

# Morfodinámica y sedimentación de un sector del frente deltaico del Paraná entre los años 1933 y 2016, provincia de Buenos Aires, Argentina

Silvia MARCOMINI<sup>1,2</sup>, Alfonsina TRIPALDI<sup>1,2</sup>, Pablo LEAL<sup>1,2</sup>, Rubén LÓPEZ<sup>1,2,3</sup>, María Susana ALONSO<sup>1,2</sup>, Patricia L. CICCIOLI<sup>1,2</sup>, Agustín QUESADA<sup>1,2</sup> y Paula BUNICONTRO<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Geología, Geomorfología y geología costera, Buenos Aires.

<sup>2</sup>CONICET- Universidad de Buenos Aires, Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGEBA), Buenos Aires.

<sup>3</sup>Universidad Nacional de Avellaneda

Email: scm@gl.fcen.uba.ar

Editor: Diego A. Kietzmann

## RESUMEN

En los últimos años el delta del Paraná ha recibido una atención creciente de distintos profesionales, debido al rápido crecimiento poblacional de las islas del Tigre y de los municipios de San Isidro y San Fernando. Este hecho incrementó el valor económico e intensificó el uso de los recursos naturales en la zona. Este trabajo estudia el comportamiento del sector sureste del frente deltaico del Paraná entre los años 1933 y 2016; con el objeto de registrar los cambios morfológicos recientes y sus rasgos dinámico-sedimentarios asociados. Los resultados obtenidos muestran que el frente deltaico ha tenido un avance episódico relacionado al adosamiento de barras de desembocadura en la boca de los canales distributarios, incrementando la superficie y extensión de la planicie deltaica inferior. Estas barras se adosaron en las décadas 1935-50, 1960, 1980 y 2000. La velocidad de avance del frente deltaico varió de 42,30 m/año a 45,13 m/año. Esta rápida progradación ha producido cambios naturales significativos en las morfologías y ecosistemas del frente y sobre la costa de los municipios de San Fernando y San Isidro en menos de 80 años. El modelo geomorfológico evolutivo obtenido, estima que, para el año 2050, se podrían incorporar al frente deltaico una superficie de 3914 m<sup>2</sup> en el tramo analizado; y dicho frente podría avanzar unos 1300 m sobre la costa de San Isidro. Es por ello que resulta importante diagramar, planificar y legislar previamente la ocupación de estos nuevos territorios para evitar conflictos sociales, económicos, políticos y culturales a futuro.

**Palabras Claves:** *Delta del Paraná, geomorfología, dinámica, evolución reciente.*

## ABSTRACT

*Morphodynamics and sedimentation of a sector of Parana delta front between 1933 and 2016, province of Buenos Aires, Argentina.*

In recent times, the fast population growth of Tigre islands, San Fernando and San Isidro localities has attracted the attention of several urban planners. Consequently, the price of the lands has increased, as well as the exploitation of natural resources. This paper examines the morphodynamic behavior of Parana delta front between the rivers Lujan and San Antonio channel since 1933, to analyzing recent changes in delta landforms, subenvironments, dynamics and sedimentological patterns. These results are useful to establish strategies for the coastal management of Tigre, San Fernando and San Isidro localities. Parana delta front has moved episodically towards the estuary adjoining distributary mouth bars increasing consequently the subaerial surface of the lower delta plain. Four distributaries mouth bars were adjoin to the delta plain during the decadal episodes of 1935-50, 1960, 1980 and 2000. It was obtained a delta front progradation rate between 42.30 m/year to 45.13 m/year since 1933. This fast progradation changed several delta subenvironments and ecosystems; not only along the delta coast, but also along the estuary coast. The evolutive delta model obtained estimates that, in 2050, a land surface of 3914 m<sup>2</sup> could be incorporated to the delta in the studied area. Also the Lujan river would extend toward the estuary for about 1.300 m, changing dynamics and environment of the coast of San Isidro. Therefore it is very important in a near future to diagram, plan and legislate previously; the occupation of these new territories to avoid future social, economic, political and cultural conflicts.

**Key words:** *Paraná delta, geomorphology, dynamics, recent evolution.*

## INTRODUCCIÓN

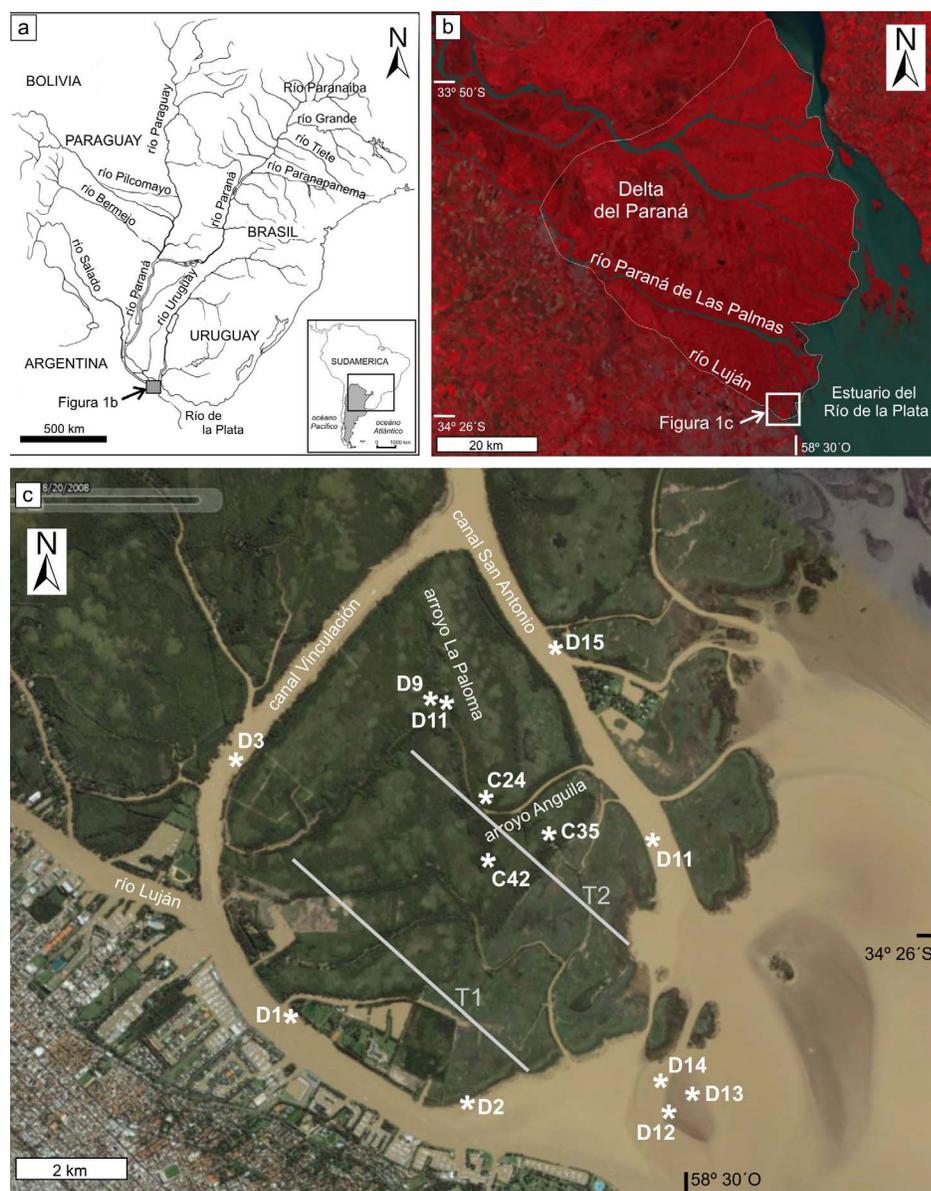
La progradación rápida del delta del Paraná frente a la costa del estuario del Río de la Plata influye directamente en el manejo del litoral de la ciudad de Buenos Aires y el Área Metropolitana de Buenos Aires (AMBA). No obstante ello, la planificación no ha considerado la importancia que este avance ocasiona sobre las actividades y sobre uso del litoral. Entre las acciones más frecuentes se encuentran el dragado, el establecimiento de nuevos barrios sobre zonas rellenadas y el mantenimiento de puertos deportivos, entre otras. Desde otro punto de vista, los deltas tienen gran valor ecológico, ya que constituyen humedales de importancia para la productividad biológica, de allí el valor de su conservación.

La zona de estudio abarca el sector sur de la planicie deltaica del Paraná, entre el río Luján, canal Vinculación, canal San Antonio y Río de la Plata (Fig. 1). En un contexto regional el delta está incluido en la denominada unidad Río de La Plata. Cuya evolución geomorfológica se puede sintetizar en tres etapas Según Cavallotto (2002) y Cavallotto *et al.* (2005). Ellas son: estuárica, de llanura costera y, finalmente la formación del delta actual. La primera etapa representó el inicio del relleno del paleovalle con un depocentro arcilloso y deltas menores en la desembocadura de los arroyos Nogoyá, Clé y Gualeguay, desde el máximo transgresivo alcanzado hace ca. 6000 años AP (Cavallotto *et al.* 2004, 2005). Posteriormente, se produjo la progradación costera relacionada con el descenso del nivel del mar, determinando facies de llanuras de marea, cordones de playa y médanos. La última etapa incluyó la transformación del Río de la Plata de condiciones estuáricas a fluviales y la formación del delta del Paraná entre los  $1.770 \pm 33$  y  $1.902 \pm 41$  años 14C AP según Cavallotto *et al.* (2002, 2005).

El delta actual está compuesto por dos sectores, un delta subaéreo y un delta subcúe. Este último se divide en dos subambiente, uno de ellos es el sector sumergido del frente deltaico que incluye al banco playa Honda y el otro es la zona de prodelta que está compuesta por un frente de progradación fangoso que integra la barra del Indio (Cavallotto 2002).

El delta del río Paraná es en la actualidad altamente constructivo dominado por la acción fluvial, y su frente deltaico es regulado por el régimen hidrológico de su cuenca de drenaje y por la dinámica propia del estuario del Río de la Plata. La construcción del delta actual depende principalmente del aporte de sedimentos proveniente de la cuenca del río Paraná. Las investigaciones relacionadas con el área de aporte de esta cuenca hidrográfica corresponden a los trabajos de Depetris (1968), Depetris y Griffin (1968), Bonetto y Orfeo (1984),

Orfeo (1999), Orfeo y Stevaux (2002). Si bien la geología y geomorfología del delta del Paraná ha sido descrita previamente (Iriondo 1973, 1999, 2004, Parker 1990, Parker y Marcolini 1992, Codignotto y Marcomini 1993, Cavallotto 2002, 2008, Cavallotto y Violante 2005, 2007, Violante *et al.* 2001, Cavallotto *et al.* 2004, 2005, Iriondo 2010, Milana y Kröhling 2015) son escasos los trabajos que relacionan la textura y composición de los sedimentos con las geoformas recientes y las características depositacionales del frente deltaico.



**Figura 1.** Mapa de ubicación. a) Cuencas hidrográficas que regulan el régimen del delta del Paraná; b) la zona de estudio en la planicie deltaica y frente. Reproducción parcial de la Ubicación de imagen Landsat 5 TM infrarrojo (2011) <https://2mp.conae.gov.ar/index.php/materiales-educativos/material-educativo/imagenesdestacadas/400-delta-del-rio-parana-landsat-5-tm-30-de-marzo-de-2011>; c) área de estudio en un imagen satelital (fecha 20/08/2008, gentileza Google Earth) con la ubicación de las muestras de sedimentos (resultados en Cuadros 1, 2 y 3).

Actualmente el delta del Paraná presenta una progradación muy activa, con rangos de avance del frente del orden de los 30 a 70 m por año (Soldano 1947, Codignotto y Marcomini 1993, Sarubbi 2007, Leal 2011, Medina y Codignotto 2013). Estas altas tasas de avance se combinan también con cambios morfológicos, dinámicos y sedimentarios típicos de deltas altamente constructivos. En este trabajo evaluamos la evolución geomorfológica de un sector del frente deltaico durante el periodo 1933-2016 y su relación con la dinámica sedimentaria, con el propósito de contribuir al desarrollo de modelos morfosedimentarios que puedan ser implementados en el manejo costero para la gestión ambiental de los municipios de Tigre, San Fernando y San Isidro.

## METODOLOGÍA

Se realizaron estudios geomorfológicos y sedimentológicos del sector sur de la planicie deltaica del río Paraná (Fig. 1a, b), entre el río Lujan, el canal Vinculación, el canal San Antonio y el río de la Plata (Fig. 1c).

El relevamiento geomorfológico evolutivo se efectuó comparando fotografías aéreas de los años 1933, 1934, 1964, 1969, 1976, 1984, 2002 y 2006, correspondientes al Servicio de Hidrografía Naval, a la Armada Argentina, Base aeronaval Punta Indio y mosaico 1934 (1:20.000). El análisis de imágenes satelitales fue realizado utilizando la herramienta Google Earth (años 2004 a 2016). La integración de estos datos permitió identificar las sucesivas líneas de costa, determinar la migración del frente deltaico y las tasas de avance en dos transectas (Fig. 1).

Los estudios sedimentológicos incluyeron la caracterización granulométrica, petrográfica, y de especies de minerales de arcillas. Para ello se tomaron muestras de sedimentos superficiales de las siguientes unidades geomórficas: canales distributarios, planicie deltaica superior e inferior y barras de desembocadura de canal distributario a las que denominaremos DCD (*distributary-mouth bars*) (Fig. 1b). Las muestras de fondo de canal fueron extraídas con una draga tipo *snapper*.

Las muestras de sedimento fueron preparadas, según técnicas estándar (Folk

1980), en el laboratorio de Sedimentología del Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires. Las determinaciones granulométricas se llevaron a cabo mediante un analizador laser Cilas 1180L, según la escala granulométrica de Udden-Wentworth, división raíz cuarta. Se calcularon los parámetros granulométricos estadísticos: media ( $X$ , equivalente al tamaño de grano promedio), selección ( $\sigma$ , desviación estándar) y percentil del 1% ( $\phi$  1%) mediante el método de momentos, y los valores de mediana, moda, asimetría (SK1), agudeza (KG) mediante medidas gráficas (Folk y Ward 1957). De cada muestra se graficaron histogramas y diagramas de frecuencia acumulada en papel de probabilidad (Folk 1980), y se clasificaron los sedimentos según los porcentajes de arena (A), limo (L) y arcilla (Ar) mediante el triángulo propuesto por Folk *et al.* (1970). Para la caracterización textural se utilizaron los rangos cuanti-cualitativos de selección, asimetría y agudeza de McManus (1988). Debido a la presencia de altos porcentajes de texturas muy finas en los sedimentos analizados se contabilizó también la proporción de coloides (partículas menores a 1 micrón).

La composición de los sedimentos se determinó mediante el estudio de secciones delgadas de grano suelto montados en resina epoxy (fracciones de arena muy fina y limo grueso). Se destaca que esta metodología no pudo ser empleada en varias de las muestras recolectadas ya que no tenían suficiente material de ese tamaño de grano. Se empleó un microscopio petrográfico (Olympus BX41, Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires) para la determinación composicional. Las fracciones menores a 2 micrones se separaron y analizaron mediante difracción de rayos X en un equipo Phillips X'pert en el SEGEMAR con la finalidad de caracterizar y semicuantificar las especies de minerales de arcillas.

## GEOLOGIA Y CONDICIONES DEL AMBIENTE

El régimen sedimentario de un delta es el resultado de la interacción de numerosos procesos de transporte, deposición

y erosión, relacionados al sistema fluvial (cuenca de drenaje, descarga y carga de sedimentos), con los procesos en las áreas de desembocadura de los canales distributarios y con las características morfológicas y dinámicas de la cuenca receptora (Wright 1985, Elliott 1986). Para comprender las variables ambientales que regulan los patrones de sedimentación en el frente deltaico del río Paraná, a nivel regional, y su evolución histórica se tomó como caso de estudio un sector de la planicie deltaica (Fig. 1c).

## Cuenca de drenaje y régimen fluvial

La cuenca del Plata es la segunda más grande de Sudamérica, con un área de 3.100.000 km<sup>2</sup> (Depetris y Griffin 1968). La misma abarca territorios de Argentina, Bolivia, Paraguay, Brasil y Uruguay (Fig. 1a). Está integrada por dos tributarios principales, el río Paraná y el río Uruguay. El primero es el de mayor importancia en la formación del delta actual por su mayor extensión, carga sedimentaria y caudal (Fig. 1a). La cuenca de drenaje del río Paraná abarca una superficie de 2.600.000 km<sup>2</sup> y comprende regiones con ambientes geológicos y climáticos bien diferenciados. Las características geológicas contrastantes por las que atraviesan sus cursos tributarios, desde el escudo Brasileiro por el noreste y los Andes en el sector noroeste condicionan los procesos de sedimentación en la planicie y frente deltaico. La mayor parte del caudal del río Paraná proviene de las regiones cálidas y húmedas del NE; mientras que la región chaqueña y andina contribuye con una fracción hídrica menor pero con mayor carga sedimentaria estimando que las últimas aportan solo el 15% de la superficie de captación de la cuenca (Iriando 1988, 2004).

La variación en el caudal, competencia, carga de sedimentos aportados al delta depende del clima de la cuenca de drenaje. La descarga media del Paraná en el Río de la Plata es de 16.000 m<sup>3</sup>/s, alcanzando picos de hasta 60.000m<sup>3</sup>/s (Soldano 1947, Depetris *et al.* 2003). La mayor parte del agua proviene de la zona tropical del río Paraná superior (60% de la descarga total anual) (Bertoldi de Pomar 1984); mientras que la mayor carga en suspensión (TSS) (c. 80 × 10<sup>6</sup> ton año<sup>-1</sup>) (50-70%) de las

zonas montañosas áridas y de la planicie Chacoparanense que surca la cuenca de drenaje del río Bermejo superior (Depetris *et al.* 2003). Sarubbi (2007) hallaron que el río Paraná transporta hacia su desembocadura 160 millones de toneladas anuales de sedimento, de las cuales 45 millones de ton/año son arcillas (28%), 90 millones ton/año limos (56%) y 25 millones ton/año arenas (16%); mientras que la descarga anual de sedimentos en suspensión en el océano Atlántico fue estimada en 200 millones de t/año (Iriando 2004) y la carga de fondo de 10 millones de t/año. La carga máxima del río Paraná y Uruguay se alcanza en otoño y la mínima en primavera (Paraná) y verano (Uruguay).

La zona Pampeana contribuye con sales disueltas a través de tributarios menores (Iriando 2000).

### Cuenca receptora: El estuario del Río de la Plata

El régimen del estuario del Río de la Plata se caracteriza por su escasa profundidad, baja estacionalidad en la descarga fluvial, alta susceptibilidad a los forzantes meteorológicos y por la estratificación de su columna de agua (Balay 1961, Vieira y Lanfredi 1996, Guerrero *et al.* 1997a, b, Mianzan *et al.* 2001). Si bien presenta un régimen micromareal (amplitud media 0,6 m), tiene una gran variabilidad en el nivel del agua por las forzantes meteorológicas, alterando las condiciones hidrodinámicas y, en consecuencia, el transporte de sedimentos en el frente deltaico (Sepúlveda *et al.* 2004). Datos históricos del nivel del Río de la Plata para el Puerto de Buenos Aires han evidenciado fluctuaciones que varían desde ascensos de 4,40 m a descensos de -1,97 m durante eventos extraordinarios, y entre 3,00 m y -0,80 m durante condiciones ordinarias. Con lo cual, si bien las mareas no superan el metro de amplitud, los eventos climáticos transforman el régimen a meso y hasta macromareales (Marcomini y López 2011).

La salinidad es muy variable en el estuario del Río de la Plata, desde 0,4 psu en su sector interior a 33 psu en la región exterior, esto hace que presente una marcada estratificación que se torna más homogénea durante periodos con viento fuerte a moderados (Guerrero *et al.* 1997a). Esta estratificación está formada por una cuña

salada que penetra en el estuario por el fondo, mientras que el agua dulce flota en la superficie (Guerrero *et al.* 1997a,b). La zona de máximo gradiente salino es donde los sedimentos finos floculan como consecuencia del encuentro de las aguas fluvial y marina, cuyos depósitos forman la Barra del Indio (Cavallotto, 2002 y Cavallotto y Violante 2005). Esta barra divide al sistema en una zona interna de agua dulce dominada por las mareas hasta una profundidad de 5 m y una zona de mezcla. Las corrientes litorales que dominan en el frente deltaico y la costa del estuario dependen de las condiciones climáticas. En periodos de tormentas del sur y sudeste (*sudestadas*), se produce un incremento del nivel del agua y un oleaje intenso. Este oleaje genera una corriente episódica, con sentido hacia el noroeste y un transporte de sedimentos areno limosos por tracción-saltación conocido como deriva litoral (Marcomini y López 2011, 2014). Por el contrario, durante vientos del cuadrante norte, el nivel del estuario baja y domina una corriente principal hacia el sudeste, desde la boca de los canales distributarios del delta (río Luján, canal San Antonio, Paraná de las Palmas y Paraná Mini) hacia el estuario, caracterizada por el transporte de sedimentos en suspensión limo-arcillosos. La resultante de estos eventos regula la dinámica y morfología de la costa del frente deltaico.

## RESULTADOS

### Geomorfología de la planicie deltaica

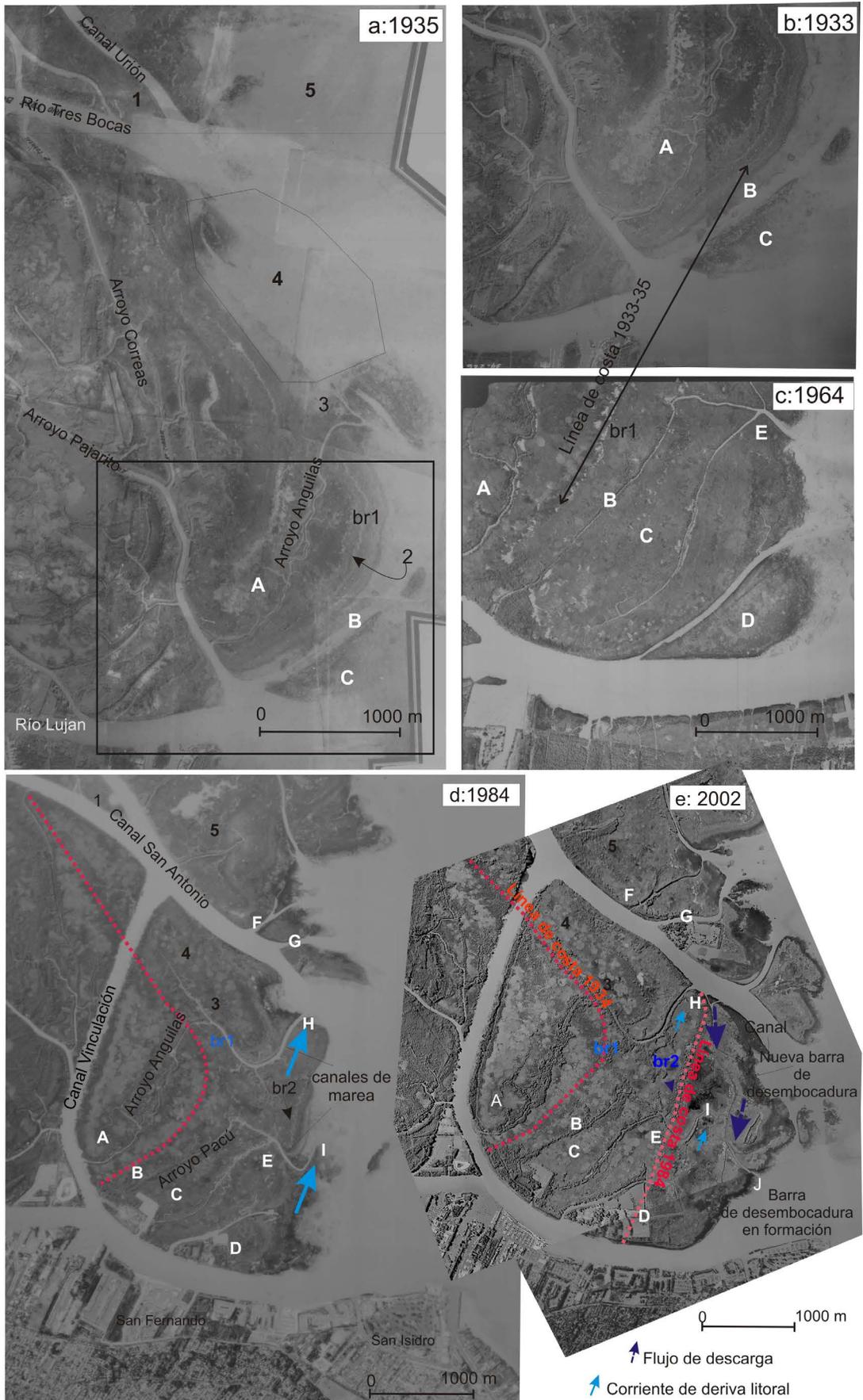
El delta del Paraná está integrado por distintos subambientes que incluyen la planicie deltaica superior, la planicie deltaica inferior, el frente deltaico y la zona de prodelta. Estos rasgos morfológicos básicos de los deltas fueron definidos por Coleman y Prior (1980) y Suter (1994) y serán utilizados en la caracterización geomorfológica del presente trabajo. La planicie deltaica superior es un ambiente esencialmente fluvial, mientras que la inferior además es dominada por factores propios de la cuenca receptora (olas, mareas, tormentas, salinidad, corrientes litorales, entre otros).

La planicie deltaica superior del delta del

Paraná (Fig. 1b) está integrada por una serie de canales distributarios y áreas emergidas emplazadas en cotas mayores a los 2 m. Estas superficies son inundadas durante sudestadas extraordinarias, pero no tiene un dominio mareal marcado en sus morfologías. Los canales distributarios presentan hábito rectilíneo a sinuoso y están bordeados por albardones de composición arenosa, que presentan anchos de entre 70 y 120 m. Por detrás de los albardones se desarrollan zonas deprimidas con pantanos y lagunas donde predomina la decantación de limo y arcilla. Estos sectores deprimidos se inundan principalmente durante las crecientes del río Paraná y durante tormentas extraordinarias en el Río de la Plata, que elevan el nivel del estuario. Durante estas crecidas se producen depósitos de derrame en las zonas deprimidas los cuales favorecen la acreción vertical de la planicie deltaica superior y la fertilidad de los suelos.

La planicie deltaica inferior se desarrolla por debajo de la cota de 2 m y está fuertemente influenciada por el efecto mareal, el oleaje y las corrientes litorales. La influencia mareal se evidencia por la presencia de canales de marea sinuosos, los cuales alcanzan hasta 1,3 km de longitud y anchos que varían de 10 a 30 m. Presentan signos de fluvialización en sus áreas de cabecera y su morfología varía continuamente con la progradación deltaica.

El frente deltaico se ubica en la desembocadura de los canales distributarios y su posición ha sido muy variable a lo largo del tiempo. Es muy difícil delimitar la línea de costa del frente deltaico por la variación continua en el nivel del Río de la Plata ante las forzantes meteorológicas. Sin embargo, se reconocen en el presente trabajo depósitos lineales orientados paralelos al frente deltaico, sobre la planicie deltaica inferior, que constituyen registros de estabilización costera (br1 y br2 en Fig. 2a-e). Estos depósitos son cordoniformes y poseen regolitos de juncos y otros materiales retransportados a lo largo del frente durante las sudestadas. La formación de estos depósitos en el frente deltaico favorece la generación de una sucesión ecológica que estabiliza la morfología. La morfología resultante es una serie de lineaciones que se asemejan a cordones litorales y marcan líneas de estabilidad



**Figura 2.** Evolución reciente y cambios morfológicos asociados a la planicie deltaica inferior. Reproducción parcial de imágenes del Servicio de Hidrografía Naval y de la Base Aeronaval Punta Indio. A-D, F-J marcan los puntos de referencia en cada fotografía. 1. Confluencia del Canal Urrión con el Tres Bocas, 2. línea de costa estable período 1933-1935, 3. migración de la desembocadura del arroyo Anguilas, 4 y 5. progradación del frente deltaico desde barras subcúeas (1935), planicie dominada por mareas (1984) a planicie deltaica. br1 y br2. Cordones litorales.

costera en el frente deltaico a lo largo de su evolución (Fig. 2a.2). Este rasgo morfológico será analizado con más detalle en la evolución geomorfológica.

En la desembocadura de los canales se desarrollan barras de desembocadura de canales distributarios (barras DCD), que quedan expuestas durante bajantes extraordinarias del estuario (Fig. 3a). Estas barras muestran una morfología, que responde a un patrón de depositación friccional por la escasa profundidad que tiene el estuario del Río de la Plata (inferior al metro). Las barras DCD presentan un sector más elevado que conforma un albardón subáqueo arenoso (Fig. 3a-c), de unos 30 a 50 m de ancho y 800 a 1000 m de longitud. Hacia una de los extremos de la barra se superpone una superficie plana y de menor altura y composición limosa, que conforma una planicie de mareas (Fig. 3a, d-f), surcada por canales subparalelos de orientación noreste-sudoeste (Fig. 3d). Estos canales conforman rasgos erosivos y permanecen bajo el agua la mayor parte del tiempo. La génesis de estos canales es consecuencia de las corrientes de flujo y refluo mareal, generando canales de marea incipientes sobre las barras DCD. Estas geoformas erosivas se forman con posterioridad a la depositación de la barra y degradan las formas de fondo registradas en el sustrato arenoso de la misma.

En la superficie del albardón de las barras se distinguen cubiertas arenosas con óndulas asimétricas de crestas sinuosas (Fig. 3b, c), cuya orientación indica una corriente de flujo unidireccional desde el canal hacia la planicie fangosa. Estas formas de lecho pierden progresivamente continuidad hacia la zona más deprimida de la barra, transformándose en óndulas areno-fangosas, con crestas sinuosas (Fig. 3e, f). A su vez, en sectores donde la barra fue erosionada aparecen, como parches, otros trenes de óndulas, de crestas rectas y ligeramente simétricas, con menor longitud de onda (Fig. 3e). Se interpretan como producto de corrientes bidireccionales, que alternan con decantación de finos durante niveles altos del estuario, indicando la influencia mareal. Con el aumento de la erosión, se forman cubetas cubiertas de fango. En las mismas (Fig. 3f) las óndulas de corriente unidireccional están muy degradadas. En los depósitos

asociados a estas morfologías se observan depósitos arenosos con laminación ondulítica de corriente, que pasan a laminaciones heterolíticas de tipo flaser a ondulosa hacia el interior de la barra

Las barras DCD agrandan verticalmente hasta adquirir características subaéreas en el frente deltaico cuando comienzan a ser colonizadas por la vegetación de junco, la cual a su vez favorece el entrapamiento de sedimentos.

Este proceso de sedimentación en la desembocadura de los canales distributarios, con el crecimiento y estabilización de barras es el responsable del avance del frente deltaico subaéreo sobre el subáqueo. La evolución temporal de estas transformaciones en el área de estudio, durante los últimos ~80 años, se analiza en el capítulo evolución geomorfológica.

### Sedimentología y geoformas

Los sedimentos de los sitios analizados muestran gran homogeneidad granulométrica, con texturas fundamentalmente limosas junto con limos arenosos y limos fangosos y, en menor medida, arenosos (Fig. 4a, Cuadro 1).

Los sedimentos del fondo de los canales distributarios que atraviesan la planicie deltaica (río Luján, canal Vinculación, canal San Antonio y canales interiores menores) están dominados por fracciones limosas (~82%) junto con ~15% de arcillas y muy bajos porcentajes de arena que varían entre <1% y 7,5% (Fig. 4). Resultan limos medianos a finos ( $X$ : 5,5 y 6,2 phi / 14 a 22,3  $\mu\text{m}$ ), pobremente seleccionados ( $\sigma$ : entre 1,7 y 1,8) con distribución fuertemente asimétrica positiva ( $SK_1$ : 0,5 a 0,7) y mesocúrtica ( $K_G$ : 0,9 a 1,1; Cuadro 1). En promedio, el porcentaje de coloides es del 5% y el  $\phi 1\%$  corresponde a la arena fina.

Los sedimentos superficiales de la planicie deltaica superior están formados por limos arcillosos (A:L:Ar <1:68:31; Fig. 4a), con una media en limo fino ( $X$ : 6,9 y 7,4 phi / 5,9 a 8,4  $\mu\text{m}$ ) y  $\phi 1\%$  en limo grueso. Presentan distribución granulométrica pobremente seleccionados ( $\sigma$ : entre 1,6 y 2,1), con distribución asimétrica positiva a fuertemente asimétrica positiva ( $SK_1$ : 0,2 a 0,5) y platicúrtica ( $K_G$ : 0,8 a 0,9; Cuadro 1). Los porcentajes de coloides son más elevados que en

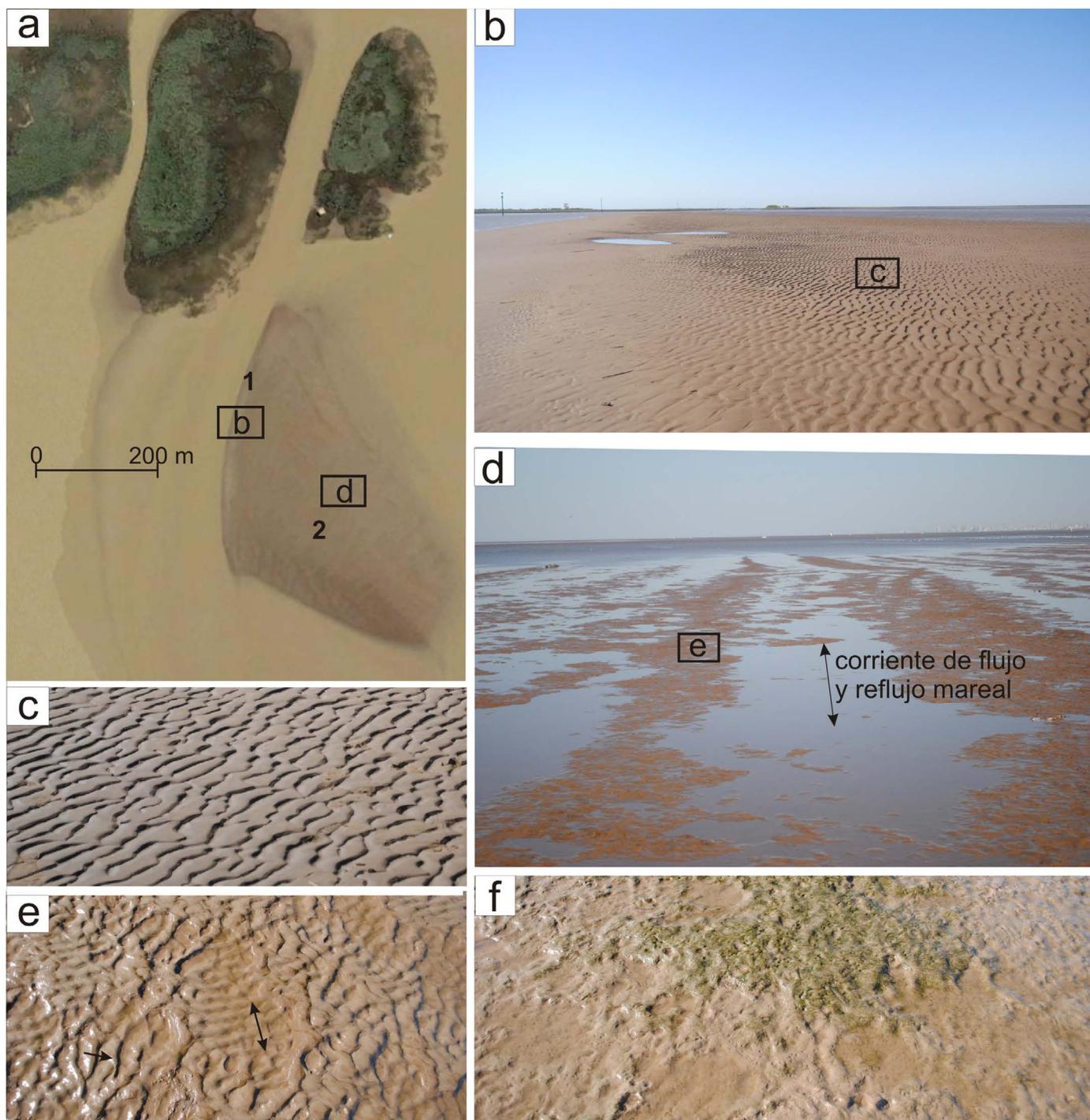
los canales, variando entre ~8% y 15%. Las condiciones de muy baja energía, con predominio de decantación, en los sectores deprimidos por detrás de los albardones explican la mayor proporción de arcillas en los sedimentos de la planicie deltaica en relación a los canales distributarios. Por su parte, los elevados porcentajes de coloides se interpretan como asociados a la abundante vegetación de estas áreas.

La textura de los sedimentos superficiales de las barras de desembocadura es variable dependiendo del sector muestreado (Fig. 4a). La mayor superficie de las barras forman planicies de marea compuestas por sedimentos limosos (L: 69 a 79%), con muy variables porcentajes de arena (8 a 22%) y de arcillas (9 a 13%). Son limos medianos ( $X$ : 5,3 a 5,7 phi / 19,7 a 26,1  $\mu\text{m}$ ), pobremente seleccionados ( $\sigma$ : 1,7 a 1,8), con asimetría positiva a fuertemente positiva ( $SK_1$ : 0,2 a 0,6) y distribución mesocúrtica ( $K_G$ : 1,1; Cuadro 1). Las proporciones de coloides es menor al 5% y el  $\phi 1\%$  varía entre arena gruesa a fina (0,9 a 2,7 phi). La superficie del albardón subáqueo de la barra muestreada está constituido por arenas muy finas ( $X$ : 3,2 phi / 105,5  $\mu\text{m}$ ), bien seleccionadas ( $\sigma$ : 0,47), con asimetría positiva ( $SK_1$ : 0,3) y distribución leptocúrtica ( $K_G$ : 1,2; Cuadro 1). Los porcentajes de arcillas son muy bajos (2%) y los coloides aparecen como trazas, en tanto el  $\phi 1\%$  se encuentra en la arena mediana (1,4 phi).

Las barras de desembocadura muestran entonces dos patrones de sedimentación. Por un lado, el desarrollo de un albardón subáqueo que concentra las fracciones arenosas y condiciones de relativa alta energía que determinan la migración de óndulas de corrientes unidireccionales. Transicionalmente el albardón de las barras pierde relieve por erosión superficial y se superpone a la barra una planicie limosa con porcentajes variables de arenas y arcillas, donde migran óndulas unidireccionales y bidireccionales de carácter heterolítico.

### Composición de los sedimentos

*Fracción arena muy fina-limo grueso:* El análisis composicional al microscopio de polarización de la fracción limo grueso-



**Figura 3.** Procesos deltaicos en la desembocadura de los canales distributarios y morfologías asociadas al frente del delta del Paraná en la zona estudiada. a) Imagen Landsat (cortesía *Google Earth*) del año 2008 donde se observan las barras de desembocadura; b) sector del albardón de la barra de desembocadura subacuática (*distributary mouth bar*); c) óndulas de corriente de crestas sinuosas y asimétricas sobre el albardón de la barra de desembocadura (*sinuous asymmetrical ridges over the distributary sand bar*); d) planicie de marea y canales sobreimpuestos a la barra de desembocadura (*distal bar dominated by tidal influence with erosional landforms tidal creeks and tidal plain generation over the sand bar*); e) óndulas en la planicie mareal, de crestas asimétricas y más sinuosas que las del albardón y con fangos en los senos; f) óndulas muy degradadas, de carácter heterolítico. Barra de desembocadura: 1. Albardón, 2 Planicie fangosa

so-arena fina de las muestras indica que se encuentran compuestas principalmente por cuarzo (44 y 31,8%), feldspatos (24,8-20,9%) y fragmentos líticos (30,8-21,7%) con menor proporción de mine-

rales accesorios (8,2% en promedio) y bioclastos (4,6% en promedio) (Cuadro 2, Fig. 4b).

Dentro del cuarzo, predomina el cuarzo monocristalino (Qm) con valores entre

41,3 y 29,5% mientras que el cuarzo policristalino (Qp), que incluye a todos aquellos clastos de cuarzo compuestos por más de dos subgranos, se encuentra en proporciones menores (2,7% en promedio).

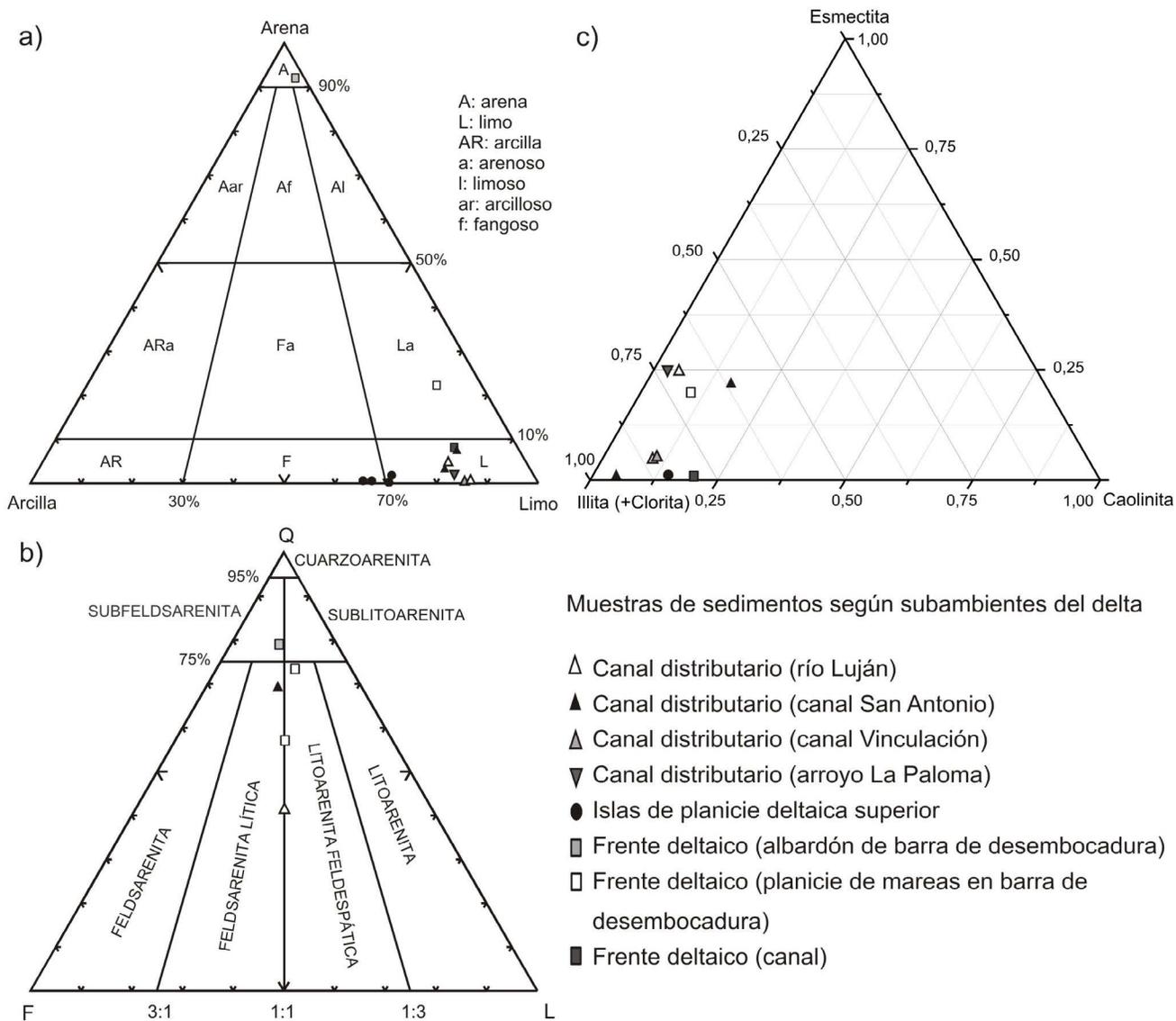
El Qm presenta extinción ondulosa y en menor medida relámpago siendo frecuente la presencia de inclusiones fluidas. Dentro del Qp se reconocieron las variedades granosas (contacto entre los individuos rectos) y miloníticas (contactos suturados). Entre los feldespatos se reconocieron feldespatos potásicos, principalmente ortosa (FK, 13,8% en promedio) y en menor proporción microclino (M, 1,6% en promedio) (Fig. 5b) y plagioclasas (P, 7,4% en promedio). Los primeros se presentan generalmente alterados a minerales del grupo de las arcillas y en ocasiones con inclusiones de minerales aciculares. Algunos clastos de ortosa presentan la macla de Carsbald mientras

que las plagioclasas muestran las maclas polisintéticas características. Tanto en los clastos de cuarzo como de feldespatos es común la presencia de pátinas de óxidos de hierro.

Entre los fragmentos líticos, predominan los correspondientes a rocas metamórficas (Lm, 19% en promedio) principalmente de bajo grado (micacitas, pizarritas y esquistos), reconociéndose también proporciones variables de líticos volcánicos (Lv, 5,5% en promedio) y escasos líticos plutónicos (Lp, 1% en promedio) y sedimentarios (Ls, 0,5% en promedio) (Fig. 5d). Estos últimos consisten en fragmentos de areniscas finas o limolitas gruesas cuarzo-feldespáticas.

Los minerales accesorios son minoritarios, aunque, en ocasiones, alcanzan hasta 11,6% del total de los clastos. Dentro de esta fracción se reconocieron minerales opacos, micas tanto biotitas como muscovitas (Fig. 5c), anfíboles (hornblenda), circones y epidotos (Fig. 5d, e).

Un componente común en la mayoría de las muestras analizadas es la presencia de bioclastos (BC), los cuales varían desde valores trazas hasta un 12,4%, en especial en los canales alrededor de las barras de boca de desembocadura (muestra D14). Se trata principalmente de bioclastos con formas alargadas y prismáticas dominantes que corresponderían a



**Figura 4.** Características texturales y composicionales de los sedimentos analizados. a) Clasificación granulométrica de los sedimentos estudiados según Folk et al. (1970); b) clasificación petrográfica según el diagrama de Folk et al. (1970); c) contenido relativo de minerales de arcillas.

**CUADRO 1:** Composición granulométrica de los sedimentos.

Muestra	Media	Selección	Moda	Phi 1%	Mediana	Agudeza	Asimetría	%	%	%	%	%	Subambiente
								Fango	Arena	Limo	Arcilla	Coloides	
D01	5,5	1,8	4,50-5,00	3,1		0,9	0,5	95,2	4,8	79,8	15,4	5,0	Canal distributivo (río Luján)
D02	6,0	1,7	5,00-5,50	3,3	5,6	1,0	0,7	99,4	0,6	86,2	13,2	5,0	Canal distributivo (río Luján)
D03	6,1	1,7	5,00-5,50	3,4	5,7	1,1	0,7	99,7	0,3	85,1	14,6	5,5	Canal distributivo (canal Vinculación)
D10	6,2	1,7	4,50-5,00	2,9	5,8	1,1	0,6	97,9	2,1	82,2	15,7	5,4	Canal distributivo (arroyo La Paloma)
D11	6,2	1,8	4,50-5,00	2,8	5,8	1,1	0,5	96,9	3,1	79,9	17,0	6,2	Canal distributivo (canal San Antonio)
D15	5,7	1,8	4,50-5,00	2,8	5,2	1,1	0,6	92,5	7,5	80,0	12,5	4,4	Canal distributivo (canal San Antonio)
D09	7,2	1,6	6,50-7,00	3,8	7,0	0,8	0,2	100,0	0,0	70,4	29,6	7,6	Islas de planicie deltaica superior
C24	7,4	1,9	6,00-6,50	4,3	0,0	0,8	0,3	99,8	0,2	65,4	34,4	14,7	Islas de planicie deltaica superior
C35	7,3	1,9	6,00-6,50	4,3	0,0	0,9	0,3	99,8	0,2	67,0	32,8	14,7	Islas de planicie deltaica superior
C42	6,9	2,1	5,00-5,50	4,0	0,0	0,9	0,5	98,2	1,8	70,4	27,8	14,0	Islas de planicie deltaica superior
D13	5,3	1,7	4,00-4,50	0,9	5,1	1,1	0,2	77,8	22,3	68,7	9,1	3,2	Planicie de marea sobre barra de desembocadura
D12	3,2	0,5	3,00-3,50	1,4	3,0	1,2	0,3	7,6	92,4	5,8	1,8	0,6	Barra de desembocadura (albardón)
D14	5,7	1,8	4,50-5,00	2,7	5,2	1,1	0,6	91,9	8,1	79,2	12,7	4,8	Canal entre barras de desembocadura

espículas de esponjas (Fig. 5f) y posibles restos de diatomeas.

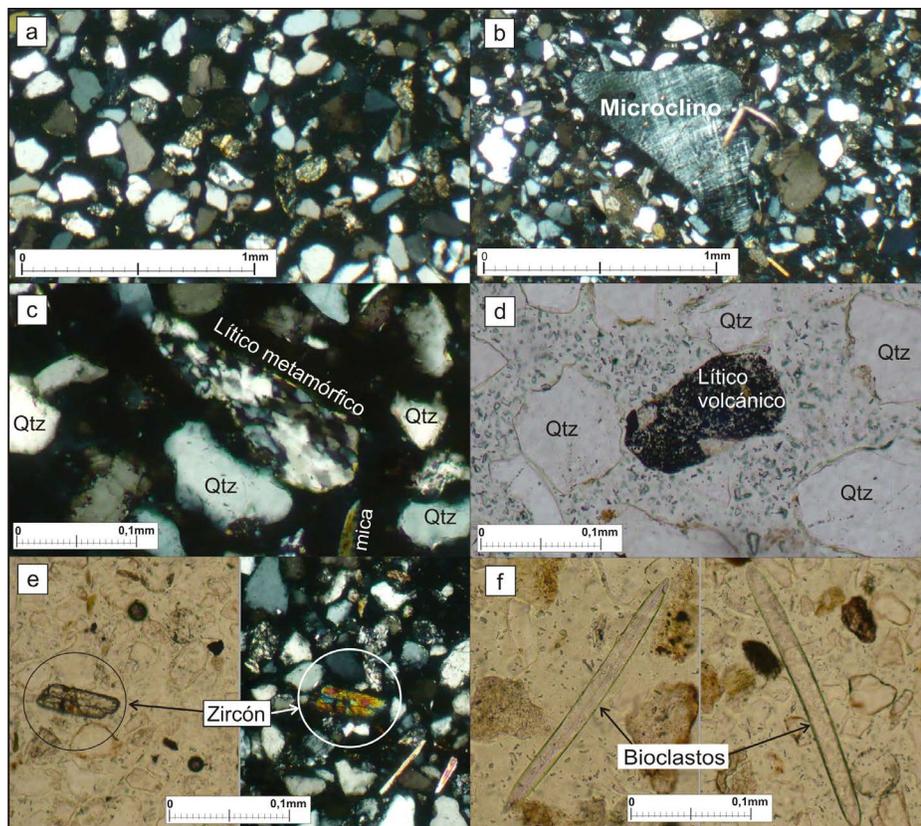
El contenido de estos bioclastos es mayor en el lecho de los canales distributivos del frente deltaico e inexistente en los albardones subácuos que componen las barras de desembocadura arenosas. Esto puede deberse a las altas tasas de sedimentación y al aumento en las condiciones energéticas que lo convierten en un ambiente poco propicio para el hábitat. Asimismo las barras DCD presentan mayor contenido de cuarzo monocristalino, plagioclasa y líticos volcánicos.

Según la propuesta de clasificación de Folk *et al.* (1970) las muestras resultan principalmente Litoarenitas feldespáticas a Feldarenitas líticas (Fig. 4b; Cuadro 2).

**Fración arcilla:** Para analizar la composición de minerales de arcilla y establecer asociaciones de arcillas se graficaron los resultados en un diagrama ternario que relaciona las proporciones de esmectita, illita (+clorita) y caolinita. Los sedimentos analizados muestran una composición dominada por illita (en ocasiones acompañada de clorita), seguida por cantidades variables de esmectita y caolinita (Fig. 4c). Relaciones semejantes fueron establecidas para sedimentos de la cuenca de drenaje que desemboca en el Río de la Plata (Depetris 1968, Bertolino y Depetris 1992, Depetris *et al.* 2003, Manassero *et al.* 2008). Bertolino y Depetris (1992) exponen una abundancia relativa de illita > esmectita > clorita > caolinita, aportadas

por los ríos Bermejo y Paraguay. En las muestras analizadas se identificaron interestratificados I/Sm, aunque las cantidades presentes sólo se restringen a nivel de trazas (Cuadro 3), mientras que valores de hasta 40% fueron encontrados en ríos de la cuenca del río Paraná (Manassero *et al.* 2008).

Las muestras del frente deltaico se agrupan en dos asociaciones, ambas dominadas por la presencia de illita. La primera de ellas acompañada por hasta un 25% de esmectita y cantidades variables de caolinita (hasta 30%) y la segunda con contenidos menores de no más de 10% de esmectita y también cantidades variables, aunque nunca mayor al 20-25%, de caolinita (Fig. 4c). El diagrama ternario se



**Figura 5.** Fotografías bajo microscopio de polarización de la fracción granulométrica arena fina: a) composición mineralógica típica de los sedimentos, donde se observa el importante porcentaje de cuarzo y feldespatos; b) clasto redondeado de microclino; c) fragmento redondeado de origen lítico metamórfico; d) lítico volcánico muy redondeado, parcialmente reemplazado por opacos; e) clastos de zircón; f) restos de bioclastos con formas alargadas.

confeccionó discriminando muestras de los distintos subambientes identificados, pero se considera que el número de ejemplares estudiados hasta el presente no es suficiente para establecer una relación entre estas asociaciones de minerales de arcillas y los subambientes deltaicos.

### Evolución geomorfológica reciente

Los cambios morfológicos en el frente del delta del Paraná son muy rápidos y están relacionados principalmente con dos factores: a) los forzantes meteorológicas que modifican el estuario del Río de la Plata generando grandes alteraciones en las corrientes litorales, en las variaciones del nivel del agua, en el oleaje y en las corrientes mareales en el frente deltaico, y b) las variaciones en caudal y carga de sedimentos en los canales distributarios relacionadas con eventos extremos de crecidas en sus respectivas cuencas fluviales. En la figura 2 se muestran los principales cambios morfológicos ocurridos en el sector estudiado del frente deltaico desde el año 1933 a la actualidad.

Fotografías aéreas de los años 1933 y 1935, muestran que el frente del delta se encontraba en la desembocadura del arroyo Urión y el canal San Antonio por el norte, y entre la desembocadura del canal Pajarito y del Lujan por el sur (Fig. 2a.1). En ambas fotografías se observa una ba-

### CUADRO 2: Composición petrográfica de los sedimentos analizados.

Composición de los granos de arena fina -limo grueso																			
Muestra	Composición de los granos recalculados al 100%													Folk <i>et al.</i> (1970)					
	Qm	Qp	Qt	FK	Plg	M	Ft	Lv	Ls	Lm	Lp	Lt	Acc	BC	Q	F	L	FK/P	Lm/Lv
D1	37,4	4,4	41,8	14,3	6,6	0,0	20,9	3,3	0,0	23,1	0,0	26,4	8,8	2,2	46,9	23,5	29,6	2,2	7,0
D12	41,3	2,8	44,0	12,8	9,2	2,8	24,8	5,5	0,9	21,1	2,8	30,3	3,7	0,0	44,4	25,0	30,6	1,7	3,8
D13	40,0	2,1	42,1	13,7	7,4	2,1	23,2	4,2	0,0	15,8	2,1	22,1	11,6	3,2	48,2	26,5	25,3	2,1	3,8
D14	29,5	2,3	31,8	14,7	7,0	0,8	22,5	9,3	0,0	12,4	0,0	21,7	11,6	12,4	41,8	29,6	28,6	2,2	1,3
D15	34,2	1,7	35,9	13,7	6,8	2,6	23,1	5,1	1,7	23,9	0,0	30,8	5,1	5,1	40,0	25,7	34,3	2,4	4,7
md.	36,5	2,7	39,1	13,8	7,4	1,6	22,9	5,5	0,5	19,3	1,0	26,2	8,2	4,6	44,3	26,1	29,7	2,1	4,1
d. e.	4,8	1,0	5,1	0,7	1,0	1,2	1,4	2,3	0,8	5,0	1,3	4,3	3,7	4,7	3,4	2,3	3,3	0,3	2,0

**Abreviaturas:** Qm: cuarzo monocristalino, Qp: cuarzo policristalino, Qt: cuarzo total, FK: feldespato potásico, Plg: plagioclasa, M: microclino, Ft: feldespatos totales, Lv: fragmentos líticos volcánicos, Ls: fragmentos líticos sedimentarios, Lm: fragmento líticos metamórfico, Lt: fragmentos líticos totales; Acc.: minerales accesorios, BC: bioclastos.

**CUADRO 3:** Mineralogía de la fracción inferior a dos micrones obtenida mediante difracción de rayos X.

	Muestra total				Fracción arcilla (semicuantificación)					Ambiente
	Q	Pl	FK	Arcillas	Sm	I	I/Sm	K	Cl	
D1	70	5	10	15	5	80	Tr	10	5	Fondo de canal (río Lujan)
D2	80	5	5	10	25	65	Tr	5	5	Frente
D3	90	>5	>5	>5	5	75	Tr	10	10	Fondo de canal (Vinculación)
D9	75	>5	15	5	>1	65	Tr	15	20	Planicie deltaica
D10	75	10	5	10	25	70	Tr	3	2	Planicie deltaica
D11	70	5	10	15	>1	90	Tr	5	5	Fondo de canal (San Antonio)
D12	No tiene arcillas				Barra de desembocadura (Albardón subácuo)					
D13	55	5	20	20	20	60	Tr	10	10	Canal entre barras de desembocadura
D14	80	5	10	5	>1	60	Tr	20	20	Planicie de marea sobre barra de desembocadura
D15	No tiene muestra total				20	40	Tr	15	25	Fondo de canal (San Antonio)

**Abreviaturas:** Qtz: cuarzo; Pl: plagioclasa; FK: Feldspato potásico; Sm: esmectitas; I: illita; K: Caolinita; Cl: Clorita, Tr: trazas.

rra de desembocadura elongada y paralela a la línea de costa (C en Fig. 2a, b), parcialmente sumergida y separada de la planicie deltaica inferior por un canal de rumbo SO-NE (B en Fig. 2a, b). Los canales que surcan la planicie deltaica son sinuosos y anchos, indicando un predominio del efecto mareal. Esto demuestra que durante 1933-1935, esta zona constituía la planicie deltaica inferior. Asimismo, se observan lineaciones paralelas a la costa por acumulación de regolito (sedimentos y/o restos vegetales) asociada a la acción del oleaje del Río de la Plata durante sudestadas, conformando bermas de tormenta (*storm berms*) (br1 en Fig. 2a). Estos depósitos son producidos por la acción del oleaje durante las sudestadas cuando el nivel del estuario asciende a cotas más elevadas que su nivel medio. Asociados a estos eventos se distinguen también registros erosivos con formación de acantilados o escarpas labrados sobre la planicie deltaica inferior. Con el tiempo, el avance del frente y la estabilización de la vegetación pasan a constituir geformas relicticas sobre el frente deltaico que denominaremos paleocostas.

La imagen del año 1935 muestra que la mayor parte de los canales que surcan la planicie deltaica drenan hacia el sudeste (como los arroyos Pajarito y Correas), mientras que el arroyo Anguilas, de hábito sinuoso, se presenta de forma paralela al frente deltaico y dirección de drenaje hacia el noreste (3 en Fig. 2a).

Si comparamos las imágenes de 1933 y 1935 con la del año 1964, observamos la aparición de dos nuevos canales en la planicie deltaica inferior (Fig. 2c) cuya lineación coincide con el arroyo Anguilas. Los mismos tienen un diseño subparalelo, entre sí y a la línea de costa, con drenaje principal hacia el noreste culminando en el Río de la Plata. La barra D se adosa a la planicie deltaica en este período como se observa en la figura 2 a y b. De esta forma se registra la progradación del frente por adosamiento de barras de desembocadura. Del mismo modo el antiguo canal B que separaba la barra C de la planicie deltaica inferior pasa a formar un canal de marea (B en Fig. 2c). Estos dos nuevos canales registrados en 1964 tienen características distintas a lo largo de su perfil longitudinal. En su tramo superior presen-

tan signos de fluvialización, siendo más angostos mientras que en la cercanía a su desembocadura son más anchos por la influencia de las corrientes de flujo y reflujo mareal. Ambos cursos se unen formando una gancho curvo de casi 90 grados para desembocar en el estuario (E en Fig. 2c). Los nuevos cursos fluviales en la planicie deltaica son angostos, ancho promedio de 10 m, y de hábito sinuoso. Los laterales de los mismos presentan albardones laterales, que alcanzan anchos de 60 a 80 m, con escaso desarrollo de vegetación arbustiva. Estos albardones delimitan zonas bajas y pantanosas. Los canales de marea presentan hábito rectilíneo con anchos que varían de 15 a 40 m.

En el frente deltaico del año 1964 se distingue la formación de una nueva barra de desembocadura (D en Fig. 2c) separada de la planicie deltaica por un canal y la evolución de los antiguos canales de marea a cursos dominados por acción fluvial. Este adosamiento de barras elongadas es lo que controla el diseño de drenaje en el frente deltaico.

La fotografía aérea del año 1984 muestra como continuó el avance de la planicie del-

taica inferior hacia el estuario. En la desembocadura del río Luján se observa ya adosada al continente la barra de desembocadura D (D en Fig. 2c y d, respectivamente). Hacia el norte, sobre el canal San Antonio también son muy notables las alteraciones. Se adosa un banco extenso sobre el frente deltaico en las cercanías de la antigua desembocadura del canal Urión (1 y 5 en Fig. 2a, d) y barras menores hacia la desembocadura del San Antonio (F y G en Fig. 2d). En el frente deltaico, al sur del canal San Antonio se observa la extensión de la planicie deltaica inferior hacia el norte (4 en Fig. 2a, d), si se tiene como referencia la desembocadura arroyo Anguilas en 1935 (3 en Fig. 2a, d). Del mismo modo, la planicie deltaica inferior también se extendió hacia el este entre 1933 y 1984, tal como se observa en el desplazamiento de la desembocadura del canal Anguilas en el estuario registrándose una migración de 1,5 km para este periodo (3 en Fig. 2a, b y H en Fig. 2d). Un desplazamiento similar se observa en el canal sur, inexistente en el año 1935, que aparece en el año 1964 como consecuencia del adosamiento de barras (E en Fig. 2c) y se extiende su desembocadura formando un gancho entre 1984 (I en Fig. 2d). Se estimó que el canal San Antonio se extendió hacia el estuario unos 3 km y el río Luján 2 km, en este período de 50 años.

Otro estadio del avance del frente se muestra en una imagen satelital del año 2002 (Fig. 2e). La prolongación hacia el estuario de la desembocadura del canal San Antonio, por adosamiento de barras de desembocadura produjo una extensión de la planicie deltaica inferior y del canal San Antonio de 1,5 km en 18 años (1984-2002). El arroyo Anguilas, que en 1984 desembocaba en el estuario con un régimen dominado por el flujo y reflujo mareal y por la acción del oleaje (H en Fig. 2d), en 2002 desemboca en el canal San Antonio y muestra una influencia principalmente fluvial (H en Fig. 2e). Los canales entre las antiguas barras del frente (F, G en Fig. 2d y e) exhiben signos de mayor colmatación y disminución del ancho a medida que el frente avanza, debido a un cambio en su dinámica desde el dominio de las corrientes de flujo y reflujo mareal a procesos netamente fluviales. Se distingue también la sucesión ecológica asociada a este adosa-

miento de barras desde condiciones subáreas a subaéreas donde domina el junco. La desembocadura del arroyo Pacú ha migrado entre 1984 (I en Fig. 2d) y 2002 (J en Fig. 2e), desplazándose su desembocadura unos 800 m hacia el estuario. En su tramo distal se distinguen cambios notables en su configuración en planta formando ganchos hacia direcciones inversas. En el año 1984, tanto el arroyo Pacú como el Anguilas presentaban un desplazamiento de sus cauces hacia el norte. No obstante, en año 2002 la dirección de ambos canales es hacia el sur. Estas modificaciones se explican por la alternancia de períodos con deriva litoral hacia el norte, favoreciendo la migración de las barras del frente en este sentido (situación en el año 1984), en contraposición con períodos de gran descarga de sedimentos desde los canales distributarios (situación del año 2002). Estos ganchos en la configuración de los canales responden a cambios en las condiciones dinámicas del frente y al adosamiento de barras de desembocadura. Durante periodos donde dominan las sudestadas la acción del oleaje es intensa y los canales son derivados hacia el norte; mientras que durante etapas de crecientes del río Paraná los canales migran hacia el sur por la mayor carga y caudal del sistema fluvial (Fig. 2d, e).

En la imagen del año 2002 se distingue también la sucesión ecológica asociada al adosamiento de barras desde condiciones subáreas donde domina el junco a subaéreas con desarrollo de especies arbóreas y pastizales.

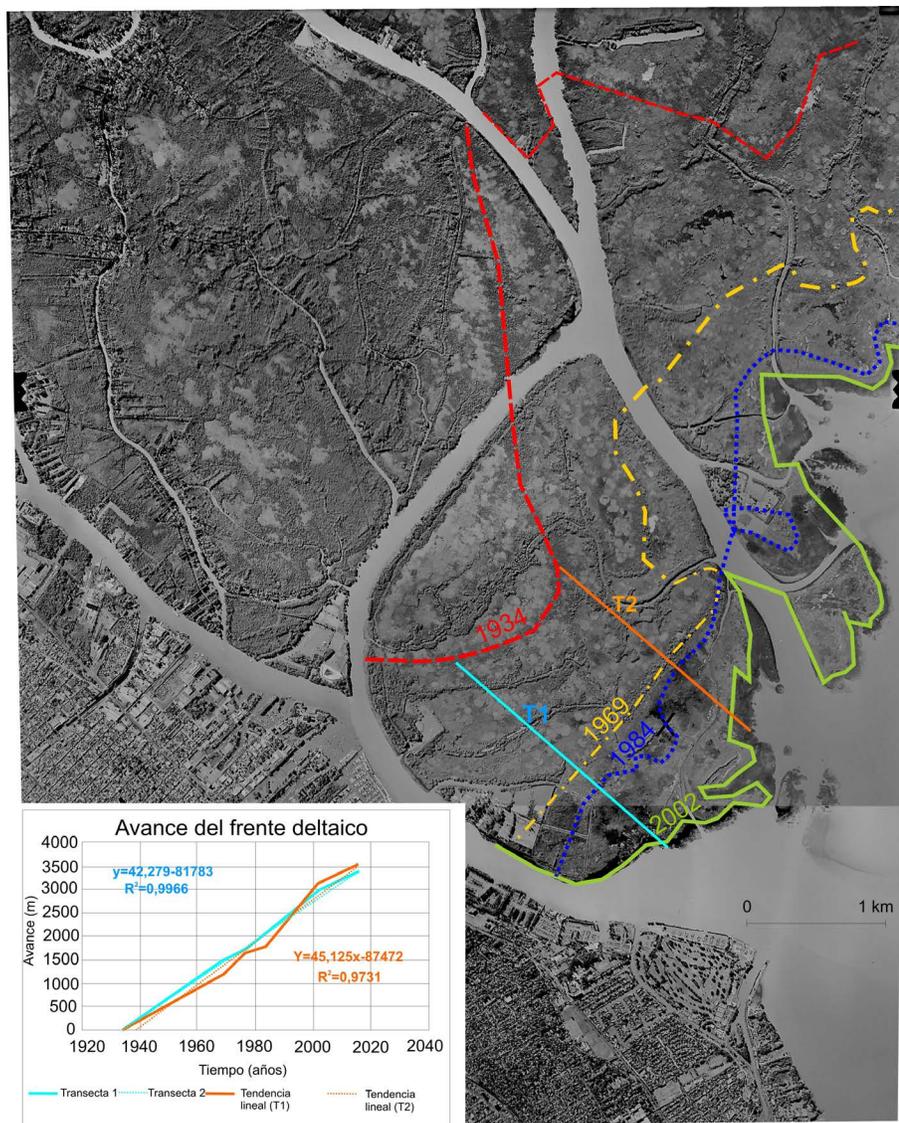
Las primeras alteraciones antrópicas en la planicie deltaica en estudio se inician con el dragado y canalización del canal Vinculación (Fig. 2c) cuyo primer registro de modificación aparece en una fotografía del año 1969. Sin embargo, los cambios más significativos vinculados a la actividad antrópica se observan en el margen sur del río Lujan a partir de la década de 1980, en la zona correspondiente a los partidos de San Fernando y San Isidro, relacionados a la construcción de diversos clubes náuticos (Fig. 2d). Entre las principales actividades antrópicas que han modificado la dinámica morfosedimentaria del frente durante el período analizado se reconocen dragados, rellenos, y oleaje inducido por embarcaciones. También se observa

el emplazamiento de las primeras urbanización en la planicie deltaica inferior, principalmente en el sector suroeste.

### Tasas de progradación del frente deltaico

El frente deltaico del Paraná, comprendido entre los ríos Luján y San Antonio, ha experimentado un avance muy rápido en los últimos ~80 años, como puede observarse de la comparación de registros históricos basados en fotografías aéreas e imágenes satelitales analizados en este trabajo (Fig. 2). En función de las distintas líneas de costa que ocupó el frente deltaico desde el año 1933 resulta evidente que gran parte de los territorios que se ubican desde la paleocosta del año 1933 y hacia el estuario estaban bajo el agua hace 50 años (Fig. 6). Asimismo, los terrenos que se localizan entre el canal Vinculación y el Río de la Plata integraban la antigua planicie deltaica inferior, por lo que constituían áreas que se inundaban con regularidad. Se obtuvieron tasas de avance del frente calculando la migración de las sucesivas líneas de costa en dos transectas entre los años 1933 y 2016 (Fig. 6). La transecta sur registró un avance promedio de 42,30 m/año mientras que la transecta norte de 45,13 m/año.

Como consecuencia de las importantes tasas de progradación registradas, extensos terrenos adosados al frente deltaico se han incorporado recientemente al municipio de Tigre. Actualmente, estos nuevos territorios carecen de datos catastrales actualizados y se encuentran en conflictos en cuanto a su jurisdicción y ocupación. Más aún, no hay una legislación adecuada que establezca la posesión de estos territorios que hace 50 años estaban bajo el agua. Asimismo, la proyección a futuro de estas tasas de avance (en vista que no han cambiado las condiciones del sistema deltaico) influirá también sobre las costas de los partidos de San Fernando y San Isidro, ya que al avanzar el frente las características estuariales que actualmente tienen estas playas pasarán, en un futuro cercano, a adquirir condiciones fluviales, incorporándose a la dinámica del río Luján. Esto cambiará totalmente las condiciones hidrodinámicas de estos sectores que al momento constituyen un ambiente costero estuarial.



**Figura 6.** Cambios geomorfológicos relacionados con la evolución del frente deltaico desde el año 1933 hasta 2016 y tasas de progradación estimadas.

## DISCUSION

El avance del frente del delta del Paraná no solo implica un desplazamiento de la costa hacia el estuario, sino también una transformación muy rápida de los ambientes asociados y de las condiciones físicas-químicas y biológicas del medio. El relevamiento realizado para el periodo 1933-2016 muestra que el ambiente ha cambiado notoriamente en pocos años, siguiendo la siguiente transición de más antiguo a reciente: a) fondo de lecho del estuario (frente deltaico subáqueo) b) barras de boca de desembocadura (frente deltaico), c) planicie deltaica inferior (planicie deltaica), d) la planicie deltaica superior

en pocos años cambiando completamente su dinámica sedimentaria y sus características ambientales.

El avance del frente deltaico responde a un patrón depositacional asociado a un modelo friccional con formación de barras arenosas de desembocadura y bifurcación de los canales distributarios como ha sido descrito para otros deltas del mundo (Wright 1977). Estas barras están formadas superficialmente por un albardón y por una planicie de marea, donde se registran periodos de calma (depositación de arcillas) y de aceleración por corrientes de flujo y reflujo mareal con formación de canales de marea erosivos. Con el tiempo estas barras se adosan a la planicie deltaica infe-

rior y se produce la progradación del frente. Estas barras se extienden hacia el estuario formando el frente deltaico subáqueo en la barra de Playa Honda.

Se ha reconocido el adosamiento de 4 barras de desembocadura en los últimos 80 años. Estos resultados discrepan con el trabajo de Milana y Kröhling (2015), quienes proponen intervalos de 11 años para la formación de los cordones litorales del frente, asignándolos a los ciclos de las manchas solares.

Las antiguas líneas de costa registradas en la planicie deltaica inferior, mediante la formación escarpas erosivas y cordones litorales se generan durante condiciones de oleaje extremas (episodios de sudestada). Depósitos de este tipo han sido descritos en el delta del Mississippi (Pentland y Suter 1989) y el delta del Changjiang en China (Cangzi y Walker 1989). Si bien el frente deltaico avanza por depositación de barras arenosas finas, la acumulación del material más fino ocurre en la zona de prodelta, donde domina un modelo hipopical, por flotación del limo arcilloso sobre el agua del estuario. El aumento de la salinidad del agua hacia la zona exterior del estuario y la presencia de una cuña salada que penetra desde el fondo (Guerrero *et al.* 1997 a, b) hacen que la mayor decantación de este material se produzca en la zona exterior del Río de la Plata, en el área conocida como barra del Indio. En esta zona es donde se produce la mayor floculación de los sólidos en suspensión, y es conocida como tapón fangoso y constituye la parte terminal del delta subacueo que se extiende desde el frente del delta (Cavallotto 2002, Cavallotto y Violante 2005). Este frente de turbidez presenta una variabilidad muy marcada tanto espacial como temporal (Framiñan y Brown 1996), desplazándose hacia el oeste en verano por disminución en la descarga y hacia el este en primavera por los fuertes vientos del sudeste. Dada la extensión y variabilidad litológica del área drenada por el río Paraná y sus tributarios desde sus nacientes hasta la zona deltaica, son múltiples las áreas de aporte de sedimentos, con mayor influencia del clima en algunos casos y en otros por las litologías de las áreas erosionadas. Dentro de las áreas fuente se encuentran el aporte andino (principalmente filitas y rocas finas de las Sierras Subandinas,

Cordillera de los Andes a los ~20-25° S), el escudo brasilero (rocas metamórficas con cubierta de suelos rojos), las rocas mesozoicas del Paraná superior (basaltos y sedimentitas), el basamento pampeano, y el aporte cuaternario del loess pampeano (Bertolino y Depetris 1992, Depetris *et al.* 2003, Depetris y Kempe 1990, 1993, Iriondo y Paira 2007, Manassero *et al.* 2008). Diversos estudios indican además la significativa importancia del río Bermejo en el aporte de sedimentos al sistema fluvial del Paraná (Brea y Spalletti 2010). Los estudios de composición mineralógica realizados en este trabajo sobre la fracción arena fina-limo grueso en los sedimentos superficiales del frente deltaico muestran la presencia de abundante cuarzo monocristalino con extinción ondulosa, el predominio de feldespato potásico sobre la plagioclasa (FK/P = 2,1 en promedio) y de fragmentos líticos metamórficos sobre los líticos volcánicos (Lm/Lv = 4,1 en promedio) (Cuadro 2). Estas características composicionales estarían indicando un área de aporte de basamento principalmente con escasa presencia de aporte volcánico. Esta impronta de basamento podría estar asociado tanto al aporte de las Sierras Subandinas integradas por filitas asociadas a otras rocas de grano fino, como al escudo brasilero compuesto por rocas metamórficas cubiertas por suelos rojos (Iriondo y Paira 2007) y/o al aporte de las Sierras Pampeanas o del retrabajo de los depósitos cuaternarios que cubren la planicie chaco-paranense. De acuerdo con la propuesta de Manassero *et al.* (2008), la presencia de minerales de arcillas en los tributarios del río Paraná, tanto en su cuenca alta, media y baja, está controlada por la mezcla de estos tres aportes principales, y que explican también la composición obtenida en las muestras aquí analizadas del frente deltaico. La dominancia de illita y esmectita responde a una proveniencia de la cordillera andina y la llanura chaqueña aportada por los ríos Bermejo y Pilcomayo, facies de illita-clorita e interestratificados I/Sm provienen de las planicies pampeanas, en tanto la caolinita se origina en el escudo brasileño (Manassero *et al.* 2008). Estas tres áreas de aporte se identifican en los sedimentos aquí analizados, donde las muestras traslapan parcialmente con

asociaciones establecidas en las cuencas altas, medias y bajas de la cuenca del Plata.

El carácter limoso con relativamente bajos porcentajes de arcillas de los sedimentos de los canales distributarios se relaciona con la carga sedimentaria que fue descrita para el río Paraná, principal afluente del delta. Ya en su cuenca alta (inmediaciones de la ciudad de Corrientes), los sedimentos limosos conforman una proporción substancial de la carga clástica del río. Los sólidos suspendidos presentan ~90% de limos, ~7% de arcillas y cerca del ~0,2% de coloides (Orfeo e Iriondo 2010), en tanto la carga de fondo está constituida por arenas medianas a finas (Orfeo y Stevaux 2002). Mediciones de fondo a lo largo del río Paraná, muestran sedimentos bimodales, pobres a moderadamente seleccionados, donde predominan las arenas finas a limos gruesos a medianos, seguidos por fracciones arcillosas (Manassero *et al.* 2008).

Las alteraciones humanas reconocidas en el presente trabajo y por otros autores en la planicie deltaica han producido cambios significativos en estos ambientes. Entre ellas que se destacan la construcción de puertos deportivos, barrios privados con generación de lagunas artificiales (Marcomini *et al.* 2010, Leal 2011, López *et al.* 2013), dragados, rellenos artificiales (Marcomini y López 2006a, b) oleaje por embarcaciones, uso de defensas costeras (Marcomini y López 2011, 2014), contaminación química y bacteriológica. Dado las amplias superficies de nuevos terrenos formados por el avance del frente deltaico y la falta de estrategias de manejo adecuadas se recomienda, en un futuro, establecer criterios locales y regionales para regular este tipo de actividades teniendo en cuenta las altas tasas de progradación registradas y la sensibilidad ambiental del medio.

## CONCLUSIONES

Se ha comprobado de la comparación evolutiva de las imágenes y fotos aéreas los cambios rápidos en las siguientes morfologías:

**Canales distributarios:** a) El adosamiento rápido de las barras de boca de desem-

bocadura a la planicie deltaica inferior controla la configuración en planta de los canales deltaicos resultando en un diseño paralelo al frente deltaico. b) Estos canales tienen una transición muy rápida que va de canales entre barras de boca de desembocadura a canales de marea, finalizando en canales fluviales a medida que el frente avanza. Esta transición puede darse en menos de 20 años.

**Paleocostas:** Se han reconocido lineaciones en el frente deltaico que podrían ser atribuidas a la formación de cordones litorales y acantilados labrados sobre la planicie deltaica inferior. La génesis de los mismos se debe a la intensa acción del oleaje y al incremento del nivel del estuario durante tormentas, que produce depósitos de regolito que tienden a estabilizarse y escarpas de erosión en la planicie deltaica inferior. Las paleocostas registradas corresponden las décadas 1935-50, 1960, 1980 y 2000.

**Barras de boca de desembocadura:** El avance del frente del delta del Paraná se produce por adosamiento estas barras en la boca de los canales distributarios. Desde el año 1934 se ha registrado el adosamiento de 4 barras en la zona analizada. Estas barras están integradas por arena muy fina, y luego son erosionadas por la acción mareal formando sobre ellas planicies de marea de composición limo arenosa. La colonización del junco sobre ellas favorece la estabilización de las morfologías, pasando con el tiempo a formar la planicie deltaica inferior.

Del análisis composicional de los sedimentos del frente deltaico se distingue la presencia de abundante cuarzo monocristalino con extinción ondulosa, el predominio de feldespato potásico sobre la plagioclasa (FK/P = 2,1 en promedio) y de fragmentos líticos metamórficos sobre los líticos volcánicos (Lm/Lv = 4,1 en promedio). Estos datos estarían indicando un predominio del aporte del basamento sobre el de origen volcánico. Del mismo modo, la composición de arcillas está dominada por illita. Las cantidades de illita/esmectita encontradas sólo se restringen a nivel de trazas.

La evolución morfológica registrada en los ambientes asociados al frente deltaico estudiado en el presente trabajo evidencia un cambio muy brusco en las con-

diciones ambientales en los últimos 80 años. Estas modificaciones rápidas del ambiente producen cambios ecológicos en las comunidades y en los parámetros dinámicos y físico-químicos perceptibles en la vida humana. A ello debe sumarse el impacto directo e indirecto que produce el hombre con sus actividades como dragados, refulados, rellenos, urbanización.

Los modelos realizados estiman que, para el año 2050, se podrían incorporar al frente deltaico, en el tramo analizado, una superficie de 3914 m<sup>2</sup> y que la costa del delta podría avanzar unos 1300 m. Es por ello que resulta importante diagramar, planificar y legislar sobre la ocupación de estos nuevos territorios para evitar conflictos sociales, económicos, políticos y culturales a futuro.

#### AGRADECIMIENTOS

Los autores deseamos homenajear con el presente trabajo a nuestro compañero Dr. Fabio Kalesnik por su eterna lucha para conseguir un ambiente más justo para todos y por su intenso trabajo académico y social en el delta del Paraná.

Agradecemos a los Doctores José Luis Cavallotto y Martín Iriondo por el arbitraje realizado al presente manuscrito, el cual sin lugar a dudas, ha mejorado sustancialmente la calidad del trabajo.

El presente trabajo fue financiado por la Universidad de Buenos Aires a través de los subsidios de investigación UBACyT X 20020100100371 y 20020130100428BA y de extensión UBANEX BICENTENARIO.

#### REFERENCIAS

- Balay, M. 1961. El Río de la Plata entre la atmósfera y el mar. Servicio de Hidrografía Naval H-621, 153 p., Buenos Aires.
- Bertoldi de Pomar, H. 1984. Componentes solidos transportados en suspensión río Paraná. Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral 15: 25-46.
- Bertolino, S.R. y Depetris P.J. 1992. Mineralogy of the clay-sized suspended load from headwater tributaries of the Paraná River: Bermejo, Pilcomayo, and Paraguay rivers. En: Degens, E.T., Kempe, S., Lein, A. y Sorokin, Y. (eds), Interactions of Biogeochemical Cycles in Aqueous Ecosystems, Part 7. SCOPE/UNEP Sonderband, Geology-Paleontology Institute. University of Hamburg: 19-31, Hamburg.
- Bonetto, A. y Orfeo, O. 1984. Caracteres sedimentológicos de la carga en suspensión del Río Parana entre Corrientes y Esquina (Rep. Argentina). Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología 15: 51- 61.
- Brea, J.D. y Spalletti, P. 2010. Generación y transporte de sedimentos en la Cuenca Binacional del Río Bermejo. Caracterización y análisis de los procesos intervinientes. COBINABE, 230 p., Buenos Aires,
- Cangzi, L. y Walker, H. J. 1989. Sedimentary characteristics of cheniers and the formation of the chenier plains of East China. Journal of Coastal Research 5: 353-368
- Cavallotto, J.L. 2002. Evolución Holocena de la Llanura costera del margen sur del Río de la Plata. Revista de la Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires 57:376-388.
- Cavallotto, J.L. 2008. Geología y geomorfología de los ambientes costeros y marinos. En Boltovskoy, D. (ed.), Atlas de Sensibilidad Ambiental del Mar y la costa Patagónica (<http://atlas.ambiente.gov.ar/index.htm>). Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación, PNUD, Servicio de Hidrografía Naval, Fundación Funprecit.
- 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: 237-253, La Plata.
- Cavallotto, J.L. y Violante, R.A. 2007. El Río de la Plata y delta del Paraná. En: Nabel, P. y Kullok, D. (eds), Atlas Ambiental de Buenos Aires. Museo Bernardino Rivadavia, 112 p., Buenos Aires.
- Cavallotto, J.L., Violante, R.A. y Parker G. 2004. Sea-level fluctuations during the last 8600 years in the de la Plata river (Argentina). Quaternary International 114:155-165.
- 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, New Orleans.
- Coleman, J.M. y Prior, D.B. 1980. Deltaic Sand Bodies. AAPG Continuing Education Course Note. Series 15, 171 p., London
- Depetris, P.J. 1968. Mineralogía de algunos sedimentos fluviales de la cuenca del Río de la Plata. Revista de la Asociación Geológica Argentina 23: 317-325.
- Depetris P.J y Griffin J.J. 1968. Suspended load in the Rio de la Plata drainage basin. Sedimentology 11: 53-60.
- Depetris, P.J. y Kempe, S. 1990. The impact of the El Niño 1982 event on the Paraná river, its discharge and carbon transport. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 89: 239-244.
- Depetris, P.J. y Kempe, S. 1993. Carbon dynamics and sources in the Paraná river. Limnology and Oceanography 38: 382-395.
- Depetris P.J., Probst J.L., Pasquini A.I. y Gaiero D.M. 2003. The geochemical characteristics of the Paraná River suspended sediment load: an initial assessment. Hydrological processes 17: 1267-1277.
- Elliot, T. 1986. Deltas. En: Reading, H.G., (ed.), Sedimentary Environments and Facies. Blackwell Scientific Publications: 113-154 p., Oxford.
- Folk R.L. 1980. Petrology of Sedimentary rocks. Hemphill Publishing Co., 182 p., Austin.
- Folk, R.L. y Ward, W.C. 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. Journal of Sedimentary Petrology 27: 3-26.
- Folk, R.L., Peter. B.A. y Lewis, D.W. 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 13: 937-978.
- Framiñan, M.B. y Brown, O.B. 1996. Study of the Río de la Plata turbidity front, Part 1: spatial and temporal distribution. Continental Shelf Research 16: 1259-1267.
- Guerrero, R.A., Acha, E.M., Framinan, M.B. y Lasta, C.A. 1997a. Physical oceanography of the Río de la Plata estuary, Argentina. Continental Shelf Research 17: 727-742.
- Guerrero, R.A., Lasta, C., Acha, E.M., Mianzan, H. y Framiñan, M. 1997b. Hydrographic Atlas of the Río de la Plata. CARP-INIDEP, 111 p., Buenos Aires-Montevideo.
- Iriondo, M. 1973. Granulometría de los sedimentos del valle aluvial del río Manso superior. Revista de la Asociación Geológica Argentina 29: 61-69.
- Iriondo, M. 1988. A comparison between the amazon and the paraná fluvial systems.

- Mitteilungen des Geologisch-Paläontologischen 66: 77-92.
- Iriondo, M. 1999. Climatic change in the South American plains: records of a continent-scale oscillation. *Quaternary International* 57/58: 93-112.
- Iriondo, M. 2000. Características geológicas y geomorfológicas. En: Soldano, F.A. (ed.), Régimen y aprovechamiento de la red fluvial Argentina—Parte I: El río Paraná y sus tributarios. Editorial Cimera, 264 p., Buenos Aires.
- Iriondo, M. 2004. The littoral complex at the Paraná mouth. *Quaternary International* 114: 143-154.
- Iriondo, M. 2010. Geología del Cuaternario en Argentina. Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino, 437 p., Santa Fe.
- Iriondo, M. H. y Paira, A.R. 2007. Physical Geography of the Basin. En: Iriondo, M. H., Paggi J.C y Parma M.J. (eds.), *The Middle Paraná River Limnology of a Subtropical Wetland*. Springer, 7-31, Berlin.
- Leal, P. 2001. 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 (inédito), 82 p., Buenos Aires.
- López, R.A., Marcomini, S.C. y Kalesnik, F. 2013. Artificial lakes Management in the estuarine plain of the Río de la Plata, Buenos Aires, Argentina. *Ocean and coastal management*. Elsevier, Publicación especial 77: 66-72.
- Manassero, M., Camilión, C., Poiré, D., Da Silva M. y Ronco A. 2008. Grain Size Analysis and Clay Mineral Associations in Bottom Sediments from Parana River Basin. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 15: 125-137.
- Marcomini, S.C. y López R.A. 2006a. Costa. En Nabel P. y Kullok P. (eds.), *Atlas Ambiental de la Ciudad De Buenos Aires*, 112 p., Buenos Aires.
- Marcomini S.C. y López R.A. 2006b. La línea de costa del Río de La Plata. En Isla, I. y Lasta C. (eds.), *Manual de manejo costero para la provincia de Buenos Aires*. EUEM 85-112, Mar del Plata.
- 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, 129-144, Buenos Aires.
- Marcomini, S.C. y López, R.A. 2014. Impacto Ambiental en el Estuario del Río De Plata y Delta Del Paraná. En: Goso, C. (ed.), *Nuevas miradas a la Problemática de los Ambientes Costeros II*. Editorial de la Universidad de la Republica. 303-320, Montevideo.
- Marcomini S.C, López R.A. y Kalesnik, F. 2010. Caracterización ambiental y morfológica de los márgenes de cuerpos de agua artificiales en la planicie costera del Río de La Plata. *Revista de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente* 24: 35-40.
- McManus, J. 1988. Grain size determination and interpretation. En: Tucker M. (ed.), *Techniques in Sedimentology*. Blackwell, 63-85, Oxford.
- 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* 15: 191-200
- Mianzan, H.W., Lasta, C., Acha, E.M., Guerrero, R., Machi, G. y Bremec, C. 2001. The Río de la Plata Estuary, Argentina, Uruguay. En Seeliger, U., de Lacerda, LD., Kjerve, B. (eds.), *Ecological Studies: Coastal Marine Ecosystems of Latin America*. Springer, 185-204, Berlin.
- Milana, J.P. y Kröhhling D. 2015. Climate changes and solar cycles recorded at the Holocene Paraná Delta, and their impact on human population. *Nature Scientific Report* 2: 1-7.
- Orfeo, O. 1999. Sedimentological characteristics of small rivers with loessic headwaters in the Chaco, South America. *Quaternary International* 62: 69-74.
- Orfeo, O. e Iriondo, M. 2010. The megafan of the Paraná River from the Pleistocene to the Present. 18th International Sedimentological Congress, Actas: 663, Mendoza.
- Orfeo, O. y Stevaux, J. 2002. Hydraulic and morphological characteristics of middle and upper reaches of the Paraná River (Argentina and Brazil). *Geomorphology* 44: 309-332.
- Parker, G. 1990. Estratigrafía del Río de la Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45: 193-204.
- Parker, G. y Marcolini, S. 1992. Geomorfología del delta del Paraná y su extensión en el Río de la Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 47: 243-249.
- Penland, S. y Suter, J.R. 1989. The geomorphology of the Mississippi River chenier plain. *Marine Geology* 90: 231-258.
- Sarubbi, A. 2007. Análisis del Avance del Frente del Delta del Río Paraná. Tesis de grado en Ingeniería Civil, Universidad de Buenos Aires (inédita), 119 p., Buenos Aires.
- Sepúlveda, H.H., Valle-Levinson, A. y Framiñan, M.B. 2004. Observations of subtidal and tidal flow in the Río de la Plata Estuary Original Research Article. *Continental Shelf Research* 24: 509-525.
- Soldano, F.A. 1947. Régimen y aprovechamiento de la red fluvial Argentina. Parte I: El río Paraná y sus tributarios. Editorial Cimera, 264 p., Buenos Aires.
- Suter, J.R. 1994. Deltaic coasts. En Carter, R.W.G. y Woodroffe, C.D. (eds.), *Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*. Cambridge University Press: 87-114, Cambridge.
- Vieira, J.R. y Lanfredi, N.W. 1996. A hydrodynamic model for the Río de la Plata, Argentina. *Journal of Coastal Research* 12: 430-446.
- Violante, R., Parker, G. y Cavallo, J.L. 2001. Evolución de las llanuras costeras del este bonaerense entre bahía Samborombón y la laguna Mar Chiquita durante el Holoceno. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56: 51-66.
- 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. 1985. River deltas. En: Davis, R., Jr. (ed.), *Coastal Sedimentary Environments*. Springer, 1-76, New York.

Recibido: 24 de mayo, 2017

Aceptado: 24 de octubre, 2017