáceo oscuro (10YR 4/2). El contenido de carbono orgánico (LOI₅₅₀) es muy bajo (<2%) en los ~15 cm basales y se incrementa hacia el techo, con valores de entre 4-6%, y >8% en los últimos ~5 cm (Fig. 5). El contenido de carbono inorgánico (LOI₉₅₀) presenta un patrón semejante al del LOI₅₅₀, con <0,8% en los ~15 cm basales, y luego un progresivo aumento. Predominan valores de entre 1-1,5 % (Fig. 5). La curva de SM, que es analizada para todos los testigos en la sección siguiente, muestra valores entre 0,6 y 3,5 m³ kg⁻¹ 10⁻⁷.

Testigo D11-T2 (34°26'34,73"S-58°29'59,75"O) (Fig. 7): fue extraído sobre una barra de desembocadura en el delta subácuo, a unos 300 m costa afuera de la línea de costa al momento de extracción (año 2011) (Fig. 3f). Durante los años cercanos al momento de extracción el sitio resultaba un área muy somera, por la presencia de una barra de desembocadura, que quedaba expuesta durante bajantes excepcionales (Gordano, 2020, comunicación personal), como puede verse en imágenes satélites de los años 2005

y 2009. Actualmente (año 2020) este sector continúa siendo parte del delta subácuo, la línea de costa se mantiene a unos 300 m del sitio de muestreo y los momentos de bajantes excepcionales no muestran la presencia de una barra de desembocadura. El testigo D11-T2, de 55 cm de espesor, presenta un término inferior dominado por arenas limosas (SL) y limos arenosos (LS), e intercalaciones de limos (L, Tabla 2). Se destaca la presencia de variadas laminaciones heterolíticas, las cuales entre 27-48 cm de profundidad se organizan en un paquete con láminas inclinadas unos ~30° que se caracteriza como laminación heterolítica inclinada (IHS, por sus siglas en inglés; Thomas *et al.*, 1987). Continúan con bancos de litofacies LS y L, masivos o con laminaciones heterolíticas, que intercalan con arenas con laminación horizontal bien definida y arenas limosas masivas. Los colores varían entre marrón amarillento (10YR 5/4), marrón (10YR 4/3, 10YR 5/3) y marrón grisáceo (10YR 5/2). Los porcentajes de LOI₅₅₀ y LOI₉₅₀, son variables a lo largo de la sucesión entre 1-4% y 0,5-1,2%, respectivamente (Fig. 7). Los valores de SM presentan valores de entre 2,7 y 3,8 m³ kg⁻¹ 10⁻⁷.

Testigo D17-T3 (34°25'43,10"S-58°29'22,40"O) (Fig. 6): fue extraído en un sector del delta subácuo, a unos 230 m de la zona costera estabilizada más cercana al momento de extracción (año 2017) y al frente de la desembocadura de un canal entre barras estabilizadas (Fig. 3f). En ese momento dicho canal mostraba algunos rasgos de estabilización, con abundante vegetación y barras de desembocadura parcialmente expuestas (Fig. 3f). Fotografías aéreas e imágenes satelitales de este sector muestran, hasta ca. el año 2007, una zona de delta subácuo, a unos 700 m al sudeste de la costa estabilizada y sin barras vegetadas cercanas. Luego comienzan a estabilizarse barras al sudoeste (ca. año 2008) y al norte (ca. año 2015) (Fig. 3e-f), manteniéndose el sitio de muestreo como un sector subácuo, posiblemente un canal entre barras de desembocadura. El testigo D17-T3, de 122 cm de espesor, expone 10 cm de intercalaciones de litofacies S y SL en la base, que pasan a litofacies L y LS (Tabla 2). En este tramo la tomografía evidencia una laminación horizontal bien desarrollada, que en la descripción megascópica se expuso como laminaciones horizontales y heterolíticas variadas. Por el contrario, los tramos medios presentan abundante laminación convoluta y bioturbación, en

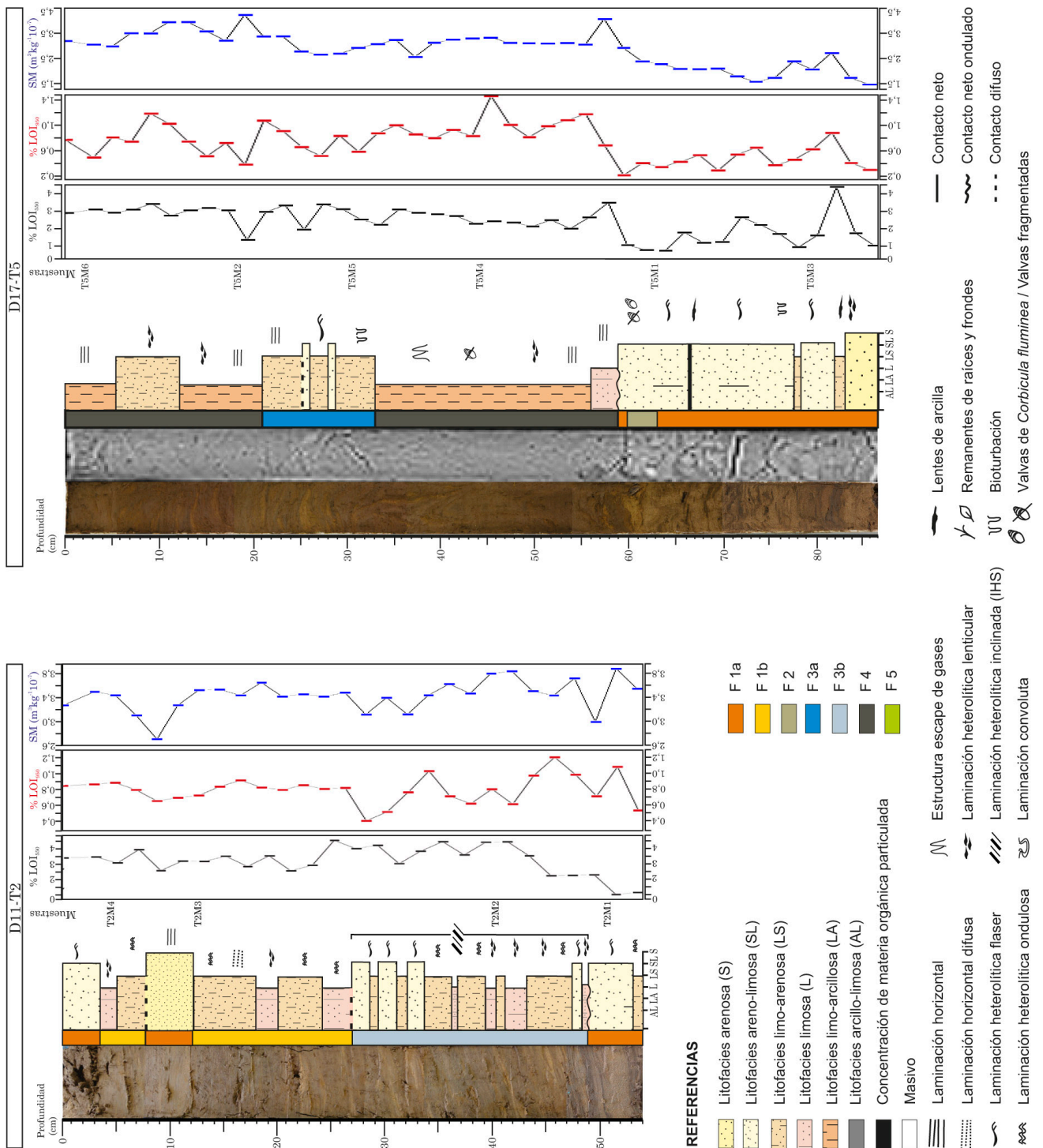


Figura 7. Testigos de fondo D11-T2, D17-T5, de izquierda a derecha: fotografía del testigo, tomografía del testigo, asociaciones de facies (F), sección sedimentaria y curvas de variación de LOI₅₅₀, LOI₉₅₀ y susceptibilidad magnética (SM) ($m^3 kg^{-1} 10^{-7}$). Ubicación de los testigos en figura 3, litofacies según tabla 2 y asociaciones de facies según tabla 4.

Figure 7. Sediment cores D11-T2, D17-T5, from left to right: core picture, core tomography, facies associations (F), sedimentary section, and curves of LOI₅₅₀, LOI₉₅₀ and magnetic susceptibility (SM) ($m^3 kg^{-1} 10^{-7}$). Core location in figure 3, lithofacies in table 2, facies associations in table 4.

arenas y arenas limosas. La mitad superior del testigo D17-T3 está dominado por litofacies más finas (LA, L, LS), en bancos generalmente masivos y bioturbados,

con presencia saltuaria de laminaciones horizontales difusas. Se reconocieron valvas enteras de *Corbicula fluminea* a los 65 cm en arenas limosas y en las facies

limo arcillosas del tope. El testigo muestra colores marrones (amarillento 10YR 5/4, amarillento oscuro 10YR 4/4 y grisáceo oscuro 10YR 4/2). El contenido de carbono orgánico (LOI_{550}) es muy variable en los 70 cm inferiores, en general con mayores porcentajes en los niveles texturalmente más finos, presenta un pico de 2,5-2,9% entre 46-50 cm, y luego se mantiene en valores mayormente constantes de 1,5-2% hasta el tope (Fig. 6). El contenido de carbono inorgánico (LOI_{950}) es muy bajo en toda la sucesión, entre 0,5-1%, con un patrón de variación aproximadamente semejante al LOI_{550} . Los valores de SM varían entre 1 y $4,4 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} 10^{-7}$.

Es posible que algunas de las estructuras de bioturbación observadas en los testigos (e.g. 78-82 cm del testigo D17-T3, Fig. 6) puedan corresponder a una estructura orgánica de escape (tipo fugichnia), quizás relacionada a la actividad del bivalvo *Corbicula fluminea*. Esperamos que estudios particulares sobre estructuras biogénicas sobre estas sucesiones permitan profundizar en estos aspectos.

Testigo D17-T4 ($34^{\circ}25'49.50''\text{S}$ - $58^{\circ}29'50.72''\text{O}$) (Fig. 6): fue extraído (año 2017) en un canal distributivo entre barras estabilizadas del delta subáctico (Fig. 3f). Fotografías aéreas e imágenes satelitales de este sector hasta ca. el año 2007 muestran una zona de delta subáctico, a unos 170 m al sudeste de la línea de costa. Luego comienzan a estabilizarse barras aguas afuera y, desde ca. año 2010, el sitio de muestreo se convierte en un canal entre barras vegetadas, con un ancho de 300 m, que va disminuyendo hasta los 140 m que mostraba al momento de extracción (año 2017). El testigo D17-T4 posee 130 cm de espesor, en la base predomina la litofacies SL en bancos masivos. En el laboratorio se reconoció una laminación difusa a los 116-120 cm, mientras que la tomografía expuso niveles laminados también en la base. Las arenas son cubiertas por litofacies LS, con laminaciones horizontales y heterolíticas. Con la excepción de arenas finas-muy finas en el techo y arenas limosas entre 30-38 cm, ambas masivas o con laminación *flaser*, los tramos medio y superior del testigo D17-T4 están dominados por L y LA (Tabla 2). Éstos se presentan masivos y algunos niveles con laminaciones horizontales y heterolíticas lenticular y ondulosa; poseen restos de raíces y frondes e intervalos bioturbados. A los 78-80 cm el testigo muestra restos de valvas fragmentadas de *Corbicula fluminea*. Los colores varían entre marrón

(10YR 4/3), marrón amarillento (10YR 5/4, 5/3) y marrón grisáceo oscuro (10YR 4/2). Los porcentajes de LOI_{550} y LOI_{950} son muy bajos (<2% y <0,8%, respectivamente) en los niveles arenosos y ambos aumentan en las litofacies texturalmente más finas. Los valores de SM fluctúan entre 2,5 y $5 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} 10^{-7}$.

Testigo D17-T5 ($34^{\circ}25'58.68''\text{S}$ - $58^{\circ}29'48.88''\text{O}$) (Fig. 7): fue extraído (año 2017) en la margen izquierda de un canal distributivo (canal San Antonio), a unos 860 m del frente de progradación deltaica para dicho momento, y al costado de una barra estabilizada desde ca. año 2008. Imágenes satelitales anteriores a dicho año muestran una situación de frente deltaico subáctico, a unas decenas a centenas de metros del frente de progradación deltaica (Fig. 3f). El testigo D17-T5 alcanza 87 cm de espesor y presenta dos tramos bien diferenciados. Los 28 cm inferiores están formados por las litofacies S y SL, masivas o con laminación *flaser*, y escasas intercalaciones de limos arenosos masivos o con laminación lenticular. La tomografía expone una intensa bioturbación y deformación convoluta. El techo de este intervalo muestra restos de valvas, enteras y fragmentadas de *Corbicula fluminea*. Los tramos superiores del testigo D17-T5 están dominados por la litofacies LA, con algunas intercalaciones de L, LA, SL. Los rasgos de estratificación son variables, se reconocen niveles con laminaciones horizontales y heterolíticas bien definidas, y otros con abundante bioturbación y deformación. Se destaca en este caso un rasgo, entre ~32-43 cm, de láminas recurvadas verticales, interpretado como estructuras de escape de gases. El intervalo arenoso presenta color marrón (10YR 5/3), en tanto en los tramos superiores son más variables entre marrón (10YR 4/3), grisáceo (10YR 5/2), grisáceo oscuro (10YR 3/2), y negro amarronado (2,5YR 3/2). Las curvas de LOI_{550} , LOI_{950} y SM muestran tendencias mayormente semejantes entre sí y varían según estos tramos texturales descriptos (Fig. 7).

DISCUSIÓN

El DRP constituye un sistema deltaico dominado por acción fluvial (Urien, 1972; Iriondo, 2004; Cavallotto *et al.*, 2005; Marcomini *et al.*, 2018). Este marcado dominio fluvial y las características muy someras de la cuenca receptora (promedio menor de 4 m en el estuario interior; Fig. 2) determinan una sedimentación controlada por

flujos friccionales. El modelo teórico de efluentes dominado por fricción (*friction-dominated effluents*), propuesto por Wright (1977), es característico de deltas formados en cuerpos de agua someros donde en la desembocadura de los canales se produce una rápida expansión y desaceleración del flujo por el aumento de la fricción de lecho y difusión turbulenta. La morfología de las barras y las características de los depósitos estudiados resultan compatibles con este modelo de sedimentación, a lo que se suma una fuerte influencia de procesos de marea semidiurnos y de eventuales tormentas (sudestadas). La caracterización sedimentológica de los testigos, el análisis granulométrico estadístico, la determinación de ME, y las tendencias del LOI₅₅₀, LOI₉₅₀ y SM, junto con la evaluación de los rasgos y evolución geomorfológica de los sitios de muestreo permite proponer una serie de asociaciones de facies que, se infiere, representan distintos subambientes del área estudiada (Tabla 4). Estas asociaciones permitirán sistematizar los estudios del frente de progradación deltaica del DRP que se vienen llevando a cabo y serán retroalimentadas con la incorporación de nueva información. Constituyen, además, una herramienta para el análisis de deltas de cabecera de estuario formados por grandes ríos, de carga sedimentaria limo-arenosa, en estuarios dominados por mareas.

Los depósitos de las barras de desembocadura, acumulados bajo condiciones subácuas, están caracterizados por arenas finas-muy finas, limos arenosos y limos, en menor medida limos arcillosos, en bancos fundamentalmente masivos o con laminaciones horizontales o heterolíticas. Estos depósitos fueron incluidos en la asociación de facies F1, en la cual se diferencian dos subfacies (F1a y F1b, Tabla 4, Figs. 6,7). La asociación F1a es predominantemente arenosa, en bancos masivos o con laminaciones horizontales, y se interpreta como los depósitos asociados a la zona de cresta de estas barras (según el modelo de Wright, 1977). El predominio de arenas masivas se infiere está asociado a una muy rápida depositación de los sedimentos, por pérdida de competencia de los flujos fluviales debido a la fricción de fondo y la expansión del flujo. A pesar de la presencia de arenas con óndulas de corrientes en las barras actuales (Fig. 4b) no se reconocieron, en los testigos, laminaciones ondulíticas en niveles de arenas sin fango, aunque sí es común la presencia de laminación heterolítica *flaser* en arenas limosas

y limos arenosos. Esto puede responder a un sesgo en el muestreo de los testigos o bien a una menor tasa de preservación de los depósitos arenosos, en comparación con aquella de los sedimentos de mezcla, debido al retrabajo y alternancia de tracción y decantación en este ambiente dominado por procesos mareales. Justamente las arenas limosas y limos arenosos, con estructuras heterolíticas, son los depósitos más frecuentes que conforman las superficies de las barras de desembocadura (Fig. 4c), y que fueron incluidos en la subfacies F1b (Tabla 4, Figs. 6,7).

Se infiere que los depósitos de F1 pueden alcanzar un espesor mayor al reconocido en las sucesiones estudiadas (< 40 cm, Figs. 6,7), en vista de que en los testigos colectados no se observó el contacto de las arenas de barras de desembocadura cubriendo depósitos finos de prodelta. Sin embargo, para el caso del DRP no se presumen depósitos de barras muy espesos ($\delta < 1\text{m}$?) debido a una profundidad promedio menor a 2 m para los sectores proximales del estuario interior (Fig. 2). Se interpreta que la alta tasa de avance del DRP (30-70 m/año; Marcomini *et al.*, 2018, y referencias allí citadas) responde a una extendida progradación aguas afuera de los depósitos de barras por la combinación de un alto aporte sedimentario y un bajo espacio de acomodación.

En los testigos se interpretaron depósitos producto de eventos excepcionales, como sudestadas (flujos de tormenta más inundaciones en las áreas costeras) e inundaciones fluviales, que fueron incluidos en la asociación de facies F2 (Tabla 4, Figs. 6,7). F2 está formada por arenas finas-muy finas, en menor medida limosas, en capas masivas (litofacies Sm) y con valvas y fragmentos de valvas. Un modelo numérico, a partir de mediciones meteorológicas, de un evento de sudestada en el estuario del RdP indicó el desarrollo de flujos de tormenta con velocidades, en el estuario interior, de 50 cm s^{-1} (Framiñan *et al.*, 1999). Por su parte, un estudio sobre valvas de *Corbicula fluminea*, de tamaños semejantes a las encontradas en los testigos estudiados, mostró el transporte de dichas valvas con velocidades de 25 cm s^{-1} (Forrest *et al.*, 2017).

Las barras de desembocadura se asocian lateralmente a canales subácuos (continuación de los canales distributarios). En función de los depósitos descritos en un sector del DRP la sedimentación en estos canales se caracteriza por bancos de arenas limosas y limos arenosos, con variadas

Asociación de facies	Litofacies	Interpretación
F1a	Sm/h/r, SLf/m/h	Barras de desembocadura (zona de cresta) bajo condiciones subácueas.
	Muy bajo contenido de carbono orgánico (LOI ₅₅₀ < 1 %).	Sedimentación dominada por flujos tractivos, esporádicos procesos de decantación.
F1b	LSm/o, Lm/o/l, < LAm/l,	Barras de desembocadura bajo condiciones subácueas.
	Bajo contenido de carbono orgánico (LOI ₅₅₀ < 3%)	Sedimentación por alternancia de flujos tractivos y decantación, y entrapamiento de sedimentos por vegetación subacuática (juncales).
F2	Sm, SLM/f < LS eventual presencia de valvas re-transportadas y restos de frondes, raíces.	Deposición durante aumentos de la energía de flujos, promovidos por eventos excepcionales de inundaciones fluviales u oleaje de tormenta (producto de sudestadas). Estos depósitos pueden formarse en los distintos subambientes de la planicie deltaica subácuea y subaérea inferior.
F3a	SLm/f/h, LSm/o, < Sm en paquetes con tendencia grano decreciente.	Canales distributarios subácueos (entre barras de desembocadura).
	Bajo contenido de carbono orgánico (LOI ₅₅₀ 2-3 %)	Sedimentación por alternancia de flujos tractivos y decantación, y entrapamiento de sedimentos por vegetación subacuática (juncales).
F3b	SLf/o, LSo/l, Lo/l formando paquetes con IHS.	Canales distributarios subácueos (entre barras de desembocadura), sectores de albardón.
	Moderado contenido de carbono orgánico (LOI ₅₅₀ 3-4 %)	Sedimentación por alternancia de flujos tractivos y decantación.
F4	LAm/h/l, Lh/m/l con intercalaciones de LSm/f/h/o.	Bahía interdistributaria.
	Moderado contenido de carbono orgánico (LOI ₅₅₀ 3-5 %)	Sedimentación dominada por decantación y entrapamiento de sedimentos por vegetación subacuática (juncales). Esporádicos flujos tractivos por derrames distales desde canales distributarios.
F5	ALm, LAm, < Lm, < Sm	Barra de desembocadura estabilizada por vegetación (planicie deltaica subaérea).
	Elevado contenido de carbono orgánico (LOI ₅₅₀ > 4%, 6-11%).	Sedimentación por derrames desde los canales distributarios (eventos de crecidas), en sectores cercanos a la línea de costa depositación durante eventos de sudestada. Acumulación de detritos orgánicos.

Tabla 4. Propuesta de asociaciones de facies para sistematizar el estudio de depósitos del frente de progradación deltaica de deltas de cabecera de estuario alimentados por ríos de carga limo-arenosa.

Table 4. Facies associations proposed to systematize the study of prograding deposits of bayhead deltas fed by rivers with a sandy silt load.

estructuras sedimentarias, abundante bioturbación y deformación sin-sedimentaria (asociación de facies F3a, Tabla 4, Figs. 6,7). Los valores de SM sugieren ciertas tendencias grano-decrecientes que estarían relacionadas con rellenos sucesivos de estos canales.

Un depósito particular reconocido en las sucesiones del delta subácueo proximal es la presencia de bancos con laminación heterolítica inclinada (IHS en Fig. 7) (subfacies F3b, Tabla 4). La estructura IHS refleja ciclicidad estacional en

la sedimentación y fue interpretada típicamente como producto de la acreción lateral de barras en espolón (*point bar*) bajo influencia de mareas (Thomas *et al.*, 1987). En el ejemplo aquí estudiado, y por la configuración geomorfológica del sitio de muestreo del testigo D11-T2, se interpreta que la IHS corresponde a sedimentación en canales distributarios subácueos, en sectores laterales a las barras de desembocadura (¿albardón subácueo?). En dicho testigo la subfacies F3b aparece cubierta

por sedimentos de F1, que incluye a los depósitos de barra expuestos en el momento del muestreo (Fig. 7). Sisulak y Dashtgard (2012) sugieren que las IHS pueden desarrollarse en otros contextos además de los de barras en espolón clásicamente reconocidos. En su estudio de caso los autores reconocieron esta estructura en testigos de sedimentos colectados en el delta del río Fraser, en la costa pacífica de Canadá. En dicho ejemplo los depósitos con IHS se asociaron a barras de canales distributarios, con influencia de mareas, unos 5-10 km aguas arriba de la línea de costa, a diferencia del ejemplo aquí descrito donde las IHS se reconocieron en un testigo extraído en el contexto de una barra de desembocadura lindera a un canal subáqueo (Fig. 3e).

Otros sedimentos dominantes en el sector estudiado del frente de progradación del DRP son los limos y limos arcillosos que se depositan en sectores de bahías interdistributarias (asociación de facies F4, Tabla 4, (Figs. 6,7). Se presentan como depósitos masivos, con laminación horizontal o heterolítica, y relativamente bajos porcentajes de materia orgánica (LOI_{550}) si se los compara con los depósitos de las barras estabilizadas ("islas"). En estos últimos los sedimentos resultan mayormente masivos y con mayor proporción de restos vegetales y LOI_{550} (asociación de facies F5, Tabla 4). F4 resulta de una sedimentación dominada por decantación y entrapamiento de sedimentos por vegetación subacuática (juncales). Esporádicos flujos tractivos por derrames distales desde canales distributarios determinan la intercalación de limos arenosos (litofacies LSm/f/h/o) y arenas limosas (SLm, Tabla 2, Figs. 6,7).

Las barras de desembocadura actúan como núcleo de sedimentación, agradando verticalmente y permitiendo la acumulación de sedimentos más finos. Eventualmente, la vegetación puede colonizar la superficie (Fig. 4d) generando una retroalimentación positiva en la sedimentación, que determina el crecimiento vertical y lateral de las barras hasta que se adosan a la planicie deltaica subaérea (Fig. 3). En la planicie deltaica subaérea la acumulación está controlada por las inundaciones periódicas desde los cursos fluviales y, en los sectores costeros, también por inundaciones durante tormentas. La sedimentación se concentra en la adyacencia de los canales lo que determina la formación de albardones (Frazier, 1967). Los albardones son además sectores altamente vegetados, dominados actualmente

por especies exóticas y con parches de vegetación autóctona (selva en galería, Kalesnik *et al.*, 2008). Esta vegetación favorece el entrapamiento de sedimentos y el crecimiento de los albardones. Solo crecidas excepcionales alcanzan los sectores centrales de la planicie deltaica, que son áreas bajas inundables, con acumulación de sedimentos fangosos (Iriondo, 2004) y vegetación de pajonales (Leal, 2011: 44). Estas fracciones más finas de las planicies se incluyen en la asociación de facies F5, que se compone de arcillas limosas y limos arcillosos, masivos, con abundantes restos de frondes y raíces, y elevado contenido orgánico (Tabla 4, Fig. 6).

En las sucesiones estudiadas son frecuentes las estructuras de deformación sinsedimentaria y de bioturbación que responden a la alta tasa de sedimentación y actividad de organismos, respectivamente, presentes en el ambiente estudiado. No se descarta que algunas de las estructuras de bioturbación (e.g. 78-82 cm del testigo D17-T3, Fig. 6) puedan corresponder a una estructura orgánica de escape (tipo fugichnia), quizás relacionada a la actividad del bivalvo *Corbicula fluminea*. Estudios particulares de estructuras biogénicas sobre estas sucesiones permitirán profundizar en estos aspectos. También aparecen estructuras interpretadas como de escape de gases (e.g. 32-43 cm del testigo D17-T5, Fig. 7) en función de sus rasgos y de la abundante presencia de gas metano entrapado en los depósitos del DRP, con mayores concentraciones entre los 90-120 cm de profundidad (Sanci y Panarello, 2018).

La interpretación del comportamiento de la susceptibilidad magnética no sigue a lo largo de todo el material estudiado un patrón común (Figs. 6,7). La dinámica del ambiente en estudio y la multiplicidad de factores que actúan, generan este comportamiento de un parámetro físico del material que resulta variable. En varios sectores de los diferentes testigos de sedimentos analizados se observa una correlación entre el aumento del contenido de carbono orgánico y una disminución de la susceptibilidad magnética, lo cual es esperable ya que la materia orgánica diamagnética. En algunos casos, como ejemplo la base del testigo T11-T2, se observa un incremento de la SM, correlacionado con litofacies específica. En otros casos, como en el testigo D17-T1, la SM varía mostrando tramos con tendencias crecientes positivas correlacionadas con el reconocimiento de intervalos grano-decrecientes. En este caso puede presumirse que tal correlación

se vincula con una mayor concentración de cuarzo, mineral diamagnético, en los sectores de relativa mayor granulometría. Se descartan condiciones ambientales apropiadas para la neoformación de minerales magnéticos. Ulteriores estudios complementarios de propiedades magnéticas permitirían comprobar o refutar estas hipótesis.

Los depósitos analizados en el área de estudio del DRP (Fig. 1) muestran algunas similitudes con otros modelos de facies de deltas de bahía (*bayhead deltas*) en estuarios. Un estudio geomorfológico-sedimentológico en el delta actual del río Atchafalaya, uno de los lóbulos del delta del río Mississippi (van Heerden, 1983), ejemplifica depósitos semejantes a los aquí estudiados. Testigos de fondo de dicho delta mostraron que las barras de desembocadura están compuestas por arenas finas y limos, con una laminación fina, paralela y entrecruzada, y cubiertas por arcillas con laminación horizontal, en ciclos grano-decrecientes, centimétricos (3-9 cm) (van Heerden, 1983). Según dicho autor, el delta del Atchafalaya puede considerarse como un ejemplo de deltas de ambientes protegidos (*bayhead deltas*), formado además en un cuerpo de agua somero y no estratificado, alimentado por un río con alta carga sedimentaria, con una alta tasa de progradación y bajo rango de mareas. En nuestro estudio de caso no se distinguieron laminaciones entrecruzadas como una estructura frecuente, con la excepción del paquete con IHS en el testigo D11-T2 (Fig. 7). Es sabido que los paquetes con estructuras entrecruzadas son características de los depósitos de frente deltaico (e.g. Reading y Collinson, 1996), especulamos que para el DRP la escasa presencia de este tipo de estructuras sedimentarias resulta del carácter extremadamente somero de la cuenca receptora, donde dominan profundidades menores a 1 metro hasta 5 km aguas afuera de la línea de costa. A su vez, no se descarta que un muestreo más extendido de testigos de fondo pueda revelar una mayor presencia de depósitos con laminaciones entrecruzadas.

Como era previsible, en función de la predominancia de procesos mareales por sobre el oleaje en la cuenca receptora del DRP, las laminaciones heterolíticas son las más abundantes en los depósitos del área de estudio. De forma semejante, estas estructuras son características en el modelo depositacional descrito por Aschoff *et al.* (2018) en lo que se refiere a los depósitos de los sectores proximales y medios del frente deltaico. A

diferencia de las sucesiones aquí estudiadas, estos autores describieron paquetes grano-crecientes y refieren que internamente están formadas por depósitos de flujos hiperpícnicos. Las características de los depósitos del DRP no muestran rasgos que sean compatibles con la depositación a partir de este tipo de flujos (Zavala *et al.*, 2011).

CONCLUSIONES

El sector estudiado del frente de progradación del DRP se caracteriza por la presencia de barras de desembocadura de morfología radial típicas de un patrón de depositación friccional, como las descritas en deltas alimentados por canales arenosos de carga mixta y formados en cuerpos de agua someros. En el delta subáctico estas barras pueden alcanzar grandes extensiones (hasta 7 km²), presentan muy baja pendiente y están formadas por arenas limosas y limos arenosos, en menor proporción arenas finas-muy finas sin fango. En estas superficies migran óndulas de corrientes, comúnmente asociadas a acumulación de finos, o se desarrollan condiciones de lecho plano de alto régimen. La yuxtaposición lateral de las barras de desembocadura, su crecimiento vertical y estabilización determina la progradación del delta. Las barras pueden, también, migrar lateralmente o aguas abajo, o bien sus sedimentos ser retrabajados para contribuir al crecimiento de otras barras.

En el frente de progradación del DRP, además de las barras, se distinguen canales distributarios subácticos, que transportan predominantemente arenas limosas y limos arenosos, y bahías interdistributarias donde se acumulan limos arcillosos. Los relevamientos de campo e información batimétrica publicada indica un frente de progradación de aguas muy someras, con profundidades, en promedio, menores a 4 metros, con la excepción de aquellos canales sujetos a dragado para permitir la navegación.

Las características granulométricas de los depósitos analizados, en muestras superficiales y de testigos, que representan distintos subambientes del frente de progradación del DRP, evidencian sedimentos formados por mezclas de subpoblaciones, producto de la combinación de diversos mecanismos de producción, transporte y depositación. La caracterización textural estadística y de subpoblaciones mediante el análisis de miembros extremos constituyen metodologías convenientes y complementarias para caracterizar e interpretar este

tipo de sedimentos de mezcla y que, además, no muestran grandes variaciones de tamaño de grano. El modelado matemático de miembros extremos debe estar necesariamente guiado por criterios geológicos que diferencien procesos de acumulación viables con el ambiente estudiado.

La caracterización sedimentológica de los testigos, el análisis granulométrico estadístico, la determinación de miembros extremos, y las tendencias del LOI₅₅₀, LOI₉₅₀ y SM, junto con la evaluación geomorfológica de los sitios de muestreo permite proponer una serie de litofacies y asociaciones de facies. Se infiere que estas asociaciones representan distintos subambientes del área estudiada del DRP, incluyendo depósitos de barra de desembocadura, de canales distributarios subácuos, de bahías interdistributarias y de barras estabilizadas que pasan a formar parte de la planicie deltaica subaérea. Estas asociaciones de facies permiten sistematizar los estudios del frente de progradación deltaica del DRP y constituyen una herramienta para el análisis de deltas de cabecera de estuario formados por grandes ríos, de carga sedimentaria limo-arenosa, en estuarios dominados por mareas.

La sedimentación en el área de estudio del DRP está dominada por acumulación de arenas finas-muy finas, masivas, por pérdida de competencia de los flujos fluviales debido a la fricción de fondo y la expansión del flujo. Estos depósitos están acompañados por arenas limosas y limos, con proporciones variables de arenas y/o arcillas, acumulados por el retrabajo de corrientes fluviales, de marea y flujos de tormenta, la decantación de las fracciones más finas y el entrapamiento de partículas por la abundante vegetación subacuática del delta.

Se estima que las sucesiones de los testigos analizados representan la sedimentación ocurrida en el frente de progradación del DRP entre ca. el año 1915 y los años 2011-2017 (años de muestreo y relevamiento realizados para este trabajo), en función de la correlación con testigos fechados del DRP publicados en la literatura y de la presencia de valvas de *Corbicula fluminea* (presente en el DRP desde, al menos, el año 1970).

Agradecimientos

Los autores desean agradecer a Agustín Quesada, Emiliano Renda y Alcira Trinelli por su ayuda

durante las tareas de campo, a Guillermo Heinonen y Claudio Gordano por hacer posible la navegación y el apoyo logístico durante los relevamientos de campo, y a Gastón Angelini por su colaboración en los trabajos de campo y de laboratorio. El convenio específico de cooperación entre el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y el Instituto Universitario Hospital Italiano (Res. D. N°4198, CONICET) permitió la realización de tomografías de los testigos de sedimento, se agradece al respecto la colaboración de Pablo Pazos, Leandro Gaetano, Vanesa Litvak y personal del Hospital Italiano por su gentil asistencia. Las investigaciones aquí presentadas fueron realizadas en el marco de la beca doctoral otorgada por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) a la Lic. Magdalena Gallo y fueron financiadas por el proyecto PUE-IGEBA CONICET 22920160100030CO Evolución y procesos geológicos y geoambientales en la región pampeana y el Río de la Plata. Agradecemos los comentarios y sugerencias de dos revisores anónimos y del editor que permitieron mejorar la primera versión del manuscrito.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Amsler, M. (1995). Carga de lavado del Río Paraná en sus tramos medio e inferior, Origen, comportamiento anual, concentraciones y caudales sólidos. Análisis del avance del frente del delta del Río Paraná. *Laboratorio de Hidráulica del Instituto Nacional del Agua (INA). Reporte técnico*, 48 pp.
- Aschoff, J.L., Olariu, C. y Steel, R.J. (2018). Recognition and significance of bayhead delta deposits in the rock record: A comparison of modern and ancient systems. *Sedimentology*, 65: 62–95.
- Bates, C.C. (1953). Rational Theory of Delta Formation. *AAPG Bulletin*, 37: 2119–2162.
- Cavallotto, J.L. (2002). Evolución holocena de la llanura costera del margen sur del Río de la Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57: 376–388.
- Cavallotto, J.L. y Violante, R.A. (2005). Geología y geomorfología del río de la Plata. En: de Barrio, R., Etcheverry, R. O., Caballé, M. F. y Llambías, E. (Eds.) *Geología y recursos minerales de la Provincia de Buenos Aires*. Relatorio XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata, Cap. XIV: 237–253.
- Cavallotto, J.L., Violante, R.A. y Colombo, F. (2005). Evolución y cambios ambientales de la llanura costera de la cabecera del río de la Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60: 353–367.
- Codignotto, J.O. y Marcomini, S.C. (1993). Argentine Deltas Morphology. *Coastal Zone 93. Proceedings of the Eighth Symposium on Coastal and Ocean Management I*, 323–336.
- Coleman, J.M. (1988). Dynamic changes and processes in the Mississippi River delta. *Geological Society of America*, 100: 999–1015.
- Coleman, J.M. y Wright, L.D. (1975). Modern River Deltas:

- Variability of Processes and Sand Bodies. En: Broussard, M.L. (Ed.), *Deltas: Models for Exploration*. Houston Geological Society, 60: 99–149.
- D'Onofrio, E.E., Fiore, M.M.E. y Pousa, J.L. (2008). Changes in the regime of storm surges at Buenos Aires, Argentina. *Journal of Coastal Research*, 24: 260–265.
- Depetris, P.J. y Griffin, J.J. (1968). Suspended Load in the Río De La Plata Drainage Basin. *Sedimentology*, 11: 53–60.
- Folk, R.L. y Ward, W.C. (1957). Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Sedimentology Petrology*, 27: 3–26.
- Forrest, A.L., Andradóttir, H.Ó, Mathis, T.J, Wittmann, M.E., Reuter, J.E., Schladow, S.G. (2017). Passive transport of a benthic bivalve (*Corbicula fluminea*) in large lakes: implications for deepwater establishment of invasive species. *Hydrobiologia*, 797: 87–102.
- Framiñan, M.B., Etala, M.P., Acha, M.E., Guerrero, R.A., Lasta, C.A. y Brown, O.B. (1999). Physical characteristics and processes of the Río de la Plata estuary. *Springer*, New York, 161–194.
- Frazier, D.E. (1967). Recent deltaic deposits of the Mississippi River: their development and chronology. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 17: 287–315.
- Galloway, W.E. (1975). Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. *Deltas, Models for Exploration (Ed. M.L. Broussard) Houston Geological Society*, 87–98.
- Gilbert, G.K. (1890). Lake Bonneville, *US Geological Survey Monograph*, 1: 438 pp.
- Heiri, O., Lotter, A.F. y Lemcke, G. (2001). Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: Reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, 25: 101–110.
- Iriondo, M.H. (2004). The littoral complex at the Paraná mouth. *Quaternary International*, 114: 143–154.
- Ituarte, C. (1981). Primera noticia acerca de la introducción de pelecípodos asiáticos en el área rioplatense (Mollusca: Corbiculidae). *Neotropica*, 27:79–83.
- Kalesnik, F., Vallés, L., Quintana, R. y Aceñolaza, P. (2008). Parches relictuales de selva en galería (Monte Blanco) en la región del Bajo Delta del río Paraná. *Temas de la Biodiversidad del Litoral Fluvial Argentino III*. INSUGEO. 17:169–191.
- Kandus, P., Quintana, R.D. y Bó, R.F. (2006). *Patrones de paisaje y biodiversidad del bajo delta del río Paraná. Mapa de ambientes*. Pablo Casamajor Ediciones. Buenos aires, Argentina, 50 pp.
- Latrubesse, E.M., Stevaux, J.C. y Sinha, R. (2005). Tropical rivers. *Geomorphology*, 70:187–206.
- Leal, P., 2011. Elaboración de una línea de base preliminar del sistema de islas del frente de avance de la 1ª sección del Delta Bonaerense (Tigre). Informe UBANEX. Capacitación de recursos humanos orientados hacia un desarrollo sustentable 42–76. (inédito).
- Marcomini, S.C. y López, R.A. (2011). La problemática ambiental del estuario del Río de Plata y Delta del Paraná. En López, R.A. y Marcomini, S.C. (Eds.) *Problemática de los ambientes costeros sur de Brasil, Uruguay y Argentina*. Editorial Croquis. 129–143.
- Marcomini, S.C., Tripaldi, A., Leal, P., López, R.A., Alonso, M.S., Ciccio, P.L., Quesada, A. y Bunicontró, P. (2018). Morfodinámica y sedimentación de un sector del frente deltaico del Paraná entre los años 1933 y 2016, provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 75:1–16.
- Medina, R.A. y Codignotto, J.O. (2013). Evolución del delta del río Paraná y su posible vinculación con el calentamiento global. *Revista Museo Argentino Ciencias Naturales*, n.s. 15(2): 191–200.
- Molinari, G. y Castellano, R.D. (1990). Estudio de la Costanera Sur de la Ciudad de Buenos Aires - Determinación de las condiciones hidrodinámicas. Informe LHA-INCYTH 059:09–90.
- Moreira, D. (2016). *Estudio de los procesos que determinan el transporte de los sedimentos finos y su variabilidad en el Río de la Plata en base a simulaciones numéricas y observaciones satelitales e in situ*. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 336 pp. (inédito).
- Moreira, D., Simionato, C.G., Dragani, W., Cayocca, F., Luz, M. y Tejedor, C. (2016). Characterization of Bottom Sediments in the Río de la Plata Estuary. *Coastal Research*, 32:1473–1495.
- Munsell (2000). Munsell Soil Color Charts. 1–29.
- Nicholls, R.J., Adger, N., Hutton, C.W. y Hanson, S.E., (2020). Sustainable Deltas in the Anthropocene. En: Nicholls R., Adger W., Hutton C., Hanson S. (Eds) *Deltas in the Anthropocene*. Palgrave Macmillan, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-030-23517-8_11
- Orton, G.J. y Reading, H.G., (1993). Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, 40:475–512.
- Parker, G., Marcolini, S. (1989). Transporte de sedimentos en el Río de la Plata. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 20(1/4): 43–52.
- Pasternack, G.B. y Brush, G.S. (2002). Biogeomorphic controls on sedimentation and substrate on a vegetated tidal freshwater delta in Upper Chesapeake Bay. *Geomorphology*, 43:293–311.
- Paterson, G.A. y Heslop, D. (2015). New methods for unmixing sediment grain size data. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16: 4494–4506.
- Pittau, M.G., Sarubbi, A. y Menéndez, Á.N. (2007). *Análisis del avance del Frente y del incremento areal del Delta del Río Paraná*. XX Congreso Nacional del Agua y III Simposio de Recursos Hídricos del Cono Sur, Mendoza.
- Quesada, A. (2019). *Geomorfología ambiental de la Primera Sección del delta del río Paraná: erosión (natural y antrópica) de los canales distributarios y manejo de sus márgenes*. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 232 pp. (inédito).
- Reading, H.G. y Collinson, J.D. (1996). Clastic Coasts. Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. *Blackwells, Cornwall*, 154–231.
- Ritter, D. F., Kochel, R. C., y Miller, J. R. (2011). *Process Geomorphology*, 4th edn. Boston: McGraw Hill. 576 pp.
- Rodríguez, A.B., Simms, A.R. y Anderson, J.B. (2010). Bay-head deltas across the northern Gulf of Mexico back step in response to the 8.2ka cooling event. *Quaternary Science Reviews* 29: 3983–3993.
- Sanci, R. y Panarello, H.O. (2018). Distribution and isotopic signature of deep gases in submerged soils in an island of the Lower Delta of the Paraná River, Argentina. *Environmental Monitoring and Assessment* 190:647.
- Sarubbi, A., Pittau, M.G. y Menéndez, Á.N. (2004). Delta del Paraná: balance de sedimentos. Informe técnico. Laboratorio de Hidráulica del Instituto Nacional del Agua 02-235-04, 49 pp.
- Schuerch, M., Scholten, J., Carretero, S., García-Rodríguez, F.,

- Kumbier, K., Baechtger, M. y Liebetrau, V. (2016). 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*, 269:122–132.
- Seluchi, M. (1995). Diagnóstico y pronóstico de situaciones sinópticas conducentes a ciclogénesis sobre el este de Sudamérica. *Geofísica Internacional*, 34 pp.
- Servicio de Hidrografía Naval (2012). Carta Náutica Raster: Río de la Plata Interior y Delta del Paraná. Servicio de Hidrografía Naval. Publicación H-118. <http://www.hidro.gob.ar/nautica/CNRRaster.asp>
- Servicio Meteorológico Nacional (2003). Estadísticas climatológicas 1991-2000, Buenos Aires. Formato digital.
- Servicio Meteorológico Nacional (1992). Estadísticas climatológicas 1981-1990, Buenos Aires. 709 p.
- Simionato, C.G., Dragani, W., Meccia, V.L. y Nuñez, M. (2004). A numerical study of the barotropic circulation of the Río de la Plata estuary: Sensitivity to bathymetry, the Earth's rotation and low frequency wind variability. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 61:261–273.
- Simionato, C.G. y Vera, C.C. (2002). Proyecto Protección Ambiental del Río de la Plata y su Frente Marítimo: Prevención y control de la contaminación y restauración de hábitat. 1:1–33.
- Simms, A.R., Rodríguez, A.B. y Anderson, J.B. (2018). Bayhead deltas and shorelines: Insights from modern and ancient examples. *Sedimentary Geology*, 374:17–35.
- Sisulak, C.F. y Dashtgard, S.E. (2012). Seasonal controls on the development and character of inclined heterolithic stratification in a tide-influenced, fluvially dominated channel: Fraser River, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, 82:244–257.
- Soldano, F.A. (1947). Régimen y aprovechamiento de la red fluvial Argentina. *Parte I: El río Paraná y sus tributarios*. Editorial Cimerá, Buenos Aires, 264 pp.
- Steel, R.J. y Milliken, K.L. (2013). Major advances in siliciclastic sedimentary geology, 1960-2012. *Special Paper of the Geological Society of America*, 500:121–167.
- Thomas, R.G., Smith, D.G., Wood, J.M., Visser, J., Calverley-range, E.A. y Koster, E.H.(1987). Inclined heterolithic stratification-Terminology, descripción, interpretación and significance. *Sedimentary Geology*, 53, 123–179.
- Urien, C.M. (1972). Río de la Plata estuary environments. *Memoir of the Geological Society of America*, 133:213–234.
- Van Heerden, I.L. (1983). Deltaic Sedimentation in Eastern Atchafalaya Bay, Louisiana. *LSU Historical Dissertations and Theses*. 3868. 161 pp.
- Weltje, G.J., (1997). End-Member Modeling of Compositional Data: Numerical-Statistical Algorithms for Solving the Explicit Mixing Problem. *Mathematical Geology*, 29:503-549.
- Wright, L.D. (1977). Sediment transport and deposition at river mouths: A synthesis. *Bulletin of the Geological Society of America*, 88:857–868.
- Wright, L.D. y Coleman, J.M. (1973). Variations in morphology of major river deltas as functions of ocean wave and river discharge regimes. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 57:370–398.
- Zavala, C., M. Arcuri, M. Di Meglio, H. Gamero Diaz, and C. Contreras (2011). A genetic facies tract for the analysis of sustained hyperpycnal flow deposits, en R. M. Slatt and C. Zavala, eds., Sediment transfer from shelf to deep water—Revisiting the delivery system: *AAPG Studies in Geology* 61: 31–51.