



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES  
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales  
Departamento de geología

*“Dinámica morfosedimentaria del frente deltaico del río Paraná,  
provincia de Buenos Aires”*

Tesis presentada para optar al título de Doctor de la Universidad de  
Buenos Aires en el área de Ciencias Geológicas

**Magdalena Gallo**

Director de tesis: Rubén López

Co-directora: Alfonsina Tripaldi

Consejero de Estudios: Carlos O. Limarino

Lugar de trabajo: IGEBA - CONICET

Buenos Aires, 2023

## RESUMEN

### **“Dinámica morfosedimentaria del frente deltaico del río Paraná, provincia de Buenos Aires”**

El delta del río Paraná 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. Con el objetivo de caracterizar las variaciones morfológicas, sedimentológicas y composicionales del frente del delta del río Paraná, con el fin de evaluar la dinámica litoral, la elevada tasa de progradación deltaica, las características de los depósitos y contribuir a los modelos de facies de deltas de cabecera de estuario se realizó un análisis geomorfológico-temporal y sedimentológico, incluyendo análisis y procesamiento de fotos aéreas e imágenes satelitales, relevamientos y muestreos de campo, análisis de laboratorio texturales y composicionales de sedimentos superficiales y de testigos de sedimento de tres sectores del frente deltaico. Se definieron unidades geomorfológicas y sus geoformas asociadas, se determinó que la progradación del frente deltaico se desarrolla a partir de la continua formación de barras de desembocadura en el frente subaéreo - subáqueo, que por migración y luego adosamiento, pasan a formar parte de la planicie deltaica inferior. Los rangos de avance del frente deltaico se estimaron en el orden de 14 a 130 m por año según el sector analizado, lo que evidencia una dinámica altamente constructiva. En base a la caracterización sedimentológica de los testigos, el análisis granulométrico estadístico, la determinación de ME, la integración de proxies y la definición de litofacies junto con la evaluación de la evolución geomorfológica permitió proponer una serie de asociaciones de facies que representan distintos subambientes del frente deltaico. Se realizaron estimaciones temporales en base a dataciones preexistente y estimaciones de cronología relativa en función de la presencia de valvas de *Corbícula fluminea*. La mineralogía de los sedimentos del frente deltaico muestra para la fracción gruesa una composición rica en cuarzo, en abundancia le siguen fragmentos líticos y por último feldespatos. La fracción arcillosa está compuesta por illita y esmectita y menores proporciones de clorita y caolinita. Esta composición es el resultado de múltiples áreas de aporte debido a que el área de drenaje atraviesa variadas litologías.

**Palabras claves:** frente delta del río Paraná, geomorfología, evolución, sedimentología, asociación de facies.



## **ABSTRACT**

### **"Morphosedimentary dynamics of the deltaic front of the Paraná river, Buenos Aires Province"**

The Paraná river delta constitutes an estuary head delta, with a lobate morphology, dominated by fluvial action, regulated by the hydrological regime of its drainage basin and the dynamics of the inner estuary of the Río de la Plata. With the aim of characterizing the morphological, sedimentological and compositional variations of the Paraná river delta front, in order to evaluate the littoral dynamics, the high rate of deltaic progradation, the characteristics of the deposits and contribute to the facies models of deltas. At the head of the estuary, a geomorphological-temporal and sedimentological analysis was carried out, including analysis and processing of aerial photos and satellite images, field surveys and sampling, textural and compositional laboratory analysis of surface sediments and sediment cores from three sectors of the front. deltaic. Geomorphological units and their associated geoforms were defined, it was determined that the progradation of the deltaic front develops from the continuous formation of mouth bars in the subaerial-subaqueous front, which by migration and later attachment, become part of the plain. lower deltaic. The advance ranges of the deltaic front were estimated in the order of 14 to 130 m per year depending on the sector analyzed, which shows a highly constructive dynamic. Based on the sedimentological characterization of the cores, the statistical granulometric analysis, the determination of ME, the integration of proxies and the definition of lithofacies together with the evaluation of the geomorphological evolution allowed us to propose a series of facies associations that represent different sub-environments of the delta front. Temporal estimates were made based on pre-existing dating and relative chronology estimates based on the presence of *Corbicula fluminea* valves. The mineralogy of the sediments of the deltaic front shows for the coarse fraction a composition rich in quartz, followed in abundance by lithic fragments and finally feldspars. The clayey fraction is composed of illite and smectite and smaller proportions of chlorite and kaolinite. This composition is the result of multiple input areas because the drainage area crosses various lithologies.

**Key words:** Paraná river delta front, geomorphology, evolution, sedimentology, facies association.

## **AGRADECIMIENTOS**

Los años de doctorado, significaron muchos cambios, una mudanza, un fruto del amor, una pandemia, encantos y desencantos. Quiero agradecer a todos los que me acompañaron y ayudaron en este trayecto.

A la Universidad de Buenos Aires por brindarme educación pública y gratuita.

Al Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales (IGEBA) y al Departamento de Geología por el espacio institucional para mi formación académica.

Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas (CONICET) y a UBACyT por brindarme financiamiento para la investigación y otorgarme la beca para realizar este doctorado.

A mi directora Alfonsina Tripaldi por guiarme y acompañarme, por sus nutridas contribuciones al desarrollo de esta tesis. Le agradezco no solo por el apoyo a la investigación si no también como por su calidez humana.

A mi director Rubén López por sus aportes y ayuda en campañas. A Silvia Marcomini como directora del Sub-Proyecto por permitirme formar parte del mismo, por sus aportes y acompañamiento en campañas.

A Oscar Limarino por los aportes como consejero de estudios.

A los miembros del jurado de esta tesis Daniela Kröhling, José Luis Cavallotto e Ignacio Isla por aceptar participar con una visión crítica sobre el manuscrito.

A María Julia por ayudarme con las determinaciones de magnetismo.

A Gastón Angelini por acompañarme y colaborar en campañas, por ayudarme con la apertura de testigos en el Laboratorio de Sedimentología. A Matías Naselli por acompañarnos al hospital y acercarme material de trabajo durante la pandemia.

A Claudio y Guillermo, pobladores del delta, por facilitarme las embarcaciones para realizar las campañas de reconocimiento y muestreo.

Al Instituto Geográfico Nacional (IGN) por proveerme de fotografías aéreas para el análisis geomorfológico temporal.

A Pablo Leal por ayudarme con la determinación e interpretación de arcillas y contactarme con Guillermo Cozzi (SEGEMAR) para capacitarme en determinaciones mediante difracción de rayos X.

A Roberto Scasso e Ignacio Cappelli por colaborar con las vinculaciones con el instituto CETMIC.

A Bernadette por permitirme hacer uso de sus equipos de geofísica. A Mary y Leo por acompañarme a las campañas.

Al Leandro Gaetano y al Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber" (IDEAN) por permitirme acceder al convenio con el Hospital Italiano para realizar las tomografías de los testigos.

A las amistades que me deja este doctorado, a mis compañeros de la 110, las pibas de la 41 y la ofi 3, a las viejas amigas de la geología y de Río Cuarto, por el aguante, por las orejas en momentos de catarsis.

A Charo por su paciencia y aguante, por esperar a que mamá termine su tesis.

A Luciano por estar, acompañar y resistir.

A abu Ali, Gaby, Cata y Fer por cuidar a Charo.



*Acuarela - Proyecto "Fachadas Delta", Xul Solar 1957*

# ÍNDICE

<b>Capítulo 1. INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>1</b>
1.1 Fundamentos de las investigaciones.....	2
1.2 Ubicación y caracterización del área de estudio.....	3
1.3 Hipótesis y objetivos.....	5
1.3.1 Hipótesis general.....	5
1.3.2 Objetivo general.....	7
1.3.3 Objetivos específicos.....	7
<b>Capítulo 2. MATERIALES Y MÉTODOS.....</b>	<b>9</b>
2.1 Recopilación de antecedentes.....	9
2.2 Trabajos de campo.....	9
2.2.1 Relevamiento y descripción de geoformas.....	10
2.2.2 Muestreos.....	10
2.2.3 Métodos geofísicos.....	11
2.3 Tareas de laboratorio.....	13
2.3.1 Sedimentología.....	13
2.3.1.1 Descripción de testigos de sedimento.....	13
2.3.1.2 Pretratamiento de muestras.....	13
2.3.1.3 Análisis granulométrico.....	14
2.3.1.4 Contenido de Carbono orgánico e inorgánico.....	14
2.3.1.5 Montaje petrográfico.....	15
2.3.1.6 Difracción de rayos X (DRX).....	16
2.3.2 Magnetismo ambiental.....	16
2.3.2.1 Susceptibilidad magnética másica.....	16
2.4 Tareas de gabinete.....	17
2.4.1 Actualización de bibliografía y recopilación materiales.....	17
2.4.2 Análisis geomorfológicos.....	19
2.4.3 Análisis estadísticos de datos texturales.....	19
2.4.4 Análisis composicionales.....	20
2.5 Técnicas complementarias.....	21
2.5.1 Tomografías de testigos de fondo.....	21
<b>Capítulo 3. MARCO TEÓRICO DE SISTEMAS DELTAICOS.....</b>	<b>23</b>
3.1 Modelos conceptuales.....	23
<b>Capítulo 4. CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL ÁREA.....</b>	<b>30</b>
4.1 Clima.....	30
4.2 Características hidro - oceanográficas del estuario del río de la Plata.....	31
4.2.1 Viento y oleaje.....	31

4.2.2 Mareas.....	33
4.2.3 Corrientes litorales.....	35
4.2.4 Batimetría del estuario Río de la Plata.....	36
4.2.5 Salinidad.....	38
4.3 Área de drenaje: cuenca del Plata.....	39
4.3.1 Regiones geológicas.....	40
4.3.2 Descargas fluviales.....	42
4.4 Dinámica sedimentaria .....	45
4.5 Fitogeografía.....	46
<b>Capítulo 5. CONTEXTO GEOLÓGICO.....</b>	<b>48</b>
5.1 Marco geológico regional.....	48
5.2 Estratigrafía.....	49
5.3 Evolución del sistema delta-estuario Río de la Plata.....	58
<b>Capítulo 6. GEOMORFOLOGÍA DEL FRENTE DELTAICO.....</b>	<b>65</b>
6.1 Unidades geomorfológicas.....	66
6.1.1 UG I: Planicie deltaica superior (PDS).....	66
6.1.2 UG II: Planicie deltaica inferior (PDI).....	67
6.1.2.1 <i>Barras estabilizadas (BE)</i> .....	73
6.1.2.2 <i>Cordones litorales (CL)</i> .....	73
6.1.2.3 <i>Marismas (M)</i> .....	75
6.1.3 UG III: Planicie deltaica subácuea (PDSb).....	77
6.1.3.1 <i>Barras de desembocadura (BD)</i> .....	79
6.1.3.2 <i>Planicies de marea (PM) y bahías interdistributarias (BI)</i> .....	84
6.1.4 Geoformas asociadas.....	86
6.1.4.1 <i>Canales fluviales</i> .....	86
6.1.4.2 <i>Albardones</i> .....	90
6.1.4.3 <i>Canales de marea</i> .....	92
6.1.4.4 <i>Depresiones</i> .....	94
6.2 Unidad antrópica .....	94
6.2.1 UA I: Paisaje antrópico.....	94
6.3 Evolución del frente deltaico.....	97
6.3.1 Sector sur del frente deltaico.....	97
6.3.2 Sector centro del frente deltaico.....	100
6.3.3 Sector norte del frente deltaico.....	103
<b>Capítulo 7. SEDIMENTOLOGÍA DEL FRENTE DELTAICO.....</b>	<b>109</b>
7.1 Granulometría y miembros extremos.....	112
7.2 Caracterización de sedimentos deltaicos superficiales y propuesta de mezclas de sedimentos.....	115
7.3 Propuesta de litofacies del frente deltaico.....	122

7.4 Asociación de facies e interpretación de testigos de sedimento.....	125
7.4.1 Asociación de facies.....	141
7.4.2 Interpretación de testigos de fondo.....	144
7.5 Estimación de rangos temporales de los testigos de sedimento.....	152
<b>Capítulo 8. MINERALOGÍA DE SEDIMENTOS DELTAICOS.....</b>	<b>156</b>
8.1 Caracterización mediante cortes petrográficos.....	156
8.1.1 Componentes detríticos.....	156
8.1.2 Clasificación petrográfica de las arenas deltaicas.....	162
8.2 Caracterización mediante difracción de rayos X (DRX).....	163
8.2.1 Muestras desorientadas – roca total.....	164
8.2.2 Muestras orientadas.....	166
8.3 Análisis de la composición de los sedimentos en la desembocadura de los principales ríos y según los ambientes depositacionales.....	168
8.4 Mineralogía y áreas de aporte de sedimentos deltaicos.....	174
<b>Capítulo 9. DISCUSIÓN.....</b>	<b>180</b>
9.1 Geomorfología - Sedimentología.....	180
9.2 Progradación del frente deltaico.....	190
9.3 Variabilidad mineralógica.....	193
<b>Capítulo 10. CONCLUSIONES.....</b>	<b>196</b>
<b>11. BIBLIOGRAFÍA.....</b>	<b>200</b>
<b>APÉNDICE.....</b>	<b>225</b>
I Ubicación y caracterización de sitios de muestreo de sedimentos superficiales.....	225
II Ubicación y caracterización de sitios de muestreo de testigos de sedimento.....	228
III Caracterización de testigos de sedimento.....	241
III.1 Testigo de sedimento D17-T1.....	243
III.2 Testigo de sedimento D11-T2.....	245
III.3 Testigo de sedimento D17-T3.....	245
III.4 Testigo de sedimento D17-T4.....	247
III.5 Testigo de sedimento D17-T5.....	248
III.6 Testigo de sedimento D18-T1.....	248
III.7 Testigo de sedimento D18-T2.....	249
III.8 Testigo de sedimento D18-T3.....	250
III.9 Testigo de sedimento D18-T4.....	251
III.10 Testigo de sedimento D18-T5.....	252
III.11 Testigo de sedimento D20-T1.....	253
III.12 Testigo de sedimento D20-T2.....	253

## ÍNDICE DE FIGURAS

### Capítulo 1

Figura 1.1: Ubicación del área de estudio enmarcada en el delta del río Paraná.....	6
---	---

### Capítulo 2

Figura 2.1: Trabajos de campo.....	11
Figura 2.2: Prospección georadar correspondiente a la costa de San Isidro.....	12
Figura 2.3: Tareas de laboratorio.....	15
Figura 2.4: Método de difracción por rayos X (DRX).....	17
Figura 2.5: Imágenes ilustrativas de la preparación de los testigos para la tomografía computada.....	22

### Capítulo 3

Figura 3.1: Patrones de propagación, distribución, mezcla y desaceleración para tres tipos de flujos en desembocadura.....	25
Figura 3.2: Clasificación tripartita de deltas.....	26

### Capítulo 4

Figura 4.1: Valores de temperatura mínima media y máxima media y precipitaciones medias mensuales .....	30
Figura 4.2: Variaciones en la amplitud de mareas .....	35
Figura 4.3: Modelo Digital de Elevación (MDE) del río de la Plata .....	37
Figura 4.4: Cuenca del Plata. Principales ríos y tributarios y regiones geológicas.....	41
Figura 4.5: Descarga de sólidos totales y descarga media mensual que ingresan al río de la Plata.....	44

### Capítulo 5

Figura 5.1: Provincias Geológicas de la República Argentina.....	49
Figura 5.2: Mapa regional con las principales unidades geológicas en el área del delta del río Paraná.....	50
Figura 5.3: Mapa geológico – estructural del sureste de América del sur.....	51
Figura 5.4: Perfiles geológicos.....	59
Figura 5.5: Paleogeografía del sustrato del Holoceno y mapa morfológico regional .....	62
Figura 5.6: Curva de variaciones relativas del nivel del mar.....	63

### Capítulo 6

Figura 6.1: Ubicación y extensión de la UG I: planicie deltaica superior.....	66
Figura 6.2: Ubicación y extensión de la UG II: planicie deltaica inferior.....	68
Figura 6.3: Barras estabilizadas.....	74
Figura 6.4: Registros erosivos.....	75
Figura 6.5: Cordones litorales.....	76
Figura 6.6: Marismas.....	78
Figura 6.7: Ubicación y extensión de la UG III: planicie deltaica subáctea.....	79
Figura 6.8: Morfología de barras de desembocadura.....	82



Figura 6.9: Estructuras de corrientes.....	84
Figura 6.10: Planicies de marea.....	85
Figura 6.11: Organismos biológicos y trazas.....	86
Figura 6.12: Bahías interdistributarias.....	88
Figura 6.13: Canales fluviales sector sur.....	89
Figura 6.14: Canales fluviales sector norte.....	90
Figura 6.15: Albardones y depresiones.....	91
Figura 6.16: Canales de marea activos y abandonados.....	92
Figura 6.17: Rasgos y canales erosivos.....	93
Figura 6.18: Mapa de densidad poblacional del Área Metropolitana de Buenos Aires....	95
Figura 6.19: Emprendimientos inmobiliarios.....	96
Figura 6.20: Serie temporal del sector sur del área de estudio (1936-2022).....	98
Figura 6.21: Serie temporal del sector central del área de estudio (1956-2022).....	102
Figura 6.22: Serie temporal del sector norte del área de estudio (1956-2022).....	106
Figura 6.23: Serie temporal de la desembocadura del río Uruguay (1984-2022).....	107

## Capítulo 7

Figura 7.1: Resultados del análisis de miembros extremos.....	118
Figura 7.2: Curvas de distribución granulométrica de cada miembro extremo (ME) y esquemas de mecanismos de transporte y deposición para cada miembro extremo (ME).....	119
Figura 7.3: Histogramas de distribución de tamaño de partículas de muestras de depósitos representativos de las mezclas definidas en esta tesis.....	121
Figura 7.4: Histogramas de distribución de tamaño de partículas de muestras de depósitos representativos de las mezclas definidas en esta tesis.....	122
Figura 7.5: Niveles de erosión y depósitos de tormenta en barras estabilizadas.....	122
Figura 7.6: Gráfico circulares que representan los promedios de las proporciones en las que aparecen las distintas fracciones granulométricas.....	126
Figura 7.7 Testigo D17-T1.....	129
Figura 7.8: Testigo D11-T2.....	130
Figura 7.9: Testigo D17-T3.....	131
Figura 7.10: Testigo D17-T4.....	132
Figura 7.11: Testigo D17-T5.....	133
Figura 7.12: Testigo D18-T1.....	134
Figura 7.13: Testigo D18-T2.....	135
Figura 7.14: Testigo D18-T3.....	136
Figura 7.15: Testigo D18-T4.....	137
Figura 7.16: Testigo D18-T5.....	138
Figura 7.17: Testigo D20-T1.....	139
Figura 7.18: Testigo D20-T2.....	140
Figura 7.19: Batimetría y zonación de tipos granulométricos de sedimentos de fondo del frente de progradación del delta del río Paraná (delta subácueo) para mediados de la década de 1960 .....	141
Figura 7.20: Aspectos de las asociaciones de facies descriptas del frente de progradación deltaica del río Paraná.....	146

Figura 7.21: Esquema simplificado de testigos de sedimento y su ubicación en los subambientes.....	147
Figura 7.22: Esquema de patrón de distribución de sedimentos y perfil transversal de una barra de desembocadura de canal distributivo.....	149

## Capítulo 8

Figura 8.1: Ubicación de las muestras para análisis mineralógico.....	158
Figura 8.2: Composición de la fracción granulométrica arena fina - limo muy grueso de las muestras más representativas.....	160
Figura 8.3: Composición de la fracción granulométrica arena fina - limo muy grueso de las muestras más representativas.....	162
Figura 8.4: Clasificación petrográfica de los sedimentos según Folk <i>et al.</i> (1970).....	163
Figura 8.5: Difractogramas de la muestra D17-S5.....	165
Figura 8.6: Contenido relativo de minerales de arcilla de los sedimentos analizados....	168
Figura 8.7: Gráficos circulares que representa los promedios de la composición mineralógica de muestras de la fracción arena fina-limo grueso en la desembocadura de los principales ríos y en los distintos subambientes.....	172
Figura 8.8: Gráficos circulares que representan la composición mineralógica de muestras de la fracción arcilla - roca total (DRX) en la desembocadura de los principales ríos y en los distintos subambientes.....	173
Figura 8.9: Gráficos circulares que representan la composición mineralógica de muestras de la fracción arcilla - orientadas (DRX) en la desembocadura de los principales ríos y en los distintos subambientes.....	174
Figura 8.10: Antecedentes de promedios de la composición de arcillas en sedimentos de la cuenca del Plata y delta del río Paraná y resultados de esta tesis.....	178

## Capítulo 9

Figura 9.1: Morfología de barra de desembocadura, distribución radial y elongada y canales distributivos con diseño bifurcante .....	183
Figura 9.2: Propuestas de evolución de canales distributivos y su registro sedimentario.....	184
Figura 9.3: Patrón de distribución de barras en planicie deltaica inferior.....	186

## Apéndice

Figura I.1: Ubicación de muestras superficiales.....	227
Figura II.1: Serie temporal (2004-2021) de detalle para el sector de muestreo de los testigos D17-T1, D17-T4 y las muestras superficiales D17-S4 y D18-S5.....	230
Figura II.2: Serie temporal (2004-2021) de detalle para el sector de muestreo del testigo D17-T3 y la muestra superficial D17-S2.....	232
Figura II.3: Serie temporal (2005-2021) de detalle para el sector de muestreo de los testigos D11-T0 y D11-T2 y las muestras superficiales D17-S1, D11-D12, D11-D13 y D11-D14.....	233
Figura II.4: Serie temporal (2005-2021) de detalle para el sector de muestreo del testigo D17-T5 y las muestras superficiales D17-S3 y D17-S5.....	235
Figura II.5: Serie temporal (2004-2021) de detalle para el sector de muestreo del testigo D18-T1 y la muestra superficial D18-S2.....	236

Figura II.6: Serie temporal (2005-2020) de detalle para el sector de muestreo de los testigos D18-T2 y D18-T3 y las muestras superficiales D18-S3, D18-S4.1 y D18-S4.2.....	238
Figura II.7: Serie temporal (2004-2021) de detalle para el sector de muestreo del testigo D18-T4 y la muestra superficial D18-S7.....	240
Figura II.8: Serie temporal (2004-2021) de detalle para el sector de muestreo del testigo D18-T5, la muestra superficial D18-S8 y el perfil D18-P.....	242
Figura II.9: Serie temporal (2005-2021) de detalle para el sector de muestreo de los testigos D20-T1 y D20-T2 y las muestras superficiales D20-S1, D20-S2 y D20-S3.....	243

## ÍNDICE DE TABLAS

### Capítulo 6

Tabla 6.1: Unidades geomorfológicas y morfologías características de cada unidad.....	66
Tabla 6.2: Incremento areal y lineal de los distintos sectores en estudio del frente del delta del río Paraná.....	105

### Capítulo 7

Tabla 7.1: Parámetros granulométricos ( $\phi$ ) de sedimentos de testigos de fondo del área de estudio del delta del río Paraná.....	111
Tabla 7.2: Parámetros granulométricos ( $\phi$ ) de sedimentos superficiales del área de estudio del delta del río Paraná.....	112
Tabla 7.3: Propuesta de litofacies para sistematizar el estudio de depósitos del frente de progradación deltaica de deltas de cabecera alimentados por ríos de carga limo-arenosa.....	128
Tabla 7.4: Asociaciones de facies sedimentarias para sistematizar el estudio de depósitos del frente de progradación deltaica de deltas de cabecera alimentados por ríos de carga limo-arenosa.....	149
Tabla 7.5: Estimación de rangos temporales de los testigos de sedimento.....	154

### Capítulo 8

Tabla 8.1: Composición de las muestras de arena fina-limo grueso recalculados al 100%.....	159
Tabla 8.2: Mineralogía de fracción menor a 2 $\mu$ m de muestras de roca total.....	164
Tabla 8.3: Mineralogía de fracción menor a 2 $\mu$ m de muestras orientadas.....	166

### Apéndice

Tabla I: Ubicación y características del punto de muestreo de sedimentos superficiales.....	226
Tablas II: Ubicación y características de puntos de muestreo de testigos de sedimento.....	228

## ÍNDICE DE MAPAS

### Capítulo 1:

Mapa 1.1: Mapa geográfico del área de estudio: frente del delta del río Paraná (E: 1:100.000).....	8
--	---

## **Capítulo 6:**

Mapa 6.1: Mapa geomorfológico general (E: 1:100.000).....	69
Mapa 6.2: Mapa geomorfológico de detalle sector sur (E: 1:25.000).....	70
Mapa 6.3: Mapa geomorfológico de detalle sector centro (E: 1:25.000).....	71
Mapa 6.4: Mapa geomorfológico de detalle sector norte (E: 1:25.000).....	72

## ***CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN***

La progradación de la línea de costa se genera por el continuo suministro de sedimentos. La mayoría de los deltas del hemisferio sur iniciaron su evolución durante los últimos 5000-7000 años ligado a condiciones regresivas (nivel del mar en descenso; Isla, 2000) ocurridas con posterioridad a los 6.000 años AP (Spalletti e Isla, 2003). Las variaciones del nivel del mar durante el Holoceno, permitieron que los sedimentos fluviales prograden costa afuera en áreas estables, acumulando sedimentos en sectores subaéreos (Stanley y Warne, 1994).

El delta del río Paraná se inicia en la bifurcación del río homónimo en dos brazos principales, el río Paraná Guazú al norte y el río Paraná de las Palmas al sur, tiene la particularidad de ser un ejemplo relevante de la evolución de un sistema deltaico formada en la cabecera de un estuario de kilómetros de extensión y ancho, protegido en gran medida de la erosión marina y generado por el aporte de sistemas fluviales de enormes dimensiones como son las cuencas del río Paraná y del río Uruguay al estuario Río de la Plata.

Diversas investigaciones realizaron reconstrucciones sobre la evolución del complejo litoral de Paraná inferior y el delta asociado. Este sistema geomorfológico-sedimentario–evoluciona a partir de la transgresión del Holoceno medio, desde una etapa estuárica, pasando por la instalación de una llanura costera y, finalmente, el desarrollo del delta actual durante los últimos *ca.* 2000 años (Cavallotto *et al.*, 2002, 2005; Iriondo, 2004, 2010; Cavallotto *et al.*, 2005; Cavallotto y Violante, 2005; Milana y Kröhling, 2015; Colombo *et al.*, 2021; y referencias allí citadas), en tanto son menos abundantes los estudios geomorfológicos y sedimentológicos de detalle en el frente deltaico del delta del río Paraná (Marcomini *et al.*, 2018 y referencias allí citadas).

Desde hace varios años existe una demanda de estudios de áreas litorales marinas, en otras cuestiones sobre cómo responderán los ambientes costeros al aumento del nivel del mar y cambios ambientales asociados, provocados por el calentamiento global (Nicholls *et al.*, 2020; Isla *et al.*, 2022). Además, hay una creciente necesidad de proporcionar un enfoque probabilista a los procesos que abarquen

diversas escalas de tiempo desde instantánea a estacional, anual, decenal. Este es un desafío para mejorar los planes de gestión y planificación territorial, especialmente en áreas de alta inversión y desarrollo inmobiliario (Thom, 2013).

## 1.1 FUNDAMENTOS DE LAS INVESTIGACIONES

La ubicación del delta del río Paraná en una región del país con fuerte presión demográfica como es la Región Metropolitana de Buenos Aires, lo vuelve un sistema natural sensible a cambios ambientales y antrópicos, por lo que se determina indispensable su estudio. Entre los distintos abordajes ambientales y sociales se considera significativas las investigaciones geológicas, en particular geomorfológicas y sedimentológicas, del delta del río Paraná como las que se han encarado en esta tesis. La costa del estuario Río de la Plata es la zona más densamente poblada de Argentina y asimismo demandante por su carácter productivo, de servicios y de expansión y crecimiento urbano. Esta expansión urbana ha estado regulada fundamentalmente por el mercado inmobiliario, patrones de urbanismo arquitectónico y ocupaciones precarias, sin un criterio ambiental en su ordenamiento territorial. Las áreas inundables correspondientes a la planicie deltaica eran consideradas zonas improductivas, hasta hace relativamente poco tiempo, con expansión de algunos momentos históricos (véase, por ejemplo, Galafassi, 2004). Pero, a partir de la década de 1980, surgió otro tipo de urbanismo que prioriza estas áreas por su acceso directo al río, expandiéndose las urbanizaciones en estas zonas bajas y cambiando totalmente los patrones ambientales naturales. Las tendencias de crecimiento poblacional indica un incremento poblacional de más del 7% para la década de 2001-2011 en el partido de Tigre y un incremento turístico de más del 300% ([https://www.argentina.gob.ar/sites/default/files/063\\_2013\\_plan\\_de\\_manejo\\_del\\_delta\\_tigre](https://www.argentina.gob.ar/sites/default/files/063_2013_plan_de_manejo_del_delta_tigre)). Los sectores con mayor antropización son los que están expuestos a alcanzar los máximos umbrales de tolerancia y por lo tanto generar los mayores impactos acumulativos.

En función de lo anteriormente expuesto se concluye que resulta necesario contar con mayores conocimientos sobre la geomorfología y la caracterización textural y composicional de los sedimentos que integran los subambientes del frente del delta del río Paraná. En este sentido, la motivación principal de esta tesis fue la generación y

análisis de información geomorfológica y sedimentológica del frente deltaico, mediante el análisis evolutivo de los cambios geomorfológicos de las últimas décadas y el análisis sedimentológico de muestras superficiales y de testigos de sedimento en diversos sectores del frente deltaico. Los datos obtenidos pueden resultar de utilidad para generar líneas de base ambiental a ser aplicadas en el futuro con diversos objetivos, como por ejemplo: evaluar las consecuencias ambientales y sociales producidas por la rápida progradación del frente deltaico, determinar y corroborar tasas de avance de las últimas décadas para distinguir cambios en la progradación, evaluar modificaciones en función de variaciones en el aporte hídrico y/o sedimentario de la cuenca del Plata asociados a los ciclos El Niño o La Niña o por aumento del nivel del mar en escenarios futuros de mayores temperaturas globales. A su vez, los datos colectados en esta tesis permitirán estimar tasas de acreción y morfologías asociadas para poder extrapolar a futuro los niveles de cota que puedan alcanzar los nuevos territorios. La evolución del frente deltaico de los últimos 80 años aquí estudiada en correlación con las características sedimentológicas de los depósitos asociados pueden contribuir a la generación de un modelo de facies para deltas de cabecera de estuario.

Otro aspecto a tener en cuenta es la posibilidad de elaborar herramientas para la planificación territorial mediante, por ejemplo: establecimiento de criterios de ocupación y usos en función de las limitaciones y posibilidades de este nuevo ambiente, delimitación de líneas de costa, etc. También serán de utilidad para planificar estrategias de dragado en el canal Mitre y futuros canales como principales ingresos a puertos de interés internacional como así también en canales para la circulación interisleña. En conclusión, se espera que los datos generados coadyuven para establecer criterios para un manejo sostenido de los recursos naturales del frente deltaicos del delta del río Paraná y reconocer los impactos ambientales y cambios en la dinámica litoral originados por factores tanto naturales como antrópicos.

## **1.2 UBICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO**

Este delta constituye la última evolución de un inmenso complejo litoral desarrollado, durante el Holoceno, en el tramo final del río Paraná (Iriondo, 1988, Cavallotto *et al.*, 1999; Iriondo, 2004), siendo junto al río Uruguay los colectores

principales de desembocadura de la cuenca del Plata en el estuario Río de la Plata (Fig. 1.1 A, B, C).

El delta del río Paraná se encuentra dominada por la acción fluvial y presenta morfología lobada, su frente deltaico es regulado por el régimen hidrológico de su cuenca de drenaje asociado con las inundaciones periódicas producidas principalmente por el río Paraná y por la dinámica del estuario como mareas, oleaje y sudestadas (Cavallotto *et al.*, 2005).

El delta presenta dos sectores bien característicos, el delta subaéreo y el delta subáqueo. El delta subaéreo inicia en donde el río Paraná se bifurca en dos canales distributarios principales: el río Paraná de las Palmas y el río Paraná Guazú. El Paraná de las Palmas, ubicado en el sector sur del delta, es un canal sinuoso en su inicio y casi recto con escasas bifurcaciones en su tramo final. El Paraná Guazú, al norte, sufre sucesivas divisiones avanzando hacia el este, en dirección a la desembocadura del río Uruguay (Cavallotto y Violante, 2005; Medina y Codignotto, 2013). Conforman una extensa planicie deltaica, de muy bajo gradiente, la cual está integrada por barras vegetadas ("islas") separadas por numerosos canales fluviales de diversa jerarquía y albardones bien desarrollados que encierran depresiones centrales ocupadas por lagunas o pajonales. El delta subáqueo está constituido por el sector sumergido del frente deltaico y el prodelta, representado por barras de desembocadura, canales y bancos arenosos como Playa Honda, Banco Grande de Ortiz y Barra del Indio, este último marcando el límite con la plataforma continental interior. En la región superior del delta subáqueo 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 (Fig. 1.1 D).

Los procesos de transporte y deposición de sedimentos dominantes en la desembocadura de los canales distributarios son las corrientes de derrame fluvial, el retrabajo por flujos de mareas, el movimiento de sedimentos por corrientes de deriva litoral y procesos asociados a flujos de tormenta (Cavallotto, 2002; Iriondo, 2004).

La región enmarcada para esta investigación corresponde al frente de progradación deltaica del río Paraná (34° 12', 34°28'S – 58° 17', 58° 34'O) (Fig. 1.1 E, F). El área abarca alrededor de 726 km<sup>2</sup> e incluye parte de la planicie deltaica inferior subaérea y la planicie deltaica subáquea proximal.



Se determinaron tres sectores particulares en función de la accesibilidad a tierra firme desde la embarcación coincidiendo a su vez con momentos de baja marea y adecuadas condiciones climáticas. El sector sur ( $34^{\circ} 24'$ ,  $34^{\circ} 27'S - 58^{\circ} 27', 58^{\circ} 33'$ ) abarca el área entre la desembocadura del río Lujan y el río San Antonio, el sector central ( $34^{\circ} 18'$ ,  $34^{\circ} 24'S - 58^{\circ} 24', 58^{\circ} 30'$ ) comprende el área de desembocadura del río Paraná de las Palmas y la isla de Zárate y el sector norte ( $34^{\circ} 12'$ ,  $34^{\circ} 17'S - 58^{\circ} 18', 58^{\circ} 25'$ ) incluye el área de desembocadura del río Paraná Miní y la confluencia del río Uruguay con el estuario Río de la Plata (Fig. 1.1 F).

Desde el punto de vista político-administrativo los sectores sur y centro están incluidos en las denominadas "Islas de la primera sección del delta", que pertenecen al municipio de Tigre y San Isidro; el sector norte corresponde al municipio de San Fernando y se accede a los mismos por vía fluvial, con embarcaciones de poco calado desde los puertos de San Fernando o San Isidro.

### **1.3 HIPÓTESIS Y OBJETIVOS**

#### **1.3.1 Hipótesis**

Partiendo de la base de que los deltas de cabecera de estuario formados por el aporte sedimentario de grandes ríos y en cuerpos de agua de grandes dimensiones y escasa profundidad, presentan características específicas en su morfología, relleno sedimentario y evolución, las cuales permiten distinguirlos como sistemas deltaicos particulares. De lo expuesto se plantean las siguientes hipótesis:

El patrón de distribución y morfología de barras de desembocadura en distintos sectores del frente deltaico se encuentra afectado por la influencia diferencial (velocidad, caudal, etc.) de los distintos afluentes y condiciones de la cuenca receptora.

La desembocadura en un cuerpo de aguas someras afecta el relleno sedimentario, en cuanto a espesores y tipo/preservación de estructuras sedimentarias.

En la progradación del frente deltaico se ve reflejado no solamente el volumen de aporte de sedimentos sino el escaso espacio de acomodación de la cuenca receptora.



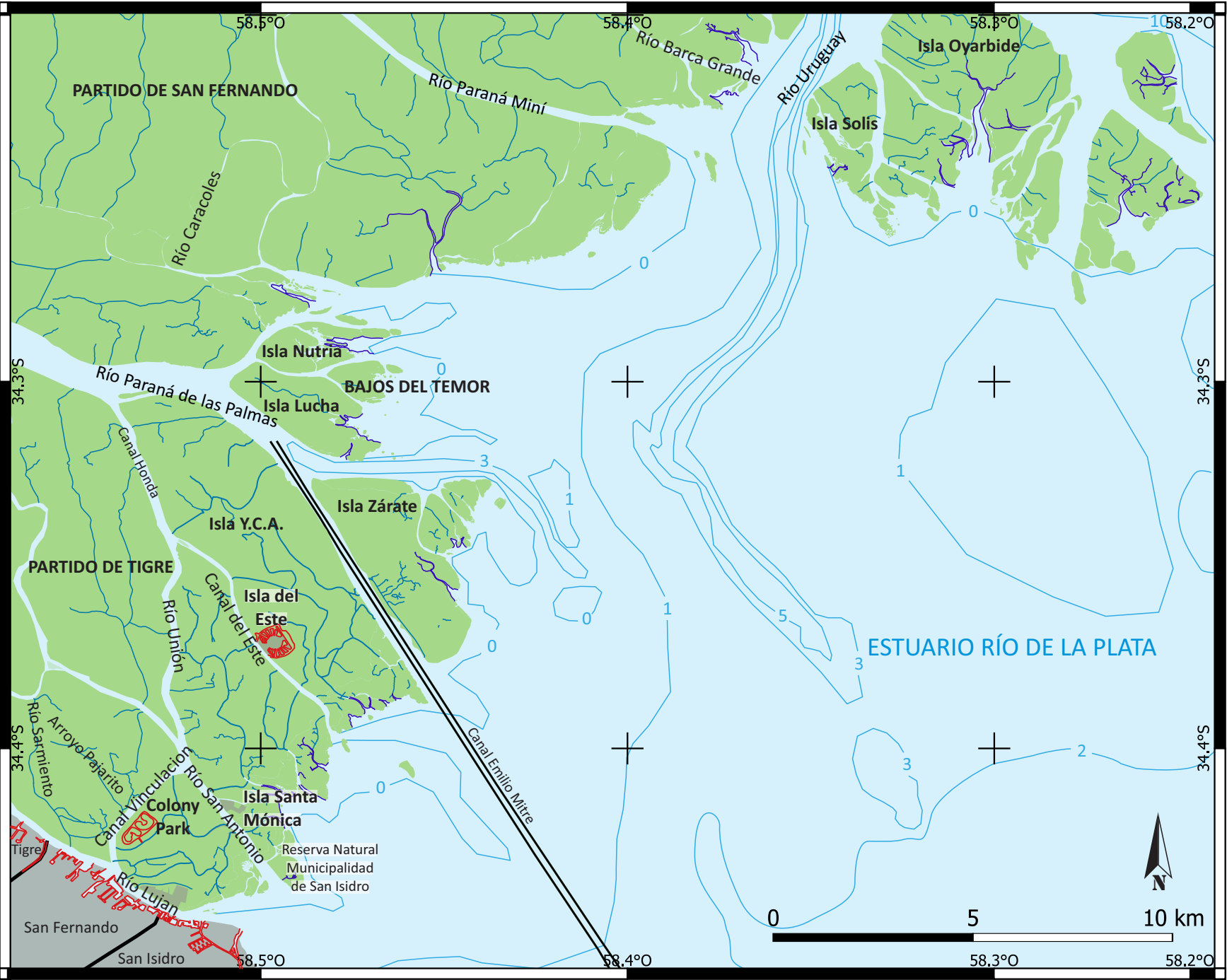
Figura 1.1. Ubicación del área de estudio enmarcada en el delta del río Paraná. A: Ubicación en la zona subtropical de Sudamérica. B: Cuenca del Plata: área de drenaje de los ríos Paraná y Uruguay, que alimentan al delta del río Paraná en la cabecera del estuario Río de la Plata. C: Imagen satelital Google Earth del complejo litoral de la desembocadura del río Paraná y unidades geomorfológicas: I: depósitos aluviales internos, II: llanuras costeras, III: delta subaéreo, IV: delta subáqueo (según Iriondo, 2004; Cavallotto *et al.*, 2005). D: Ubicación geográfica del delta del río Paraná. E: 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. El cuadro amarillo indica la ubicación del área de estudio. F: Imagen satelital Google Earth (año 2022) del frente de progradación deltaica del río Paraná. Las líneas de puntos amarillas enmarcan los tres sectores en estudio.

### 1.3.2 Objetivo general

Caracterizar, evaluar y analizar las variaciones morfológicas y las tipologías sedimentológicas y composicionales del frente del delta del río Paraná, como ejemplo de delta de cabecera de estuario con el fin de conocer sus depósitos, reconstruir su dinámica litoral y evolución reciente, así como contribuir al conocimiento de los deltas de cabecera de estuario con aportes de grandes ríos.

### 1.3.3 Objetivos específicos

- Establecer las variaciones morfológicas y sedimentológicas evolutivas del frente del delta del río Paraná en los últimos 80 años.
- Definir los ambientes geomorfológicos del frente del delta del río Paraná en tres sectores particulares, las unidades geomorfológicas y las geoformas asociadas.
- Caracterizar textural y composicionalmente los sedimentos que integran las geoformas, tanto en superficie como en el registro sedimentario mediante testigos de sedimento.
- Relacionar la caracterización sedimentológica de los depósitos con las distintas unidades geomorfológicas y geoformas.
- Proponer una serie de asociaciones de facies para el delta de cabecera de estuario del río Paraná.
- Contribuir al conocimiento de la composición petrográfica en relación con las diversas áreas de aporte de los sedimentos del frente del delta del Paraná.



REFERENCIAS

- Red de drenaje
- Canales de marea
- Batimetría (m)
- Delta del río Paraná
- Paisaje antrópico
- Canalizaciones

1:100.000

Sistema de proyección:

UTM Zone 21 - WGS 84 - Pseudo Mercator

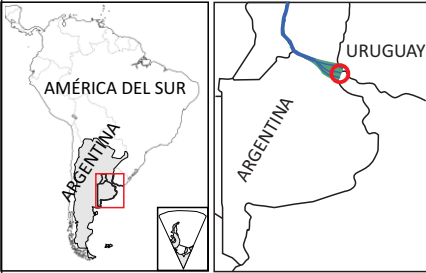
Base topográfica:

Google Earth Pro - Satellite

Batimetría: SHN

Software: Qgis 3.4

Autor del mapa: Magdalena Gallo



Mapa 1.1: Mapa geográfico del área de estudio: frente del delta del río Paraná.

## **CAPÍTULO 2: MATERIALES Y MÉTODOS**

### **2.1 RECOPIACION DE ANTECEDENTES**

La primera actividad realizada, previo a los relevamientos de campo, fue la recopilación de antecedentes bibliográficos, cartográficos, meteorológicos, batimétricos, geológicos, geomorfológicos, biológicos, datos históricos, etc. publicados o inéditos, generales o puntuales de la región del frente del delta del río Paraná. Se realizó también una búsqueda bibliográfica sobre los sistemas deltaicos, con énfasis en modelos geomorfológicos evolutivos y estudios de facies sedimentarias, particularmente de deltas que mostraran configuraciones comparables a las del delta estudiado.

### **2.2 TRABAJOS DE CAMPO**

Para el relevamiento de la zona de estudio y la toma de muestras se realizaron salidas de campo terrestres y embarcados. Se recorrieron canales, zonas de isla y barras de arena ("bancos") con especial énfasis en el muestreo de sectores del frente deltaico y la desembocadura de los cursos fluviales que fueron el foco de la presente tesis. En la medida de lo posible se visitó la zona en momentos de bajantes del río para facilitar el reconocimiento de barras de desembocadura que hoy funcionan como tales y no se encuentran estabilizadas por la vegetación.

Se realizaron relevamientos en la primera sección del delta del río Paraná recorriendo el canal San Antonio, el canal Vinculación y el río Luján, y sectores de islas y canales en dicha área. Se relevó también el sector central del frente deltaico incluyendo la isla de Zárate, la desembocadura del río Paraná de las Palmas y la zona de Bajos del Temor. Finalmente, se realizaron relevamientos y muestreos en el sector norte, en la desembocadura del río Paraná Miní, Islas Solís e islas y canales de dicha área.

En la primera sección del delta se aplicaron métodos geofísicos como una sísmica somera de reflexión y sondeos con Georadar en la costa de San Isidro a barras estabilizadas del delta en el barrio privado Santa Mónica.

### **2.2.1 Relevamiento y descripción de geoformas**

En las salidas de campo se realizó el reconocimiento y caracterización de los subambientes y relevamiento de geoformas, de la planicie deltaica inferior y del frente del delta del río Paraná.

### **2.2.2 Muestreos**

Se realizaron muestreos de sedimentos superficiales y testigos de sedimento los cuales fueron georeferenciados empleando 2 dispositivos: GPS de mano Garmin y Tablet Samsung aplicando el programa AlpineQuest (Fig. 2.1 B).

Los muestreos de sedimentos superficiales corresponden a las siguientes unidades geomórficas: fondo de canales distributarios, barras de boca de desembocadura, marismas, planicies de marea, bahías interdistributarias y canales de marea. Las muestras superficiales, fueron obtenidas con palas en zonas expuestas y en sectores de fondo de canales colectadas mediante draga tipo Snapper. La cantidad de muestra recolectada por subambiente fue de aproximadamente 500 gr y fueron almacenadas en bolsas plásticas tipo zipper.

Otro muestreo consistió en la extracción de testigos de sedimentos de distintos subambientes correspondientes al frente del delta del Paraná para establecer la estratigrafía reciente relacionada al avance del frente. Para ello se empleó el análisis realizado sobre las fotografías aéreas e imágenes satelitales con el objetivo de elegir puntos de muestreo con una perspectiva geomorfológica en función de aquellos sitios que reflejan cambios significativos, como barras estabilizadas, barras de desembocadura, planicies de mareas y bahías interdistributarias. Se tomaron 12 testigos los cuales fueron extraídos en tubos de PVC de 2,5 pulgadas y 200 cm de largo, hincados a golpe de maza y extraídos con maniobras de tracción. Se midió el excedente exterior del tubo y la profundidad interior del sedimento (espacio vacío sin muestra) para el cálculo de compactación. La recuperación de sedimento fue de entre un 25% al 65%, obteniendo testigos de entre 28 y 131 cm (Fig. 2.1 A, C, D, E, F).





Figura 2.1: Trabajos de campo. A: Hincado de tubo PVC en barra vegetada. B: Medición de coordenadas y excedente exterior y profundidad interior del sedimento C: Maniobras de tracción para extracción de testigo. D, E: Hincado de tubo PVC en planicie de marea. F: Extracción testigo en ambiente subacuático.

### 2.2.3 Métodos geofísicos

Se realizaron sondeos de georadar en la costa de San Isidro y barras estabilizadas de la primera sección del frente del delta, barrio cerrado Santa Mónica con el fin de determinar la estratigrafía del subsuelo poco profundo. Los sondeos fueron realizados en distintos sentidos, transversal y longitudinal a la línea de costa. El equipo empleado fue Georadar GSSI (Geophysical Survey Systems Incorporated) (Nashua, New Hampshire, USA), modelo SIR 3000, con una frecuencia de antena de 400 MHz (Fig. 2.2 A, B). Los datos obtenidos fueron procesados con el programa GPRPy, con una velocidad de onda entre 0,05 y 0,12 m s<sup>-1</sup> con una migración del tipo f-k Slott (Fig. 2.2 C). Los resultados de estos estudios no fueron empleados en el análisis de los depósitos del frente del delta ya que son datos de sedimentos de relleno y no de procesos de sedimentación natural.

También se realizó una sísmica de reflexión somera con el objetivo de determinar la morfología de los canales en profundidad, sobre la primera sección del frente del delta, ingresando por el canal San Antonio y retornando por el arroyo que bordea la primera isla estabilizada. Se empleó un sistema de perfiles sísmicos marinos IKB-SEISTEC. El generador de perfiles consta de un catamarán de aproximadamente 2,5 m de largo que soporta una fuente de sonido electromecánica conocida como un Boomer y un receptor sísmico direccional de Line in Cone. Los resultados de esta expedición no fueron fructíferos debido a un apantallamiento acústico consecuencia de la gran cantidad de materia orgánica en descomposición y la consiguiente generación de gases, la señal del dispositivo se vio interrumpida, impidiendo registrar datos fehacientes que pudieran ser interpretados.

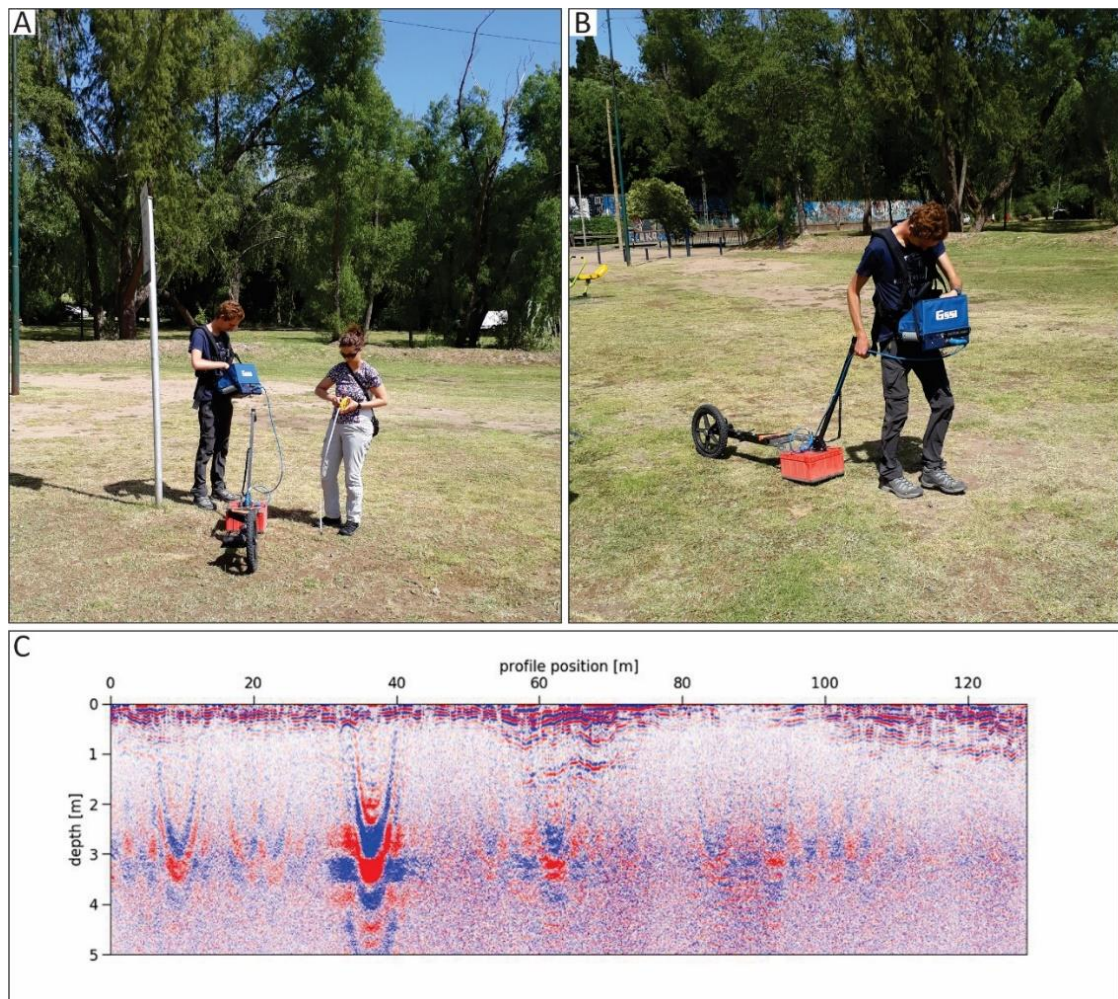


Figura 2.2: Prospección georadar correspondiente a la costa de San Isidro. A: Preparación del equipo de georadar y medición de distancia de sondeo. B: Sondeo GPR transversal a la línea de



costa. C: Perfil luego del tratamiento de datos en programa GPRPy (depth (m): profundidad del perfil en metros; profile position (m): largo del perfil en metros).

## **2.3 TAREAS DE LABORATORIO**

### **2.3.1 Sedimentología**

#### **2.3.1.1 Descripción de testigos de sedimento**

Las muestras superficiales y los testigos de sedimento fueron transportados al Laboratorio de Sedimentología del Departamento de Ciencias Geológicas-IGEB (UBA-CONICET), donde se guardaron en heladera a 4°C para su almacenamiento y preservación. En dicho laboratorio se procedió a la apertura de los testigos cortando el tubo de PVC con amoladora angular y dividiendo longitudinalmente en 2 mitades el contenido sedimentario con tanga de nylon, luego se llevó a cabo el registro fotográfico con escala métrica, la descripción sedimentológica y submuestreo de los testigos. Se preservó intacta una mitad de cada testigo para futuras consultas o análisis.

Para la descripción sedimentológica se emplearon técnicas estándar de Sedimentología (Boggs, 2009) junto con recomendaciones del Centro de Investigaciones Limnológicas (<http://lrc.geo.umn.edu/lacore/icd.html>), determinando tamaño de grano en lupa binocular cada 2 cm, propiedades plásticas del sedimento, estructuras sedimentarias, color empleando la tabla de Munsell Soil Color Charts, (2000), presencia de macro-restos orgánicos y valvas, rasgos de bioturbación. En base a estas observaciones se reconocieron unidades sedimentarias en las sucesiones de los testigos y se tomaron muestras de estas unidades para su caracterización granulométrica (Fig. 2.3 A, B, C).

#### **2.3.1.2 Pretratamiento de muestras**

Se separaron aproximadamente 30 gr de cada muestra, tanto superficiales como de testigos, las cuales fueron pre-tratadas por desagregación mecánica y química. Primeramente, para la eliminación de la materia orgánica, se utilizó peróxido de hidrógeno (H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>) al 30%. Se colocó cada muestra en un vaso de precipitados con una pequeña cantidad de agua destilada y de peróxido de hidrógeno y se mezcló el

sedimento. Este procedimiento genera una reacción exotérmica, por lo tanto, se trabajó siempre bajo campana y con elementos de protección personal. Debido a la gran cantidad de materia orgánica presente en las muestras, el procedimiento duró varios días y fue acelerado con la generación de calor con baño térmico a 60°C (Fig. 2.3 D). El procedimiento fue repetido entre 5 y 6 veces, para finalmente lavar las muestras con agua destilada.

Siguiendo el mismo procedimiento, algunas muestras fueron tratadas con ácido clorhídrico (HCL) al 10% para la eliminación de carbonatos. Luego las muestras fueron lavadas con agua destilada para eliminar restos de químicos, centrifugadas para preservar coloides y secadas en estufa a 40°C para luego ser enviadas para análisis granulométrico.

#### **2.3.1.3 Análisis granulométrico**

Los análisis granulométricos de las muestras superficiales y de las unidades sedimentarias de los testigos se realizaron mediante analizador de partículas láser en el Laboratorio de Sedimentología del INCITAP-CONICET (Santa Rosa, La Pampa) y en el CADIC-CONICET (Ushuaia, Tierra del Fuego), en ambos casos con equipo Malvern Mastersizer Hydro 2000, mediante servicios a terceros. Las muestras fueron enviadas en bolsas zipper o envases plásticos tubulares de 20 cm<sup>3</sup>. Los resultados enviados por los laboratorios fueron luego procesados estadísticamente según se detalla en otro apartado.

#### **2.3.1.4 Contenido de Carbono orgánico e inorgánico**

Para la determinación del contenido de Carbono orgánico total y Carbono inorgánico total se realizó el submuestreo de los testigos de forma equidistante cada 2 cm. Estos parámetros se determinaron mediante la técnica de pérdida por ignición (LOI) a 550°C y 950°C respectivamente. Los resultados se expresan como porcentajes de pérdida de peso del sedimento relacionado con el peso seco de las muestras antes de la combustión, siguiendo el protocolo de Heiri *et al.* (2001). Se procedió de la siguiente manera: se pesaron los crisoles limpios y secos a estufa a 100°C, se tomó una muestra de entre 2 y 3 gr en cada crisol y se registró el peso. Se llevó a la estufa a 60°C

hasta alcanzar peso constante. Luego se llevó a mufla a 550°C por 6 horas, se registró el peso y por último nuevamente a mufla a 950°C por 6 horas y se registró el peso.

Estos indicadores también fueron medidos en las muestras superficiales.

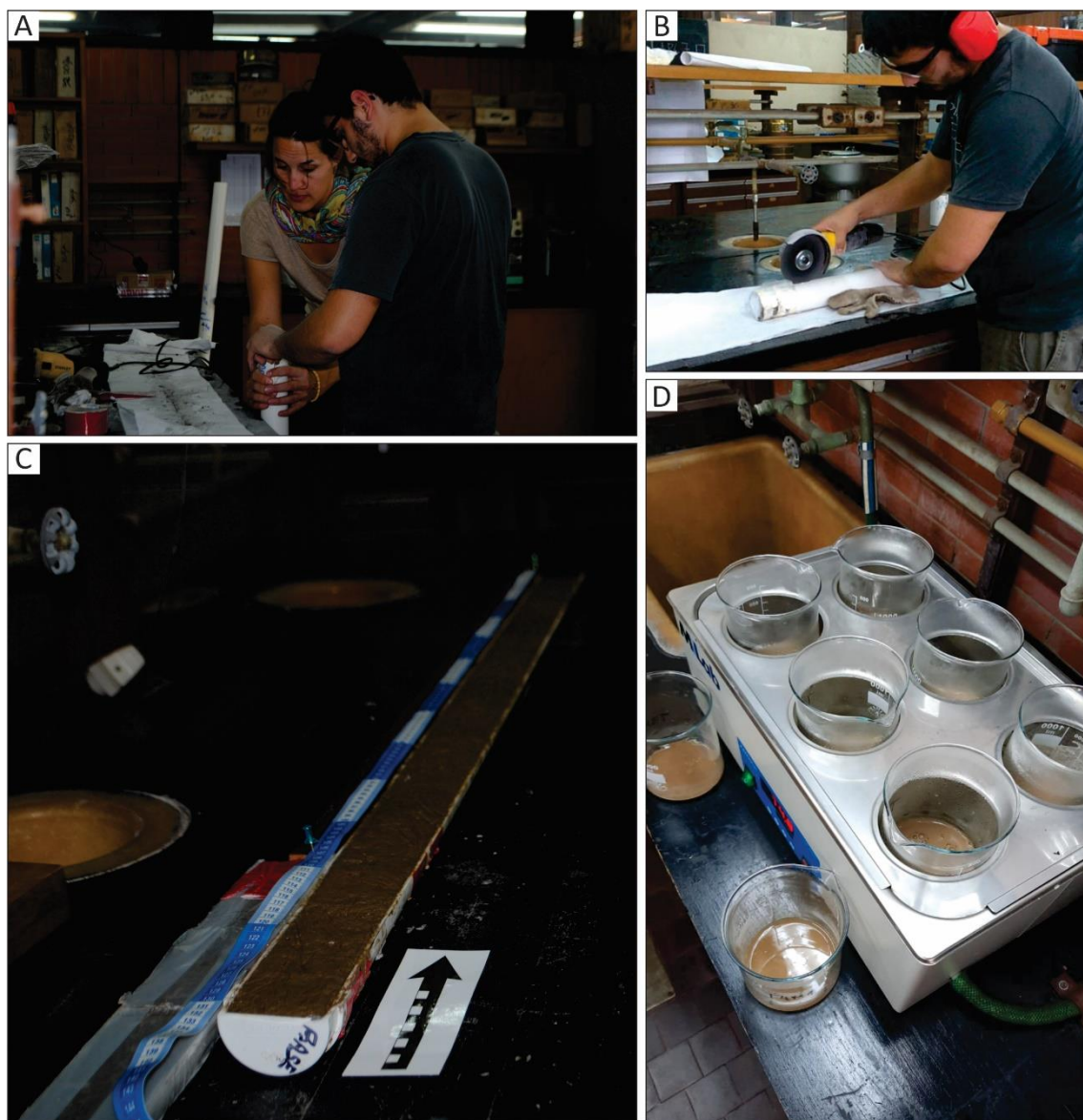


Figura 2.3: Tareas de laboratorio. A: Preparación de testigos para su apertura. B: Apertura de testigos con amoladora angular. C: Mitad de testigo para descripción sedimentológica y muestreo. D: Pretratamiento de muestras con peróxido en baño térmico.

#### 2.3.1.5 Montaje petrográfico

La composición mineralógica de los sedimentos se determinó mediante el estudio de secciones delgadas de grano suelto de las fracciones mayores, arena fina y muy fina ( $> 63 \mu\text{m}$ ). Para obtener estas secciones se procedió al tamizado en seco de

las muestras utilizando Ro-Tap por un tiempo de 15 minutos. Idealmente, el material utilizado para los cortes es el retenido entre los tamices de 1 y 2 phi (arena media). Sin embargo, en vista de la dominancia de sedimentos limosos con cantidades variables de arena no fue posible en todos los casos obtener cantidad suficiente de sedimentos en dicho rango por lo cual se utilizaron también muestras con texturas de arena fina y/o muy fina, retenidas por el tamiz de 4 phi. Las secciones fueron montadas en resina epoxy transparente para luego realizar el corte delgado, procedimientos llevados a cabo mediante servicios a terceros en el Taller de Cortes del Departamento de Ciencias Geológicas, UBA.

#### **2.3.1.6 Difracción de rayos X**

La composición mineralógica de las fracciones menores a 2  $\mu\text{m}$  (arcillas) se analizó mediante la técnica de difracción de rayos X. Las muestras fueron preparadas en el Laboratorio de Sedimentología de la UBA. Para cada muestra de sedimento se prepararon 4 submuestras: 3 submuestras orientadas, una natural (N) secada al aire, una sometida a vapores de etilenglicol (EG) y otra calcinada a 450° y la cuarta sub muestra corresponde a roca total pulverizada en mortero. Las muestras correspondientes a la campaña del año 2017 fueron analizadas por convenios de cooperación en el instituto INTEMIN-SEGEMAR en el difractómetro Philips X'pert, empleando radiación Cu, longitud de onda: 1,5406, tensión 40 kV, corriente 40 mA y la medición se realizó por pasos: tamaño del paso: 0,03° 2Theta, cada 2 segundos (Fig. 2.4 A, B, C, D). Las muestras correspondientes a la campaña del año 2018 fueron analizadas por convenios de cooperación en el instituto CETMIC-UNLP en el difractómetro Bruker D8 Advance A25 con diseño DAVINCI con un controlador PW 3710, empleando radiación Cu-K, filtro de Ni, tensión 50 kV, corriente 80 mA. El barrido fue realizado entre 3° y 70° con paso de 0,5 segundos paso-1.

#### **2.3.2 Magnetismo ambiental**

##### **2.3.2.1 Susceptibilidad magnética másica**

La susceptibilidad magnética másica (SM) se midió con un sensor de laboratorio Bartington MS2B en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Departamento de Ciencias

Geológicas-IGEBA, UBA-CONICET. Se tomaron muestras de los testigos en recipientes cilíndricos plásticos de aproximadamente 1 cm<sup>3</sup>, de forma equidistante cada 2 cm, se dejaron secar al aire y se pesaron. Una vez secas, las muestras fueron trituradas en mortero. Se registró el peso de cada muestra. Las mediciones se realizaron en unidades SI (Standard International) y baja frecuencia LF - rango 1.0 (460 Hz). Los resultados son expresados en m<sup>3</sup> gr-1.

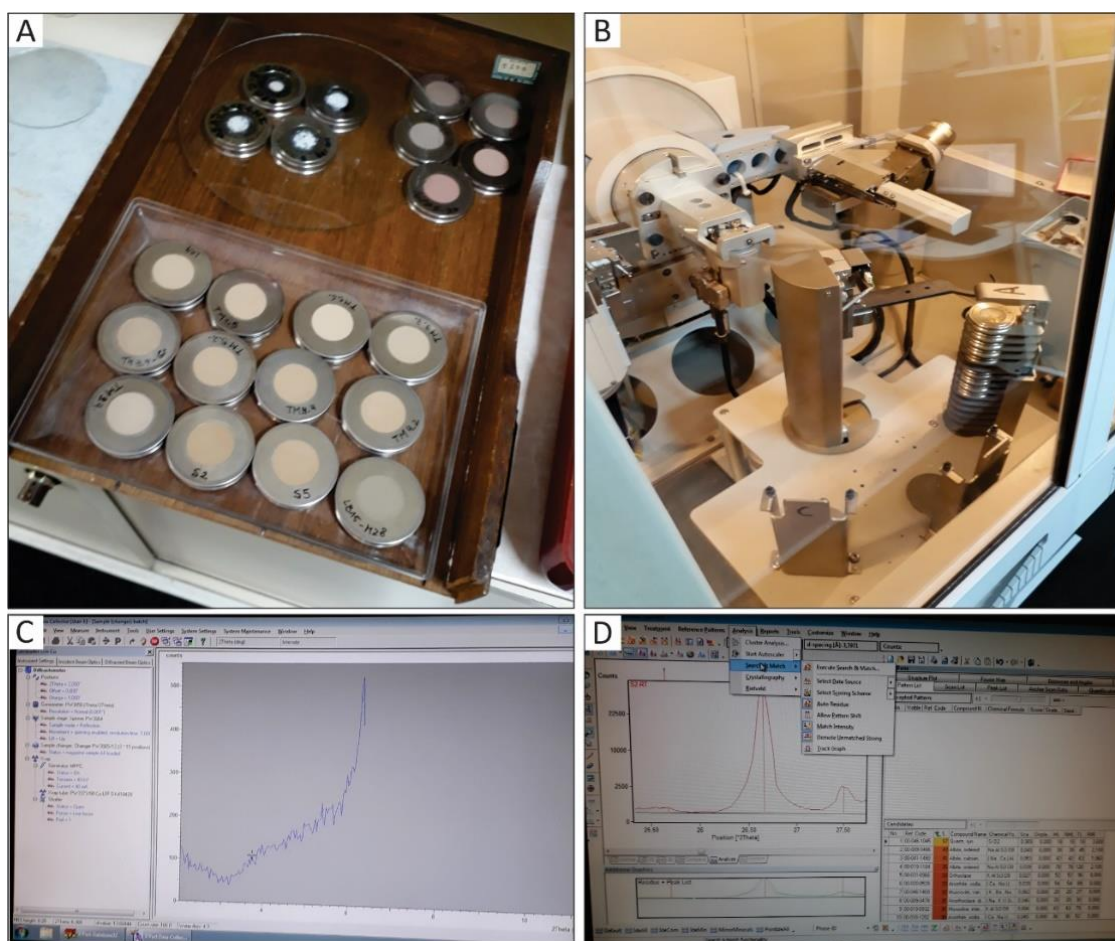


Figura 2.4: Método de difracción por rayos X (DRX). A: Preparación de muestras de polvo para roca total. B: Proceso de medición de muestras en equipo Phillips X'pert. C: Curva reflejada durante el proceso de medición D: Procesamiento de datos en programa X'Pert-HighScore Plus.

## 2.4 TAREAS DE GABINETE

### 2.4.1 Actualización bibliográfica y recopilación de materiales

Se continuo con la búsqueda y actualización de bibliografía temática y del área de estudio.

Para el análisis de la geomorfología evolutiva se utilizaron fotografías aéreas y fotomosaicos del frente deltaico del río Paraná, correspondientes a los años: 1936, 1956, 1964, 1991, en escalas 1:50.000, 1:35.000 y 1:20.000. Estos materiales fueron gentilmente proporcionados por el Servicio de Hidrografía Naval, por la Armada Argentina (Departamento de Fotografía Aérea) y por el Instituto Geográfico Nacional (IGN).

Se emplearon en este estudio diversas imágenes satelitales de la zona comprendida entre el río Luján y el río Paraná Miní y la desembocadura del río Uruguay. Las imágenes fueron adquiridas de los sitios <http://glcfapp.glc.f.umd.edu> de la Universidad de Maryland y <https://earthexplorer.usgs.gov/> del Servicio Geológico de Estados Unidos para los tipos Landsat 5, Landsat 7, Landsat 8 y sensores TM, ETM+ y OLI respectivamente. La ubicación de estos datos corresponde al Path 225 y Row 084 de las órbitas satelitales. Además, se emplearon actualizaciones de Google Earth Pro entre los años 1984 y 2022 y modelos de elevación digital de sitios online del Instituto Geográfico Nacional (IGN) <http://www.ign.gob.ar/NuestrasActividades/Geodesia/ModeloDigitalElevaciones/Mapa>. y MERIT DEM que se desarrolló procesando datos de referencia como: NASA SRTM3 DEM v2.1, JAXA AW3D-30m DEM v1, Enlace DEM de Panoramas del visor a la página web de ViewfinderPanoramas y datos complementarios del sitio [http://hydro.iis.u-tokyo.ac.jp/~yamada/MERIT\\_DEM/](http://hydro.iis.u-tokyo.ac.jp/~yamada/MERIT_DEM/).

Se procesaron y analizaron distintas combinaciones de bandas de las imágenes satelitales mediante el software ENVI Classic 5.3. para obtener una imagen final que permitió una mejor análisis y realización del mapa geomorfológico. Las fotografías aéreas históricas fueron digitalizadas mediante scanner DPI y edición en computadora. Luego este material fue referenciado utilizando información satelital y empleando el programa Global Mapper v18.

Para la batimetría del estuario Río de la Plata se utilizaron cartas náuticas ráster del Servicio de Hidrografía Naval (SHN), denominadas: Río de la Plata medio y superior, escala: 1:250.000 (34° 42,5'S), Río de la Plata superior, escala 1:100.000 (34° 42,5'S), Delta del Paraná, escala 1:150.000 (34° 05,6'S), correspondientes a los años 1994, 2012 y 2014 respectivamente.

### 2.4.2 Análisis geomorfológicos

El estudio geomorfológico se desarrolló mediante el reconocimiento de unidades geomorfológicas en el terreno y el análisis de la evolución de geoformas en series temporales de fotografías aéreas e imágenes satelitales.

En un sistema de información geográfica GIS, en este caso se emplearon softwares como QGIS 3.4.2 y SAGA GIS 2.3.2, con un análisis multicapa, se mapearon unidades geomorfológicas y geoformas asociadas a escala 1:100.000 (34°27′-34°12′S y 58°33′-58°12′O) (Mapa 6.1) de toda el área en estudio y se confeccionaron tres mapas de detalle a escala 1:25.000 (Mapas 6.2; 6.3, 6.4) de tres sectores del frente de progradación deltaica del río Paraná (Fig. 1.1 F). El sector sur ubicado (34°27′-34°24′S y 58°33′-58°27′O) en la desembocadura del río San Antonio y el río Luján, el sector centro (34°21′S y 58°27′O) en la desembocadura del río Paraná de las Palmas y el canal Emilio Mitre y el sector norte (34°15′S y 58°24′-58°21′O) en la desembocadura del río Paraná Miní y el río Uruguay.

Para estos tres sectores de detalle, se realizó un análisis multitemporal utilizando fotografías aéreas de los años 1935, 1964, 1956 y 1991, imágenes satelitales Landsat de los años 1987, 2000 y 2017 y actualizaciones del satélite Google Pro desde el año 1984 a 2022. Estas fotos e imágenes satelitales también fueron utilizadas para el mapeo de unidades geomorfológicas y geoformas características. Este tipo de análisis permite la comparación temporal y determinación de rangos de movilidad de la línea de costa.

Con el material cartográfico digitalizado se realizaron superposiciones y comparaciones de las líneas de costa para los distintos años y se calcularon incrementos areales y crecimiento lineal promedio para los tres sectores en estudio.

### 2.4.3 Análisis estadísticos de datos texturales

Los resultados granulométricos fueron procesados y evaluados de manera estadística utilizando los programas OriginPro 9.0 y Gradistat 4.0 – Excel (Blott, 2000) siguiendo los criterios de Folk y Ward (1957). Se calcularon parámetros estadísticos de tendencia central o promedio como media, mediana, moda y selección, asimetría y agudeza; y se realizaron gráficos como histogramas, curvas de frecuencia acumulada

aritmética y logarítmica. Los parámetros texturales de los sedimentos como selección, asimetría y agudeza se evaluaron según la clasificación propuesta por McManus (1988).

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*), según la propuesta de Paterson y Heslop (2015) aplicando la distribución de Weibull mediante el cual un conjunto de datos puede mezclarse en miembros extremos paramétricos unimodales. Para el procesamiento de datos se empleó el programa AnalySize 1.0.2. bajo MatLab, de un total de 92 muestras, colectadas en distintos sectores del frente deltaico, tanto muestras de sedimentos superficiales como aquellas de los testigos de sedimento. El procesamiento de los datos se llevó a cabo en base a distribuciones paramétricas que involucró varias corridas de descomposición, utilizando distintos tipos de distribuciones: Log-normal, Weibull, Gen. Weibull y SGG. Esta rutina utiliza un algoritmo de búsqueda para encontrar los mejores parámetros de distribución para cada conjunto de datos probado. Este análisis facilita la identificación de subpoblaciones en conjuntos de datos mixtos y permite obtener una serie de miembros extremos (ME), donde cada miembro 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). Los resultados se representan mediante curvas de frecuencia de cada fracción en porcentaje (%).

#### **2.4.4 Análisis composicionales**

El estudio de las secciones delgadas de muestras inconsolidadas se realizó utilizando un microscopio petrográfico Olympus BX41 del Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires. El análisis petrográfico de las arenas finas y muy finas se realizó mediante conteo de individuos, aproximadamente 300 por muestra, para lograr buena representatividad de valores estadísticamente confiables para todos los parámetros. Se identificaron componentes mayoritarios y minoritarios.



Los resultados fueron graficados en esquemas triangulares siguiendo la clasificación de Folk *et al.* (1970).

Para caracterizar y semicuantificar las especies de minerales de arcillas se utilizó el programa X'Pert-HighScore Plus. Las muestras de roca total fueron analizadas cualitativamente de acuerdo con la base de datos del programa. Se identificó la posición, el espaciamiento y la intensidad de los picos correspondientes a cada mineral. Las muestras orientadas fueron clasificadas en un diagrama triangular (Folk *et al.*, 1970) según el contenido relativo de minerales de arcillas determinado mediante proporciones de áreas de los picos basales suponiendo que la montmorillonita, illita, caolinita y clorita comprenden el 100 por ciento de la fracción arcillosa (Biscaye, 1965).

## **2.5 TÉCNICAS COMPLEMENTARIAS**

### **2.5.1 Tomografías de testigos de sedimento**

Se realizaron tomografías computadas de los testigos de sedimentos en el Hospital Italiano de Buenos Aires, bajo el "Convenio específico de cooperación entre el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y el Instituto Universitario Hospital Italiano (Res. D. Nº4198, CONICET)". Se utilizó un tomógrafo computado Aquilion One Toshiba. Las especificaciones de medición fueron: KV 120, mA 200, T. de Rot. 0,75 seg, pistas 64, size S, Pitch 0,641 (PF). Los datos de reconstrucción son: espesor de corte 0,5 mm, intervalo 0,25 mm, algoritmo soft tissue std y bone std original. Las imágenes obtenidas fueron procesadas en el programa Weasis v2.5.2 (Fig. 2.5).

Las tomografías se realizaron con el fin de visualizar con mayor detalle las estructuras sedimentarias de los testigos.



Figura 2.5: Imágenes ilustrativas de la preparación de los testigos para la tomografía computada.

## ***CAPÍTULO 3: MARCO TEÓRICO DE SISTEMAS DELTAICOS***

### **3.1 MODELOS CONCEPTUALES**

Los deltas se encuentran entre los sistemas sedimentarios de mayor envergadura de los ambientes transicionales continentales-marinos. Se definen como acumulaciones costeras de sedimentos que se construyen tanto por sedimentación subaérea como subácea, bajo diversos contextos geomorfológicos-estructurales, en la desembocadura de grandes ríos en cuerpos de agua como bahías, estuarios, fiordos, lagos, mar abierto, entre otros. Son múltiples los factores de control que determinan el desarrollo, la morfología, la evolución y las sucesiones estratigráficas de los depósitos de los sistemas deltaicos: la configuración tectónica, el clima, la morfología y relieve de la cuenca de drenaje, el régimen de descarga fluvial, el volumen y tamaño de grano de la carga sedimentaria, la naturaleza e intensidad de los procesos litorales que actúan para depositar, reelaborar y/o dispersar el sedimento una vez que llega a la costa, como mareas, olas y corrientes litorales (Coleman y Wright, 1975; Stanley y Warne, 1994; Slatt, 2013). A continuación, se realiza una breve descripción de los trabajos que analizan los procesos de las fases constructivas y destructivas en la formación de estos ambientes, desde los inicios en los años 1950 hasta la actualidad haciendo énfasis en los deltas de cabecera.

Existen varias propuestas de clasificación y subdivisión de los deltas en subambientes depositacionales, desde diversos puntos de vista sedimentológico, geomorfológico, oceanográfico, etc. Los trabajos pioneros de Gilbert (1885), Bates (1953), Fisk (1961), Frazier (1967), Wright y Coleman (1973), Galloway (1975), Coleman y Wright (1975), Wright (1977, 1985) sentaron las bases de las primeras clasificaciones.

Las investigaciones sobre las clasificaciones partieron de estudios de deltas antiguos para encontrar una explicación hidrodinámica para la formación de un delta (Gilbert, 1885; Barrell, 1912). 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 en las desembocaduras de los ríos, según el contraste de densidad entre las corrientes fluviales y la cuenca receptora. De este modo, pueden

ocurrir flujos hipo-, homo-, e hiperpícnicos que determinan distintos procesos de transporte y depositación en la desembocadura de los sistemas distributarios (Bates, 1953).

Tomando como punto de partida los tipos de flujo descritos por Bates (1953), y sumando otros factores condicionantes como la tasa de descarga y velocidad de las corrientes fluviales, la profundidad de agua en la desembocadura y aguas afuera del delta, el volumen y tamaño de grano de la carga sedimentaria y el contraste de densidad entre el río y la cuenca receptora, Wright (1977) definió tres tipos principales de desembocaduras, dominadas por flujos inerciales, flujos friccionales y flujos de flotación, que determinan distintas configuraciones deltaicas (Fig. 3.1). Los flujos inerciales o turbulentos se caracterizan por el ingreso de un pulso homopícnico que presenta escasa interacción con el fondo. Los flujos friccionales se producen cuando el sistema fluvial ingresa al cuerpo de agua y se genera un aumento en la desaceleración inducida por la fricción de fondo y la dispersión del flujo, aumentando la velocidad de descarga. Y, por último, los flujos por flotabilidad se desarrollan en cuerpos de agua donde la diferencia de densidad es marcada, ríos de agua dulce que desembocan en agua salada. Esto permite que se desarrollen fuertes gradientes verticales donde el flujo de salida se extiende como una pluma flotante sobre el agua salada subyacente.

Las formulaciones de Bates (1953) y Wright (1977) constituyen la base conceptual que permitieron el desarrollo del conocimiento sobre los sistemas deltaicos (véase revisión en Steel y Milliken, 2013).

Fisk (1961) proporcionó un modelo de cómo la geometría de los cuerpos de arena alargados y las facies arenosas sobre el frente del delta tipifican los deltas dominados por ríos. Galloway (1975) propuso pensar a los deltas como productos de la interacción de diversos elementos como el suministro de sedimentos por canales fluviales distributarios y las diversas energías de la cuenca receptora como oleaje, mareas y flujos de corrientes oceánicas, formulando la clásica clasificación tripartita que constituye el marco de referencia para analizar los sistemas deltaicos (Fig. 3.2).

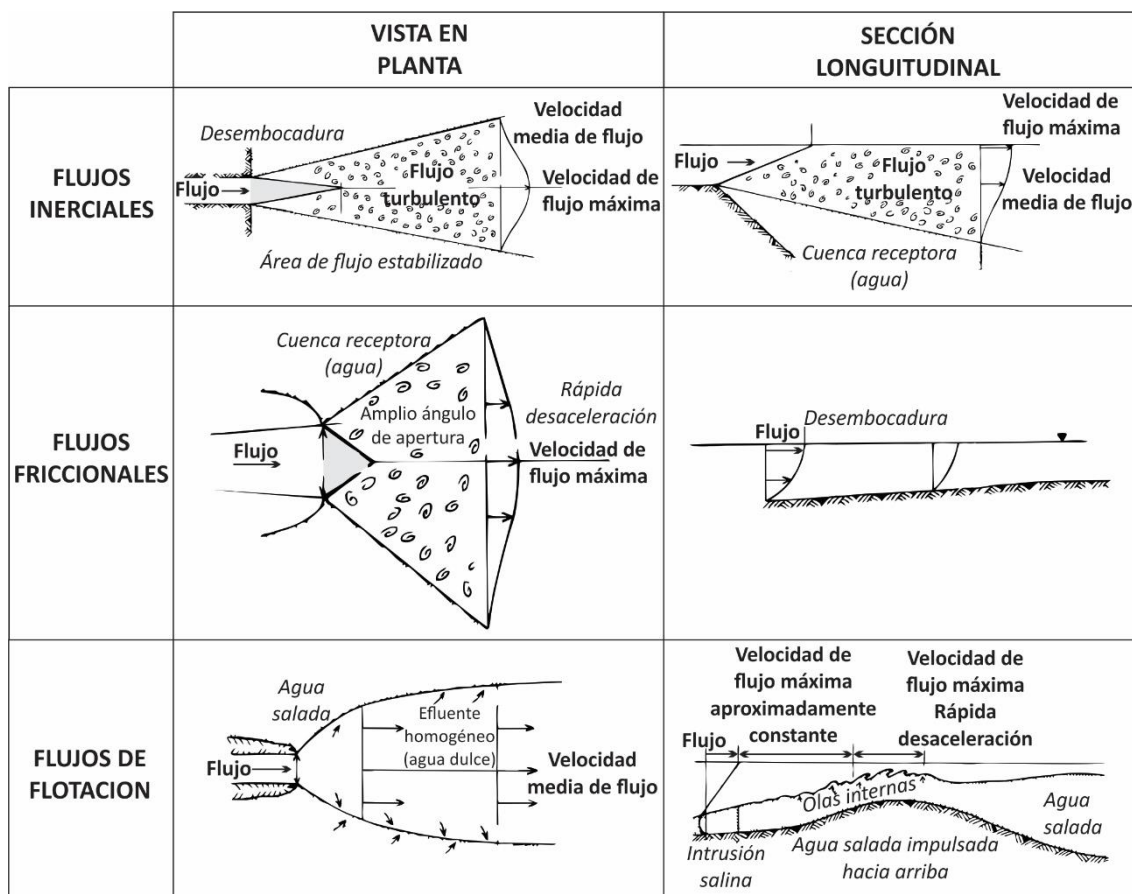


Figura 3.1: Patrones de propagación, distribución, mezcla y desaceleración para tres tipos de flujos en desembocadura: patrón de flujo inercial turbulento, patrón de flujo turbulento con fricción de fondo y patrón de flujo de flotación (modificado de Wright, 1977).

En relación con el análisis de facies, secuencias estratigráficas y estratigrafía secuencial, se destaca la propuesta de Orton y Reading (1993), que destacaron la importancia de las características granulométricas del aporte sedimentario de la cuenca fluvial, en la variabilidad de los procesos deltaicos y las morfologías resultantes. Según Coleman y Wright (1975) las facies deltaicas resultan del retrabajo de los sedimentos aportados por los ríos debido a la interacción de diversos procesos dinámicos, como clima, características hidrológicas, energía del oleaje y acción de mareas. Estos autores, destacan que no es posible pensar en un único modelo de facies que permita predecir el arreglo vertical de las sucesiones sedimentarias deltaicas debido a los diversos escenarios ambientales. La gran cantidad de variables que gobiernan los procesos depositacionales deltaicos, por la interacción de procesos de impronta continental con aquellos del dominio marino, sumado a la influencia climática, biótica y geomorfológico-

estructural de las cuencas (de drenaje y receptora), determinan una gran diversidad de configuraciones de facies. En este mismo sentido, se ha señalado que no hay un único arreglo de facies que resulte diagnóstico para cada tipo de delta, debido a la gran variabilidad facial que presentan estos sistemas (Reading y Collinson, 1996).

Dentro del análisis geomorfológico y sedimentológico evolutivos de los deltas podemos mencionar los trabajos de Coleman y Gagliano (1964), Coleman y Prior (1980), Coleman (1988), Boyd *et al.* (1989), Postman (1990), Suter (1994), Olariu y Bhattacharya (2006), entre otros.

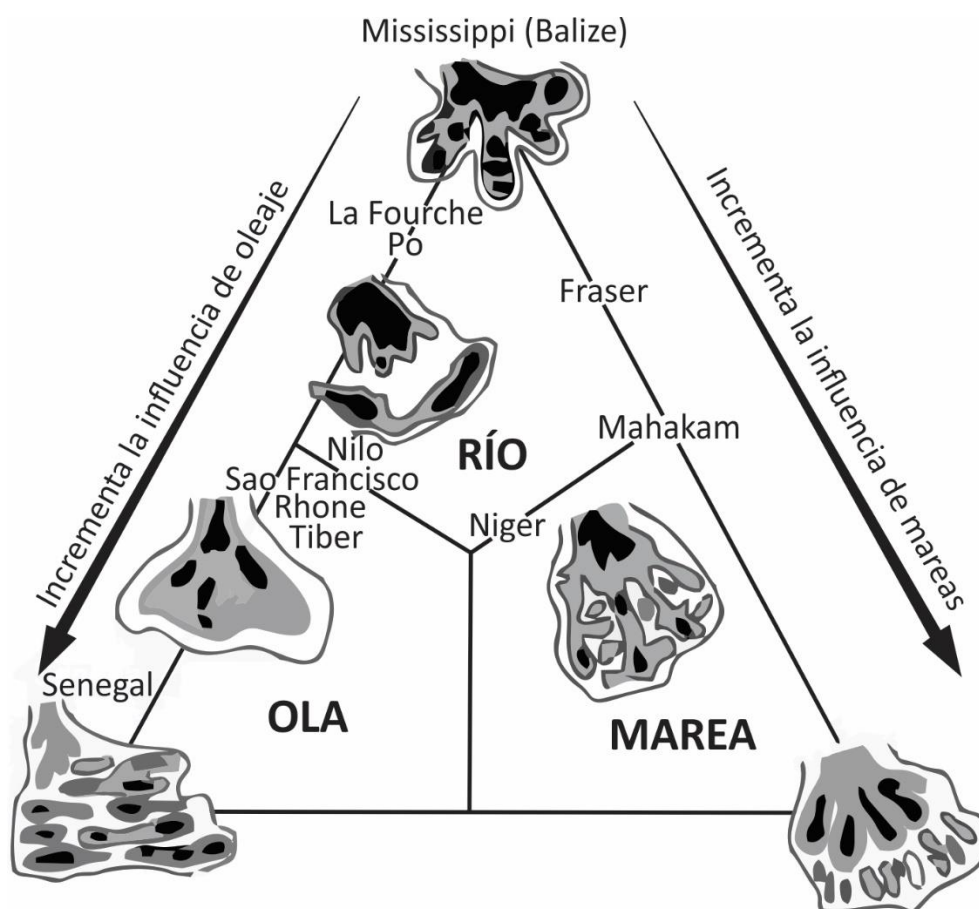


Figura 3.2: Clasificación tripartita de deltas (Galloway, 1975) en función de las influencias de las olas, las mareas y los ríos, se reconocen seis tipos básicos de deltas (según Coleman y Wright, 1975) (modificado de Bhattacharya y Giosan, 2003).

En los sistemas deltaicos se reconocen tres grandes sectores fisiográficos: la planicie deltaica superior que se encuentra por encima del nivel de alta marea y dominada por procesos fluviales, la planicie deltaica inferior donde interactúan procesos

fluviales con los de la cuenca receptora como olas, mareas, corrientes litorales, entre otros, estos dos sectores corresponden al delta subaéreo. Por último, la planicie deltaica subáerea que se encuentra influida por los forzantes de la cuenca receptora y el prodelta (Coleman y Wright, 1975; Coleman y Prior, 1980; Suter, 1994). La expresión de estos ambientes es el resultado de la interacción de diferentes factores tanto de la naturaleza del sistema fluvial (cuenca de drenaje, clima, descarga, tamaño y carga de sedimentos), los procesos en la desembocadura del río, la morfología y la tectónica de la cuenca, como así también, el retrabajo por procesos marinos y factores evolutivos como cambios autocíclicos del delta o fluctuaciones del nivel del mar (Suter, 1994).

Otra clasificación de deltas fue propuesta por Isla (2000) en función de la evolución de los lóbulos deltaicos transgresivos y regresivos correspondiendo el delta del río Paraná a un sistema progradante en función de la extensa planicie de crestas de playa.

Más específicamente sobre deltas de cabecera (*bayhead delta*) se destacan los trabajos de van Heerden y Roberts (1988), Simms *et al.* (2018), Aschoff *et al.* (2018) entre otros. El crecimiento del delta de Atchafalaya con desembocadura en el golfo de México, hasta 1982 ha servido como un ejemplo sedimentario bien documentado para comprender los deltas de cabeza de bahía, que comúnmente se forman en ambientes protegidos (van Heerden y Roberts, 1988). Los deltas de bahía, entre los que se encuentran los desarrollados en la cabecera de estuario, son casos particulares de sistemas deltaicos en tanto el cuerpo sedimentario se desarrolla en un ambiente parcialmente confinado como lagunas costeras, estuarios o fiordos. Estos deltas representan el área de conexión entre el ambiente fluvial y el estuarino, siendo la fuente dominante de sedimentos y agua dulce para las partes superiores de la cuenca receptora (Smith *et al.*, 2013).

La formación de este tipo de deltas está caracterizada por el gran aporte de sedimentos por corrientes fluviales a una cuenca relativamente somera donde la tasa de entrada de sedimentos supera la tasa de aumento del nivel del mar (Aschoff *et al.*, 2018). Los sedimentos se encuentran en reelaboración sistemática por mareas de baja amplitud y retrabajo por olas y corrientes (Rodríguez *et al.*, 2005; Simms *et al.*, 2008) y se encuentran comúnmente protegidos de las condiciones de mar abierto (van Heerden y Roberts, 1988). Este escenario imprime características particulares a la dinámica del

delta de cabecera de estuario, lo cual es presumible que quede reflejado luego en los depósitos resultantes con estructuras particulares. Por ejemplo, Simms *et al.* (2018) señalan la presencia de laminaciones heterolíticas del tipo *flaser* con capas delgadas de arcilla y evidencias de influencia tanto mareal como de oleaje. Estos depósitos suelen presentar elevados contenidos de materia orgánica (Barbosa y Suguio, 1999; Anthony *et al.*, 2002; Mack *et al.*, 2003) y a menudo contienen fauna adaptada a ambientes salobres (Simms *et al.*, 2008).

Los deltas de cabecera contienen los mismos subambientes que otros deltas, entre los que se pueden nombrar el prodelta, el frente deltaico y la planicie deltaica con morfologías características como barras de desembocadura, bahías interdistributarias, marismas, canales y albardones. La distribución y abundancia de estos subambientes varía de un sistema a otro, por ejemplo, en el delta del río Atchafalaya, los albardones representan el 40% de los depósitos (Van Heerden y Roberts, 1988), mientras que las barras de desembocadura de composición arenosa del frente deltaico son el componente más característico del delta Trinity (McEwen, 1969).

La revisión realizada, permite apreciar que son escasos aún los estudios de facies de deltas de bahía en ambientes actuales, y aquellos más detallados corresponden a sistemas desarrollados en lagunas costeras de la región litoral norte del golfo de México (véase, por ejemplo, McEwen, 1969; Donaldson *et al.*, 1970).

En los sistemas deltaicos actualmente activos, que presentan una evolución durante los últimos siglos, a los forzantes naturales se les debe sumar el factor antrópico, que ha generado significativas modificaciones de los paisajes naturales, particularmente en áreas densamente pobladas (Steffen *et al.*, 2011; Nicholls *et al.*, 2020). El Antropoceno representa un período de tiempo en el que los humanos somos una de las influencias dominantes de los cambios en el clima y el ambiente junto con los procesos naturales (Steffen *et al.*, 2011; Ribot, 2014; Goudie y Viles, 2016; Donges *et al.*, 2017).

A diferentes escalas, son variados los procesos inducidos por el hombre, que pueden afectar a los deltas (Nicholls *et al.*, 2020). A nivel global, el cambio climático y el aumento del nivel del mar resultan los forzantes de primer orden. Por otro lado, variables sociales y económicas, pueden impulsar cambios a escalas más pequeñas. A



escala regional, de cuenca de drenaje, los cambios en el uso del suelo como la agricultura y ganadería intensiva, y la construcción de represas puede provocar cambios en el suministro de agua y aumento o reducción de la producción de sedimentos. A nivel local, propiamente en el delta, Nicholls *et al.* (2020) destacan el papel de la urbanización y mega emprendimientos inmobiliarios y su infraestructura asociada, acciones asociadas a la gestión, protección y mejora contra posibles inundaciones, así como la agricultura y acuicultura intensificada. Deltas de diversas regiones del mundo han experimentado también aumentos considerables de la población durante las últimas décadas, por una importante migración rural a áreas urbanas, así como producto del crecimiento de centros urbanos, dentro o adyacentes al delta (Szabo *et al.*, 2016b).

Los cambios en las cuencas, las intervenciones de ingeniería a gran escala en ríos y costas, la dinámica demográfica y las interacciones socioecológicas dominan prácticamente todos los cambios observados en los principales deltas del mundo hasta la fecha (Brown *et al.*, 2018; Nicholls *et al.*, 2018a).

## CAPÍTULO 4: CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL ÁREA

### 4.1. CLIMA

El delta del río Paraná y el estuario Río de la Plata presenta un clima subhúmedo, mesotermal con temperaturas medias anuales de 17,6° y valores medios máximos de 22,4°C y medios mínimos de 12,9°C (Servicio Meteorológico Nacional, 2022). Se caracteriza por inviernos fríos con temperatura mínima media de 10°C y temperatura extrema de -5,4°C y veranos cálidos con temperatura media de 25,3°C y temperatura extrema de 39,6°C (Fig. 4.1), (Estadísticas del Servicio Meteorológico Nacional, 1992, 2003).

Las precipitaciones medias anuales se encuentran alrededor de 1.144 mm, con un máximo de 127 mm entre febrero y marzo y un mínimo de 52,5 mm en julio correspondiente a la estación seca (período 1996-2020, Estadísticas del Servicio Meteorológico Nacional, 2022).

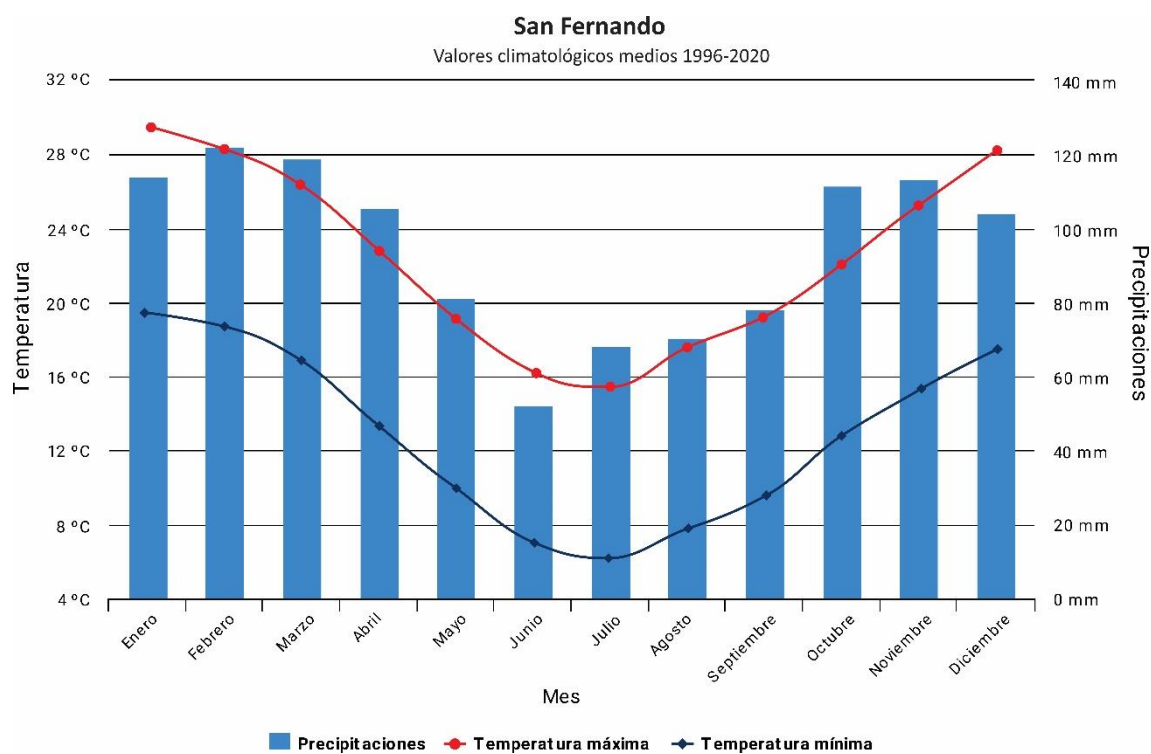


Figura 4.1: Valores de temperatura mínima media (línea azul) y máxima media (línea roja) y precipitaciones medias mensuales (barra celeste) para el período 1996-2020. Datos de la

estación meteorológica de San Fernando, provincia de Buenos Aires, Servicio Meteorológico Nacional.

Las características climáticas del delta del Paraná determinan el desarrollo de extensos humedales, los cuales tienen un rol clave en la regulación hidrológica (retención y almacenamiento de agua a corto y largo plazo, regulando la evapotranspiración y con ello la temperatura local (Quintana y Bó, 2013). La zona presenta altas tasas de evapotranspiración, por ejemplo, para el período entre 1963 y 1967 fueron calculados unos 1.181 mm por año de evapotranspiración potencial (Urien, 1972).

La circulación general atmosférica en la región está influenciada por el Sistema Monzónico Sudamericano y la celda semipermanente de alta presión del Atlántico Sur, ambas responsables del transporte de humedad sobre la cuenca del Plata oriental y, por lo tanto, del incremento en las precipitaciones estacionales en el verano austral, cuando la Zona de Convergencia Intertropical migra hacia el sur (Vera *et al.*, 2006; Garreaud *et al.*, 2009; Razik *et al.*, 2013).

Las variabilidades interanuales más importantes están asociadas principalmente a El Niño Oscilación del Sur (comúnmente referido como ENOS o ENSO) (Díaz y Markgraph, 1992 y referencias allí citadas). El ENOS se caracteriza por fluctuaciones entre condiciones anómalas cálidas (El Niño) y frías (La Niña) en el océano Pacífico tropical con una recurrencia de 2 a 7 años. Este fenómeno tiene impactos en los procesos físicos, geológicos, biológicos y químicos en los océanos y la atmósfera, y en los ecosistemas terrestres (Isla y Schnack, 2009).

Se destaca que la cuenca del Plata ha estado sujeta a una sequía severa entre los años 2020-2023, lo que ha determinado niveles extremadamente bajos en la cuenca fluvial del río Paraná incluyendo el delta. Los hidrómetros registraron casi la totalidad de dichos años niveles inferiores al límite de aguas bajas (Red GIRCyT, 2023).

## **4.2 CARACTERISTICAS HIDRO-OCEANOGRAFICAS DEL ESTUARIO RÍO DE LA PLATA**

### **4.2.1 VIENTO Y OLEAJE**

El tránsito atmosférico en la región está controlado por la influencia del sistema semipermanente de alta presión del Atlántico Sur. La circulación en sentido contrario a las agujas del reloj asociada con este centro transporta aire cálido y húmedo de las regiones subtropicales (Minetti y Vargas, 1990). Por otro lado, los sistemas atmosféricos fríos provenientes del sur impulsan masas de aire frío sobre el área con una periodicidad dominante de alrededor de 4 días (Vera *et al.*, 2002). El paso de estos frentes fríos está en ocasiones asociado a tormentas convectivas a las que se suele denominar 'Pamperos'. Como resultado de esas características, una alternancia de vientos del noroeste al sureste en una escala de pocos días es la característica dominante de la variabilidad del viento en el área (Simionato *et al.*, 2008), y muestra un predominio de vientos oceánicos (E, SE y NE) durante el período setiembre-marzo (identificado como primavera-verano) y un balance en los vientos de las distintas direcciones durante abril-agosto (identificado como otoño-invierno) (FREPLATA, 2004). Este ciclo estacional resulta de la superposición de una señal anual W-NW a E-SE dominante y una señal semianual NW a SE (Simionato y Vera, 2002) indicando una gran variabilidad de los vientos de la región. La mayoría de las veces son suaves y fluctúan entre 3 y 5 m/s en el interior del río y las mayores de 6,5 m/s que ocurren en el sector exterior (Servicio de Hidrografía Naval, 2002).

Se determinan dos tipos de oleaje para el estuario Río de la Plata, el generado por la acción del viento sobre la superficie del agua y el oleaje de mar de fondo (Teixeira *et al.*, 2008). El viento modifica la velocidad de propagación de la onda de marea, la posición media de la superficie libre, el grado de mezcla vertical y genera olas. Debido a su orientación y baja profundidad (promedio menor a 10 m, y menor a 5 m en el delta subácueo superior; Urien, 1972) el oleaje en el cuerpo de agua 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). La dirección de los vientos que generan las mayores alturas es en orden decreciente del E-SE y E en el sector exterior, y del E y E-SE en el sector interior (C.A.R.P., 1992). Se genera una concentración de energía debido al estrechamiento gradual del cuerpo de agua al NW y al principio de conservación de la energía de las olas. El valor máximo de 1,6 m se alcanzó probablemente en condiciones excepcionales. Por lo tanto, el avance de la ola

ejercerá una gran influencia si se acompaña de otros factores como las mareas, la sudestada y una sobre-elevación barométrica del nivel del mar. El segundo tipo de oleaje, que es generado en aguas profundas y se propaga hacia el interior del estuario, pierde energía debido a condiciones de agua poco profundas. La dirección predominante de mar de fondo registrada en la boya de Hidrovía, ubicada en la mitad del tramo que une imaginariamente Punta del Este con San Clemente es hacia el SE (Teixeira *et al.*, 2008).

El frente de progradación deltaica está sujeto a significativas variaciones, positivas y negativas, del nivel del agua. Ascensos sustanciales se producen durante eventos conocidos como "sudestadas", generados por vientos fuertes del SE que, combinados con la baja profundidad y forma de embudo del delta subácueo, producen marejadas e inundaciones en el frente litoral y la planicie deltaica (Seluchi, 1995; D'Onofrio *et al.*, 1999; Santoro *et al.*, 2013; Dinápoli *et al.*, 2017). Las sudestadas (tormentas extratropicales, *surge storm*) presentan una frecuencia de ocurrencia de 7 a 8 eventos por año, con velocidades de viento que pueden superar los 30 m/s, 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 estuario tienen lugar cuando la baja marea se asocia con vientos fuertes del NNW, N y NNE (Simionato *et al.*, 2004b). Las máximas variaciones del nivel del agua, producidas por estos eventos positivos y negativos, medidas durante el siglo 20, resultan del orden de los 3,88 y -4,22 m (m.s.n.m), por encima o por debajo, respectivamente, del datum de marea del Riachuelo (D'Onofrio *et al.*, 2008). A su vez, el sector interno es extremadamente somero y la fricción del fondo juega un papel fundamental en el control de la amplitud de las olas (Framiñan *et al.*, 1999).

#### 4.2.2 MAREAS

El estuario Río de la Plata es un sistema micromareal con una amplitud media entre 0,46 y 0,52 m, con régimen de mareas mixto, predominan las desigualdades semidiurnas y grandes diferencias entre pleamares y bajamares consecutivas que se propagan a lo largo de todo el cuerpo de agua (FREPLATA, 2004; Moreira y Simionato, 2019). Las alturas medias de sicigia varían entre 0,67 y -0,08 y las de cuadratura entre

0,55 y 0,01 m, y disminuyen hacia el sector interior del cuerpo de agua (Servicio de Hidrografía Naval, 2017).

Las ondas de marea ingresan al cuerpo de agua sobre la línea que une el cabo San Antonio con el cabo Santa María (Jaime y Menéndez, 1999) a una velocidad aproximada de 200 km/h y con dirección de propagación de sur a norte. En el interior la velocidad media de propagación es de 30 km/h, tomándole aproximadamente 12 horas propagarse desde un extremo al otro (Simionato *et al.*, 2004a).

Las amplitudes de marea varían entre 0,90 m sobre la costa argentina hasta 0,15 m sobre la uruguaya (Jaime y Menéndez, 1999). Las amplitudes disminuyen hacia la costa uruguaya debido a la fuerza de Coriolis (Balay, 1961; Halcrow, 1969), produciendo un desvío de la marea entrante hacia la costa sur generando mayores amplitudes de marea y corrientes más fuertes. Debido a que el intervalo de marea normal es de 12 horas y 30 minutos y el cuerpo de agua es muy largo, existen dos o tres mareas dentro del mismo en un momento dado. Estas mareas no son simétricas, porque el tiempo de reflujo es mayor que el tiempo de marea de inundación (Urien, 1972; Cavallotto y Violante, 2005). Las líneas de isoamplitud ponen en evidencia las diferencias mareográficas entre ambas orillas. Las mayores amplitudes se registran en San Clemente (1,10 m) y en la zona norte de Buenos Aires comprendida entre Palermo y el Tigre (0,90 m) y las menores amplitudes corresponden al tramo entre Punta del Este y Montevideo (0,20 m) (Jaime y Menéndez, 1999).

La marea astronómica es modificada por el viento, particularmente del sector noroeste y sureste, retrasando o adelantando las mareas previstas. Naturalmente, la escasa profundidad del cuerpo de agua tiene un efecto moderador significativo, amortiguando la energía generada por olas (Urien, 1972). Datos históricos del nivel del agua en 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 (Pereyra *et al.*, 2001). 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).

Algunas de estas variaciones se esquematizan en la figura 4.2 donde se presentan situaciones para dos momentos particulares: (A) momento de bajamar con posible

adición de vientos del sector norte. En esta situación, se pueden observar barras de desembocadura, planicies de marea y marismas en condiciones subaéreas y (B) momento de pleamar con posible adición de vientos del sector sudeste. En esta situación de inundación, se observan las morfologías del frente deltaico cubiertas por agua.

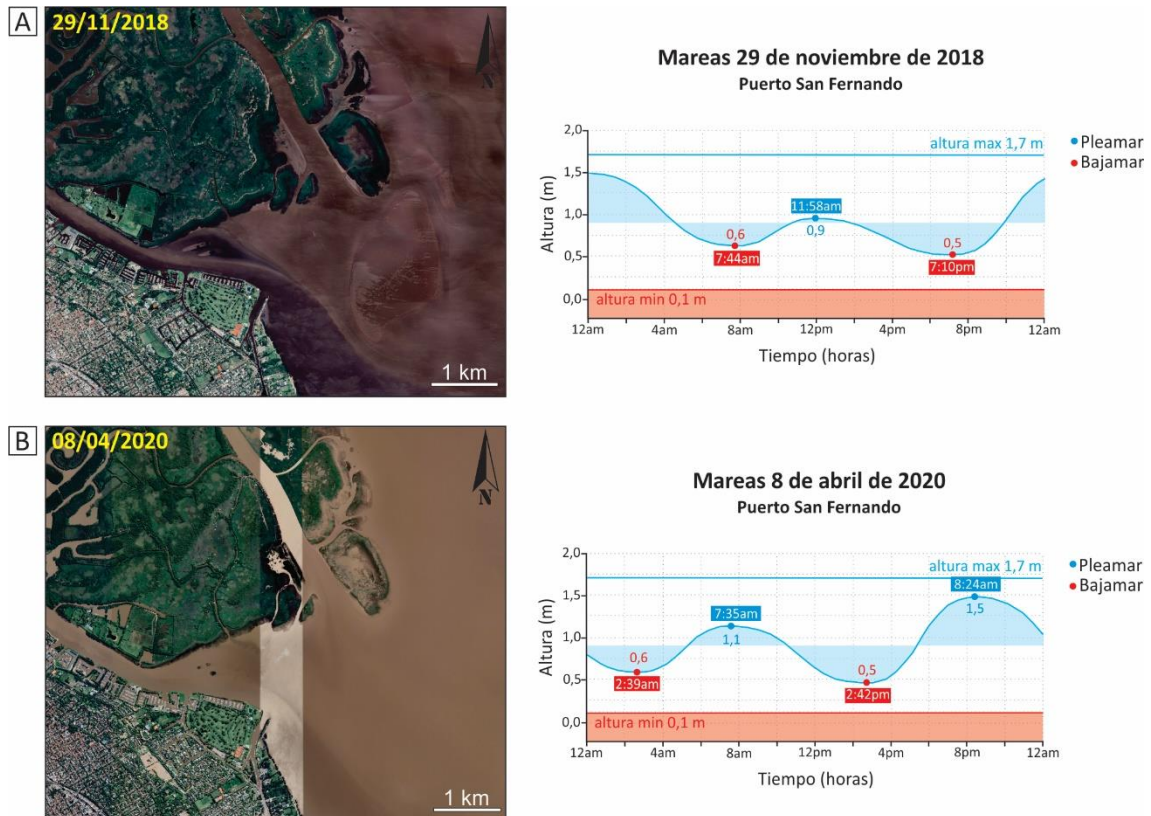


Figura 4.2: Variaciones en la amplitud de mareas. Valores de referencia para el puerto de San Fernando: pleamar máxima 1,7 m, bajamar mínima 0,1 m. A: Bajante. Las alturas de las mareas son 0,6, 0,9 y 0,5. B: Inundación: las alturas de las mareas son 0,6, 1,1, 0,5 y 1,5. Las variaciones se pueden observar en las imágenes satelitales (Cortesía Google Earth Pro).

#### 4.2.3. CORRIENTES LITORALES

La circulación de agua en el estuario Río de la Plata es impulsada por la interacción compleja de varios forzantes como, las ondas de marea oceánicas, las descargas fluviales de afluentes, la variabilidad de los vientos que soplan sobre la superficie del agua, la geometría y la topografía del fondo (Simionato *et al.*, 2004a, b; 2006a, b; Meccia *et al.*, 2009; 2013; Moreira y Simionato, 2019). Las variaciones en los

parámetros físico-químicos (particularmente la salinidad) también afectan la circulación al modificar la densidad del agua.

Las descargas de agua dulce y sedimento de los distributarios imponen una corriente neta hacia el océano más o menos paralela a ambas costas del río (Parker *et al.*, 1987). Por otro lado, las ondas de mareas astronómicas remontan el río Paraná y se considera que su efecto es totalmente despreciable recién a la altura de la ciudad de Rosario. Dado que en el estuario se manifiestan al mismo tiempo distintos estados de marea, se registran corrientes en todas las direcciones y de intensidades variables. Debido al régimen semidiurno asociado, las corrientes invierten su dirección aproximadamente cada 6 horas. (Jaime y Menéndez, 1999; Re y Menéndez, 2004).

Las corrientes litorales que dominan en el frente deltaico y sobre la margen sur del estuario, se deben al incremento del nivel del agua por tormentas del sur y sudeste (sudestadas) que genera un oleaje intenso el cual produce una corriente episódica con sentido hacia el noroeste y un transporte de sedimentos areno limosos por tracción-saltación (deriva litoral) (Marcomini y López, 2011, 2012). Cuando los vientos se generan del norte, el nivel del estuario baja y domina una corriente hacia el sudeste, desde la desembocadura de los canales distributarios del delta 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 redistribuyendo los sedimentos (Marcomini *et al.*, 2018).

El Servicio de Hidrografía Naval (SHN) (<http://www.hidro.gob.ar/>) cuenta con datos de intensidad y dirección de corrientes. Los datos fueron medidos en el canal Emilio Mitre registrados por la consultora EIH (Estudios de Ingeniería Hidráulica) con máximos de 0,9 m/s. (Jaime y Menéndez, 1999). Urien (1972) registró corrientes de mareas de 1, 5 m/s en el estuario exterior y de 0,2 a 0,7 m/s en el estuario interior.

#### **4.2.4 BATIMETRÍA DEL ESTUARIO RÍO DE LA PLATA**

El estuario Río de la Plata comprende un área de aproximadamente 35.000 km<sup>2</sup>, con una longitud máxima de 323 km y un ancho que va desde 42 km alcanzando un máximo de 221 km en su desembocadura, acorde a su forma de embudo y con orientación general noroeste-sureste. Presenta una batimetría y geometría compleja. La



topografía del fondo es suave y se caracteriza por la alternancia de bancos de arena y planicies separados por canales profundos asociados con la dinámica fluvial y mareal (Cavallotto, 1988). La pendiente de fondo aumenta hacia la desembocadura en el mar, presenta profundidades de entre 1 y 2 m en su porción interior o cabecera y no más de 12 m en la mayor parte de su curso (Simionato *et al.*, 2011b) En cercanías de su desembocadura puede alcanzar profundidades mayores de 20 m (Violante y Parker, 2004), (Fig. 4.3).

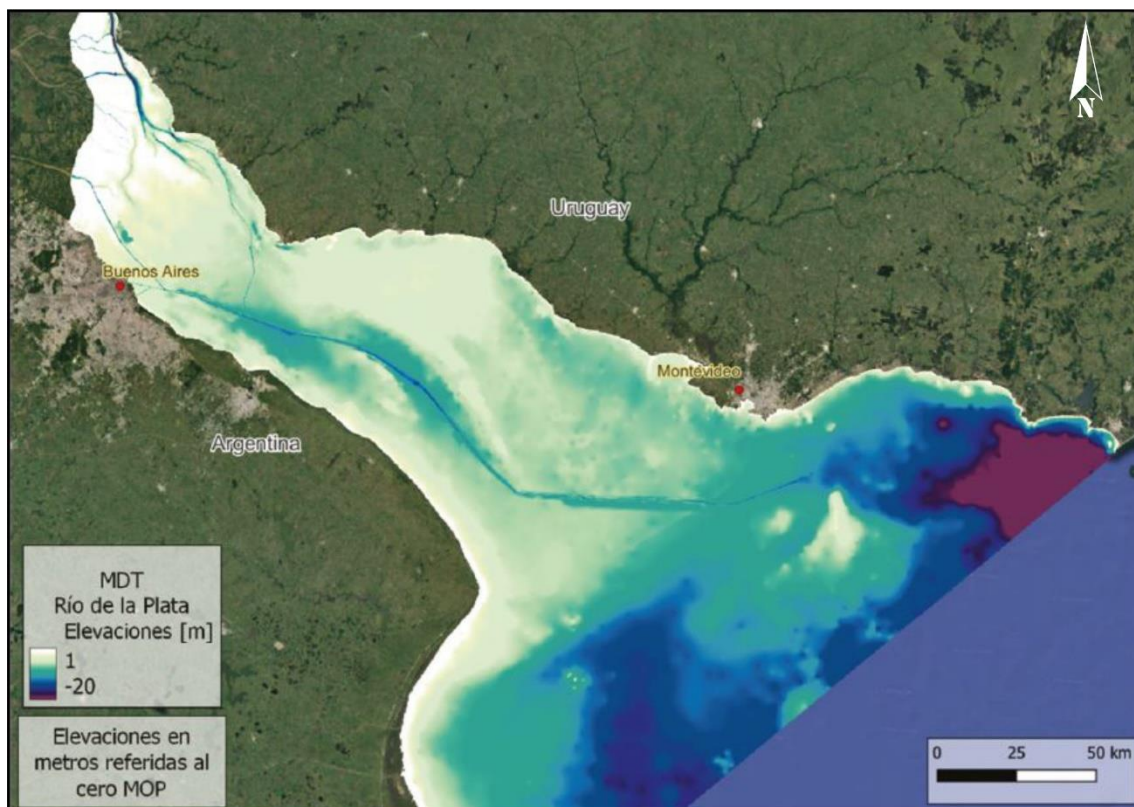


Figura 4.3: Modelo Digital de Elevación (MDE) del río de la Plata (Proyección Código EPSG: 5348) (Tomado de Menéndez *et al.*, 2022).

El sistema se divide en dos regiones principales divididas por la Barra del Indio que es una barra sumergida de forma convexa y profundidades de 7 m que atraviesa el estuario desde la localidad de Punta Piedras, en Argentina, a la localidad de Montevideo en Uruguay (Moreira, 2016). En el sector interior o delta subáqueo, se desarrolla el sistema de canales más importante a lo largo de la costa uruguaya (Simionato *et al.*, 2011b). Esta zona se caracteriza por áreas poco profundas, de entre 1 y 4 m con

presencia de bancos someros como Playa Honda y el Banco Grande de Ortiz, que se encuentran separados de la costa por canales de entre 3 y 8 m de profundidad como el Canal del Norte, la sección Oeste del Canal Oriental y el Canal Intermedio y limitados al sur por la Barra del Indio (Urien, 1972; FREPLATA, 2004; Moreira, 2016). En la desembocadura del río Paraná Bravo del delta del río Paraná, se origina un canal principal profundo estructuralmente controlado que se extiende hasta la ciudad de Colonia donde se subdivide en una rama principal que atraviesa el estuario en dirección a la ciudad de La Plata y continúa paralelo a la costa hacia el mar con una profundidad de 8 m y otra secundaria, denominado Canal del Norte, que continúa por la costa uruguaya hasta el Banco Grande de Ortiz, con una profundidad aproximada de 3 a 6 m (FREPLATA, 2004).

Al este de la Barra del Indio -sector exterior del estuario-, una depresión ancha con profundidades entre 12 y 20 m denominada, el Canal Marítimo, separa la Bahía Samborombón de la región de bancos conocida como Alto Marítimo el cual está formado por los bancos Arquímedes e Inglés, con profundidades de entre 6 y 8 m y el banco Rouen con profundidades entre 10 y 12 m (Urien, 1972; FREPLATA, 2004; Moreira, 2016).

#### **4.2.5 SALINIDAD**

La salinidad es variable a lo largo del estuario del río de la Plata. En su interior y tramo medio la salinidad es homogénea, con bajos valores de aproximadamente 0,4 ups (unidades prácticas de salinidad) debido al aporte de agua dulce por los tributarios. En la región exterior los valores de salinidad alcanzan 8 ups en la superficie hasta 18 ups en el fondo. (Moreira, 2016). Este marcado gradiente está formado por la cuña salina que ingresa al fondo del río y el agua dulce flota en la superficie (Guerrero *et al.*, 1997). La Barra del Indio se forma en la zona de máximo gradiente salino donde los sedimentos finos floculan como consecuencia del encuentro de las aguas fluvial y marina (Cavallotto, 2002; Cavallotto y Violante 2005).

A escala estacional, el patrón de vientos medios controla la distribución de la salinidad superficial y en escalas de tiempo más cortas, los vientos fuertes inducen condiciones de mezcla total o parcial de la columna de agua. Mas allá de que el estuario

este fuertemente estatificado, es un ambiente muy variable donde en pocas horas puede mezclarse por eventos de fuertes vientos que se producen inesperadamente (Acha *et al.*, 2008).

La descarga de la pluma de baja salinidad y rica en nutrientes del estuario Río de la Plata en el océano Atlántico afecta la circulación de las áreas adyacentes y sus propiedades biológicas, químicas y físicas (Guerrero *et al.*, 2003).

#### **4.3 ÁREA DE DRENAJE: CUENCA DEL PLATA**

La cuenca del Plata es uno de los sistemas fluviales más grandes del mundo y la segunda mayor cuenca de Sudamérica (Latrubesse *et al.*, 2005; Iriondo y Paira, 2007), cubriendo el 20% de su superficie con un área de drenaje total de alrededor de 3.200.000 km<sup>2</sup>. Abarca una extensa región en el noreste de Argentina (920.000 km<sup>2</sup>), gran parte de Brasil (1.415.00 km<sup>2</sup>), Paraguay (410.000 km<sup>2</sup>), Bolivia (205.000 km<sup>2</sup>) y Uruguay (150.000 km<sup>2</sup>). Dentro de este gran sistema existen tres grandes subcuencas: la del río Paraguay, la del río Paraná y la del río Uruguay. Los dos últimos ríos confluyen formando el estuario Río de la Plata mientras que el primero tributa directamente al río Paraná (Piola *et al.*, 2005; Paoli *et al.*, 2000; Iriondo y Paira, 2007).

El sistema fluvial comprende varias unidades geológicas, que influyen en la hidrología y sedimentología del colector principal. Los sedimentos de las zonas cratónicas de Brasil, este de Bolivia y Paraguay y centro de Argentina, así como los aportes sedimentarios de la región andina al NW de Argentina y oeste de Bolivia son transportados por diversos cursos fluviales que convergen en los ríos Paraná y Uruguay, contribuyen en la sedimentación del sistema delta-estuarico del río de la Plata y en las llanuras costeras adyacentes. Los procesos de sedimentación se encuentran condicionados debido a las características contrastantes de las distintas áreas de aporte. Las regiones cálidas y húmedas del sector NE suministran la mayor parte del caudal del río Paraná; mientras que la región chaqueña y andina contribuye con una fracción hídrica menor, pero con una mayor carga sedimentaria (Iriondo 1988, 1992, 2004; Iriondo y Paira, 2007).

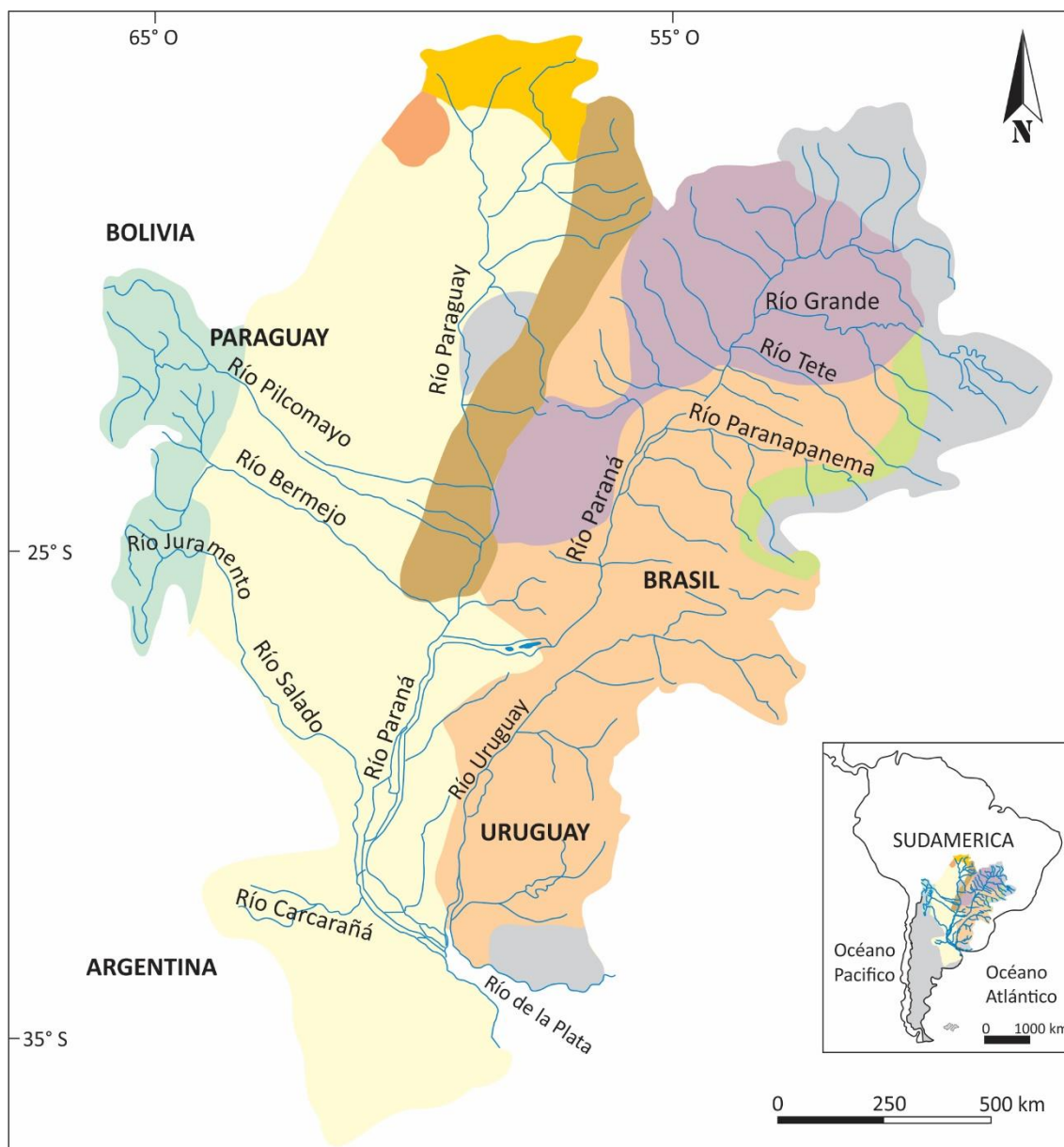
#### 4.3.1 REGIONES GEOLÓGICAS

En el escudo brasileiro tropical, predominan gneises cubiertos por regolito de áreas tropicales (suelos rojos) y basaltos toleíticos que cubren más del 30% del área drenada por el río Paraná y sus afluentes como el río Paraguay, aportando cuarzo y caolinita. En las Sierras Subandinas, el Altiplano boliviano y la Puna argentina predominan lutitas, filitas, sedimentitas de grano fino y rocas volcánicas, aportando abundantes sedimentos finos principalmente limo cuarzoso e illita transportados por los ríos Pilcomayo y Bermejo, dos afluentes del río Paraguay (Depetris 1968; Bertolino y Depetris 1992; Depetris *et al.*, 2003; Iriondo y Paira, 2007; Manassero *et al.*, 2008) (Fig. 4.4).

La cuenca del río Uruguay, drena la provincia jurásica – cretácica del sur de Brasil, en la cuenca alta y el norte de la Mesopotamia, formada por basaltos y areniscas silíceas eólicas y fluviales cubiertos por una delgada capa eólica cuaternaria y suelos tropicales erosionados, son fuente de cuarzo y caolinita (Depetris, 1968). En su cuenca media-inferior, el río Uruguay drena unidades cuaternarias de diferentes composición y origen (Iriondo y Kröhling, 2008).

La llanura Chacopampeana, que abarca más de un 50% del área drenada, está cubierta por sedimentos cuaternarios como arena fina, limo y arcilla, aportando principalmente illita (Iriondo, 1992). Los principales afluentes del río Paraná que drenan la llanura Chaco- Pampeana son el río Carcarañá y el río Juramento-Salado. El río Carcarañá atraviesa el Sistema Eólico Pampeano con sucesiones de periodos secos caracterizados por loess y arenas eólicas y fases húmedas con formación de suelos (Iriondo y Kröhling, 1995; Kröhling, 1999).

El mega abanico del río Juramento-Salado, comprende depósitos de fajas fluviales como de canales arenosos entrelazados y depósitos palustres y lacustres como llanuras de inundación y paleosuelos. La faja fluvial del río Juramento-Salado, atraviesa estos depósitos aportando arenas cuarzosas, limos y arcillas como esmectitas e illitas, con caolinita subordinada (Iriondo, 1992; Thalmeier *et al.* 2020).



#### REFERENCIAS

- Llanura Chacopampeana** Cuaternario
- Basaltos toleíticos** Jurásico - Cretácico
- Arenas continentales y areniscas** Cretácico
- Rocas sedimentarias continentales** Carbonífero - Jurásico - Pérmico
- Rocas sedimentarias** Devónico - Carbonífero
- Rocas sedimentarias** Cámbrico - Devónico
- Sedimentos marinos** Paleozoico-Mesozoico / **Areniscas y rocas volcánicas** Cenozoico
- Rocas sedimentarias** Cámbrico / **Metasedimentos** Precámbrico
- Rocas metamórficas** Precámbrico

Figura 4.4: Cuenca del Plata. Principales ríos y tributarios y regiones geológicas (Tomado de Depetris *et al.* 2003).

#### 4.3.2 DESCARGAS FLUVIALES

El curso principal de esta gran cuenca es el río Paraná, el cual presenta la mayor relevancia en la formación del delta estudiado. Se trata del segundo río más grande de Sudamérica en términos de longitud (3.780 km) y tamaño de la cuenca ( $\sim 2.600.000 \text{ km}^2$ ) (Iriondo, 1988; Latrubesse *et al.*, 2005; Iriondo y Paira, 2007), y del noveno más grande del mundo en términos de caudal ( $\sim 18.000 \text{ m}^3/\text{s}$ ) (Latrubesse, 2008), con grandes inundaciones de hasta  $65.000 \text{ m}^3/\text{s}$ . El río Paraguay es el afluente de mayor importancia del río Paraná con un área de drenaje de aproximadamente  $1.510.000 \text{ km}^2$ .

Hacia su desembocadura, el río Paraná transporta alrededor de 145 millones de toneladas al año (t/a) de sedimentos en suspensión, siendo un 30% arcillas, entre 60 y 65% limos y, entre 5 y 10% arenas y 15 millones t/a de arenas como carga de fondo (Amsler, 1995; Amsler y Drago, 1988; Sarubbi *et al.*, 2004). De los 145 millones t/a de sedimentos en suspensión que llegan a la desembocadura del río Paraná, 110 millones t/a son aportadas por el río Bermejo, 8 millones t/a por el río Paraguay y 12 millones t/a por el Alto Paraná. Con estos aportes el tramo medio del río Paraná transporta 130 millones t/a de sedimentos en suspensión. La cuenca del río Uruguay aporta 7 millones t/a de sedimentos en suspensión (Sarubbi *et al.*, 2004), (Fig. 4.5 A).

Los caudales medios mensuales para el tramo medio del río Paraná (Estación Corrientes) presenta valores máximos en el periodo febrero–marzo ( $21\,000 \text{ m}^3/\text{s}$ ) y mínimos en agosto–septiembre ( $14\,000 \text{ m}^3/\text{s}$ ) (Giacosa *et al.*, 2020).

Diversos estudios indican además la significativa importancia del río Bermejo en el aporte de sedimentos al sistema fluvial del río Paraná (Brea y Spalletti, 2010). La cuenca alta del río Bermejo se caracteriza por dos áreas fuentes de sedimentos, una ligada a los ríos Iruya y Pescado que aportan entre el 70-80% del material sólido y otra en relaciona los afluentes San Francisco y Grande que aportan el 20% restante (Brea *et al.*, 1996). La granulometría de los sedimentos transportados por el río Bermejo disminuye a medida que se acercan a la desembocadura en el río Paraguay pasando de arenas arcillas y limos (Brea *et al.*, 1996; Brea *et al.*, 1999).

El río Uruguay es el segundo río más grande que desemboca en el estuario Río de la Plata, con un desarrollo fluvial de longitud de 1838 km (Iriondo y Krohling, 2008). Tiene un área de drenaje de  $365.000 \text{ km}^2$ , siendo la descarga de agua de

aproximadamente 6.000 m<sup>3</sup>/s y de 37.700 m<sup>3</sup>/s en eventos de máxima inundación (Ibañez, 1978). La carga suspendida está compuesta principalmente de arcillas y limos y la carga de fondo se compone de arenas de grano fino (Urien, 1972). El río Uruguay que ha reducido su tramo medio-inferior a un cuarto de su ancho, pero su tramo inferior terminal se ensancha significativamente, no realiza aportes sedimentarios significativos para el avance del delta, pero sí actúa como modelador de su frente costero al redistribuir los sedimentos aportados por el río Paraná Guazú y sus distributarios a lo largo de la costa (Iriondo, 2004; Iriondo y Kröhling, 2008; Medina y Codignotto, 2013).

El drenaje de una serie de pequeños afluentes a lo largo de la costa argentina contribuye a una parte menor de la descarga sólida total.

Los afluentes del estuario Río de la Plata difieren en la estacionalidad, presentando ciclos desfasados pero que se compensan parcialmente entre sí (Nagy *et al.*, 1997). El río Paraná muestra una marcada estacionalidad. La descarga media mensual para el período de 1980 a 2016 (Fig. 4.5 B) del río Paraná Guazú presenta un pico máximo entre marzo y junio y un mínimo en el mes de octubre. El río Paraná de las Palmas, con menor escorrentía, presenta un máximo de descarga en los meses entre marzo y mayo y un mínimo en octubre. El río Uruguay presenta dos picos máximos de descarga, uno en los meses de octubre-noviembre y el otro en mayo -junio y un mínimo en enero. La descarga total en el invierno es de aproximadamente 30.000 m<sup>3</sup>/s y en verano de 23.000 m<sup>3</sup>/s (Moreira y Simionato, 2019). El río Paraguay tuvo las mayores descargas en los inviernos de los años 1982 y 1983 con un caudal de 9712 y 10663 m<sup>3</sup>/s, respectivamente (Monte Domecq *et al.*, 2003; Barros *et al.*, 2004).

Los cambios interanuales en las precipitaciones causan efectos significativos en las descargas fluviales de los grandes ríos que desembocan en el Océano Atlántico como el río Paraná y el río Uruguay (Garreaud *et al.*, 2009; Mourelle *et al.*, 2015). Los ríos de América del Sur se clasifican en afectados por eventos ENOS debido a precipitaciones anómalas derivadas de los océanos Atlántico o Pacífico y dominados por eventos ENOS, sujetos a altas descargas en estos años y se encuentran dentro de la Diagonal Árida (Isla, 2018). La región sur del río Paraguay, afluente del río Paraná, se encuentra sujeta a inundaciones provocadas por el ENOS (Drago *et al.*, 2008) Las descargas fluviales de la cuenca del Paraná-Uruguay están fuertemente influenciadas por las oscilaciones del

ENOS, en tanto estas cuencas determinan variabilidades interanuales en las precipitaciones. Varios estudios presentan cómo el régimen de caudales de estos ríos muestra una fuerte oscilación interanual y decenal que está en fase con los eventos de El Niño – Oscilación del Sur (ENOS) (Pasquini y Depetris, 2007). Ambos ríos exhiben aumentos de flujo durante los eventos cálidos ENOS (o El Niño) y descargas de agua normales a bajas durante los eventos fríos y secos (o La Niña), siendo más marcada en el río Paraná. Por otra parte, los ríos Bermejo y Pilcomayo, dos afluentes del río Paraguay, no siguen la periodicidad interanual similar a la de El Niño (Pasquini y Depetris, 2007). Estudios sobre la conexión entre el caudal del río Paraná y los eventos ENSOS, determinaron que El Niño-Oscilación del Sur influyó significativamente en el flujo del río Paraná entre los años 1876–1940 y los años 1983–2016, pero no durante el período 1941–1982 (Antico y Vuille, 2022).

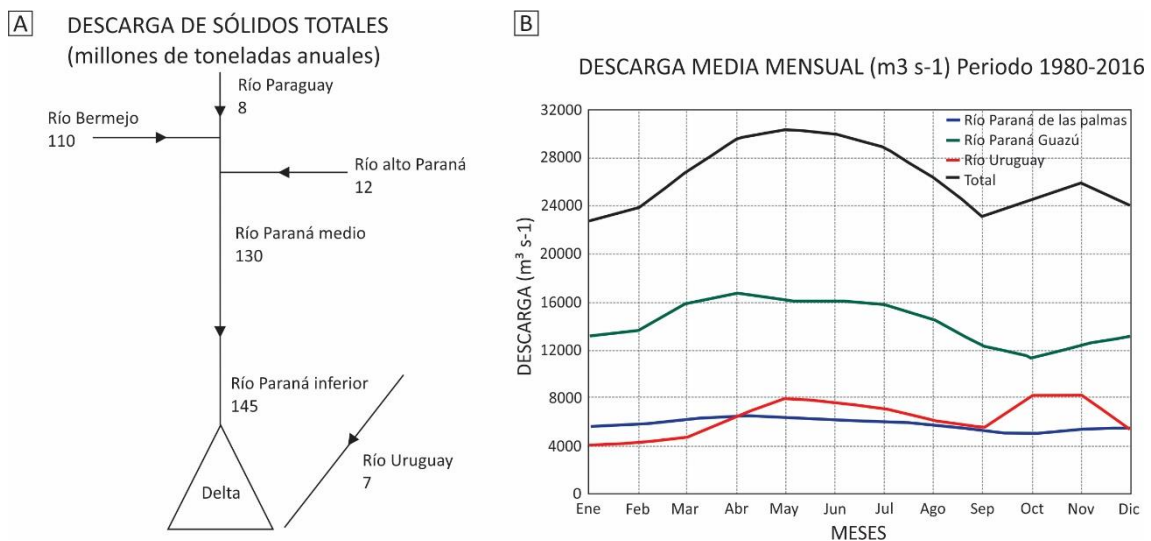


Figura 4.5: Descarga de sólidos totales y descarga media mensual que ingresan al estuario Río de la Plata. A: Balance de sólidos totales en suspensión (Tomado de Sarubbi *et al.*, 2004). B: Caudal medio mensual ( $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ ) para el río Uruguay (rojo), el río Paraná de las Palmas (azul), el río Paraná Guazú (verde) y el total de los tres (negro) para el período 1980 a 2016 (Datos de Borús y Giacosa, 2014, Borús *et al.*, 2017) (Modificado de Moreira y Simionato, 2019).

Los registros de inundaciones causadas por eventos ENOS intensos se registraron en los años 1941-1942, 1982-1983, 1997-1998 y 2015-2016 (Isla, 2018).

En lo que se refiere al estuario no se ha registrado que el nivel promedio de dicho cuerpo de agua, 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 al ancho de 40 km de estuario interior (D'Onofrio *et al.*, 2008).

#### 4.4. DINÁMICA SEDIMENTARIA

La dinámica sedimentaria en el cuerpo de agua está influida tanto por los ríos Paraná y Uruguay como por la interfase agua dulce-agua salada que genera la floculación de gran cantidad de sedimentos fangosos. Los sedimentos fluviales como fangosos son redistribuidos y depositados por olas y mareas (Cavallotto y Violante, 2005). Las diversas condiciones meteorológicas generan gran variabilidad en el nivel de las aguas, alterando las condiciones hidrodinámicas y, en consecuencia, el transporte de sedimentos en el frente deltaico (Sepúlveda *et al.*, 2004).

Un diseño complejo de direcciones de corrientes y transporte de sedimentos actúan en el delta subáqueo (Parker *et al.* 1987 y 1999; Parker y Marcolini 1989). Las corrientes de descarga de los ríos transportan el mayor volumen de sedimentos y son responsables de su arreglo gradacional desde el frente deltaico que va desde arenas en la zona interior del delta subáqueo hasta limos en el sector medio y limos arcillosos en la zona exterior (Parker *et al.* 1987). En su tesis doctoral Moreira (2016) determinó que los sedimentos de fondo muestran una disposición gradacional de texturas: arena dominante en la cabecera, limo en el sector intermedio y limo arcilloso y arcilla en la desembocadura. A lo largo de la costa norte del cuerpo de agua intermedio, predomina el limo medio y fino bien clasificado, mientras que, a lo largo de la costa sur, el limo más grueso y menos clasificado.

El aporte de sedimentos desde el sur es mucho menor y está relacionado con las corrientes litorales generadas por olas que los transportan a lo largo de la costa, induciendo así la progradación longitudinal, que en el margen sur tiene un sentido hacia el NW y SW de Punta Piedras. Son sedimentos provienen de la plataforma con una mineralogía muy diferente a los sedimentos fluviales (Cavallotto 1995a).

Si bien las mareas presentan amplitudes muy pequeñas, su acción sobre los sedimentos se lleva a cabo a través de corrientes de flujo y reflujo originadas durante las pleas y bajamareas, respectivamente. Por último, la acción del viento afecta la

posición de la interfase agua dulce-agua salada donde se produce la floculación de arcillas (Cavallotto y Violante, 2005).

La elevada carga sedimentaria que recibe de los tributarios principales determina una progradación deltaica promedio de entre 30 a 70 m por año desde el año 1818 (Soldano, 1947; Sarubbi *et al.* (2006); Pittau *et al.*, 2007; Medina y Codignotto, 2013; Marcomini *et al.*, 2018). La progradación del delta viene generando nuevas áreas emergidas, que han sido modificadas por la construcción de residencias particulares, emprendimientos inmobiliarios, 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).

#### **4.5. FITOGEOGRAFÍA**

La región del delta del Paraná pertenece a la región Neotropical desde el punto de vista fitogeográfico. Está representada por comunidades de la región pampeana (Dominio Chaqueño) y de la región paranaense (Dominio Amazónico). Los ríos Paraná y Uruguay actúan como vías efectivas para la migración de flora y fauna (Cabrera y Willink, 1973; Menalled y Adamoli, 1995).

Las islas del bajo delta presentan características ecológicas particulares producto de la acción conjunta de procesos fluviales (régimen de ríos) y costeros (olas y mareas) que determinan un gradiente de influencia fluvial-estuarina que se expresa en la presencia de distintas comunidades vegetales naturales y geoformas permitiendo definir a la región del delta del Paraná como un extenso mosaico de humedales (Kalesnik, 2000; Kandus *et al.*, 2006).

Se diferencian dos grandes unidades en relación con la distribución y dominancia de especies a lo largo del eje fluvial-mareal: la planicie deltaica y el frente del delta. La planicie deltaica con mayor influencia del régimen hidrológico del río Paraná, afectada por las inundaciones estacionales y extraordinarias, presenta especies adaptadas a condiciones de prolongada permanencia de agua y condiciones impuestas por el régimen fluvial del río Paraná. Sobre las islas se desarrolla un mosaico de juncuales, surcados por arroyos con diversas comunidades de plantas acuáticas. Hacia el borde de

las islas se presentan extensos albardones con vegetación secundaria como pajonales y leñosas.

El frente del delta con mayor influencia mareal presenta un albardón sobre el cual se desarrolla una alta diversidad biológica y compleja denominada “Monte Blanco” y plantaciones forestales de sauces y álamo o bosque secundario de leñosas exóticas y enredaderas. El interior de las islas y los depósitos del frente de avance presentan bosques de puro ceibo y en la porción más baja de gradiente topográfico y ocupando una gran superficie de las islas, se encuentran praderas de herbáceas altas y pajonales de cortaderas (Kalesnik, 2000; Kandus *et al.*, 2006).

Un elemento significativo en la acumulación de sedimentos es el entrampamiento producido por la abundante vegetación subacuática como juncos (*Schoenoplectus californicus*) que coloniza rápidamente las barras de desembocadura o marismas (Kandus y Malvárez, 2004). Esta especie modifica la dinámica de circulación del agua reduciendo la velocidad de flujo, generando un depósito diferencial de sedimentos (Kandus *et al.*, 2006).

El complejo litoral de la desembocadura del río Paraná (conocido en la comunidad como Delta del Paraná) ha sido reconocido como un humedal de significativo valor ecológico, ambiental, social, cultural y económico, incluyendo el establecimiento, en un sector del mismo, de una Reserva de Biosfera Delta del Paraná de UNESCO. Es así como toda esta 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), a nivel municipal en el “Plan de Manejo Integral del Delta de Tigre (año 2013), y con recientes propuestas de reformulación (Consejo Asesor Permanente Isleño).

## CAPÍTULO 5: CONTEXTO GEOLÓGICO

El territorio argentino fue dividido en diversas unidades morfoestructurales definidas como Provincias Geológicas que se caracterizan por una determinada sucesión estratigráfica, un estilo estructural propio y rasgos geomorfológicos peculiares, siendo la expresión de una particular historia geológica (Rolleri, 1976).

El área de estudio se encuentra en el límite entre el sector SE de la provincia geológica de la Llanura Chaco-Bonaerense y el extremo sur de la provincia geológica de la Mesopotamia (Ramos, 1999). Se desarrolla hacia el sur de la cuenca Chacoparanaense, en el ámbito de la cuenca fluvial del río Paraná y hacia el margen continental argentino (Chebli *et al.*, 1999), (Fig. 5.1).

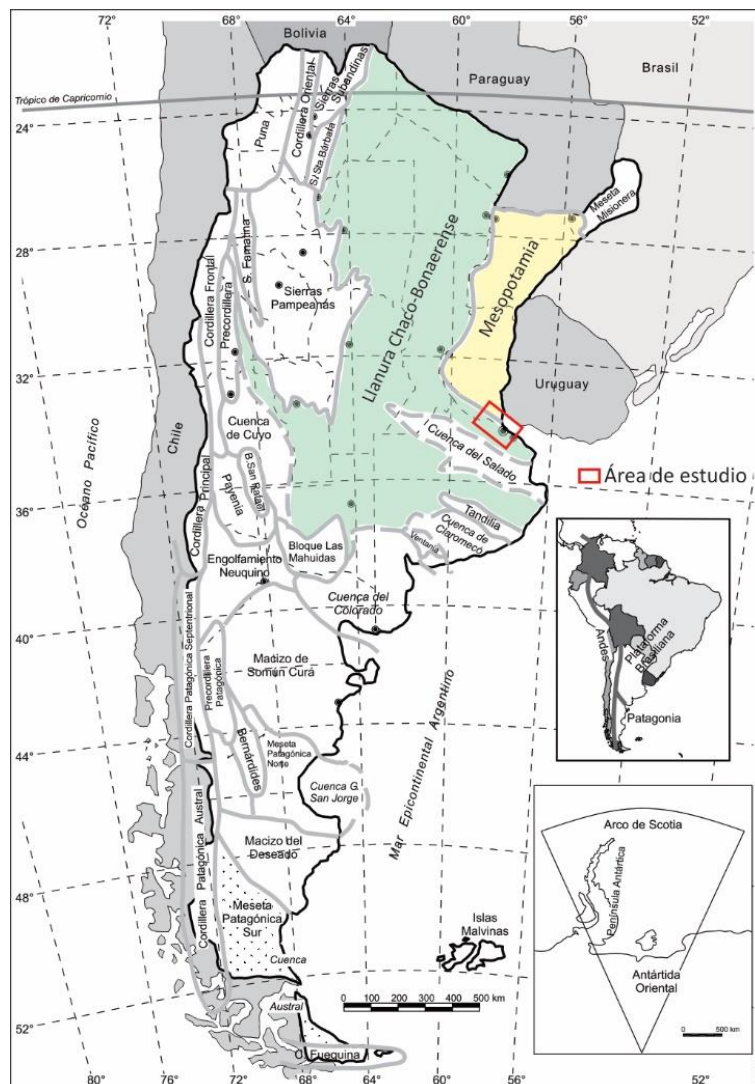


Figura 5.1: Provincias Geológicas de la República Argentina (Ramos, 1999).

## 5.1 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El delta actual del río Paraná se encuentra en el sector medio - oriental del Cratón del Río de la Plata, sobre el margen pasivo de la Placa Sudamericana (Ramos, 1999). Los materiales precámbricos más antiguos del sudoeste de Gondwana afloran a lo largo de la orilla norte del estuario Río de la Plata (Rapela *et al.*, 2007).

También abarcan la Cuenca Chacabonaerense que representa una extensa planicie entre las Sierras Subandinas y Sierras Pampeanas al oeste y el río Paraná al este. El área presenta una historia compleja con depósitos paleozoicos y mesozoicos principalmente de la Cuenca Chaco -paranaense y el sur de la Mesopotamia que incluye un área estable entre los ríos Paraná y Uruguay, con afloramientos de rocas de edad mesozoica y cenozoica inferior (Ramos, 1999), (Fig. 5.2).

Durante el Plio-Pleistoceno el área estuvo influenciada por variaciones del nivel del mar de carácter glacio-eustáticas, manifestadas por transgresiones y regresiones que afectaron al primitivo valle del estuario Río de la Plata (Parker *et al.*, 1994).

## 5.2 ESTRATIGRAFÍA

### **PRECAMBRICO medio-superior**

El basamento del Cratón del Río de la Plata, de edad Arqueo-Paleoproterozoica, constituye un fragmento de Gondwana formado por terrenos de acreción y generación de cinturones móviles orogénicos neoproterozoicos y paleozoicos temprano (Rapela *et al.*, 2007). El cratón abarca el sur de Brasil, Uruguay y gran parte del centro y este de Argentina. En Argentina, forma parte del basamento cristalino de la cuenca intracratónica de la llanura Chaco-Paranense y de la Mesopotamia (Chebli *et al.*, 1999; Rapela *et al.*, 2007) y se extiende hacia el oeste hasta el cinturón orogénico pampeano de 535-520 Ma, contra el cual probablemente tiene un contacto de falla (Rapela *et al.*, 2007).

El cratón del Río de la Plata es extremadamente uniforme en su forma cronotectónica y litológica dominante (Rapela *et al.*, 2007). Es un complejo ígneo-metamórfico, compuesto por rocas ácidas plutónicas y metamórficas como granitos y

granitoides; y gneises, anfibolitas y migmatitas respectivamente (Dalla Salda *et al.*, 1988, Dalla Salda, 1999). En general, los primeros metros de la formación rocosa se encuentra muy alterada, con formaciones de arcillas residuales muy plásticas y relictos de roca madre (Rinaldi *et al.*, 2006).

Estas rocas precámbricas se encuentran expuestas en escasos sitios, en las serranías de Tandil en Argentina (Cingolani *et al.*, 2005), en diferentes bloques del río Uruguay como la isla Martín García (Alto Martín García) (Dalla Salda *et al.*, 1988; Bossi y Gaucher, 2004) y en el arco de Asunción en Paraguay (Cordani *et al.*, 2001). El Alto de Martín García representa la estructura principal del área, con orientación noroeste-sureste y se extiende desde el centro del país hacia el margen atlántico coincidiendo con el eje del estuario Río de la Plata. Se encuentra limitado por fracturas importantes que coinciden con los ríos Paraná y Uruguay (Urien y Zambrano, 1996).

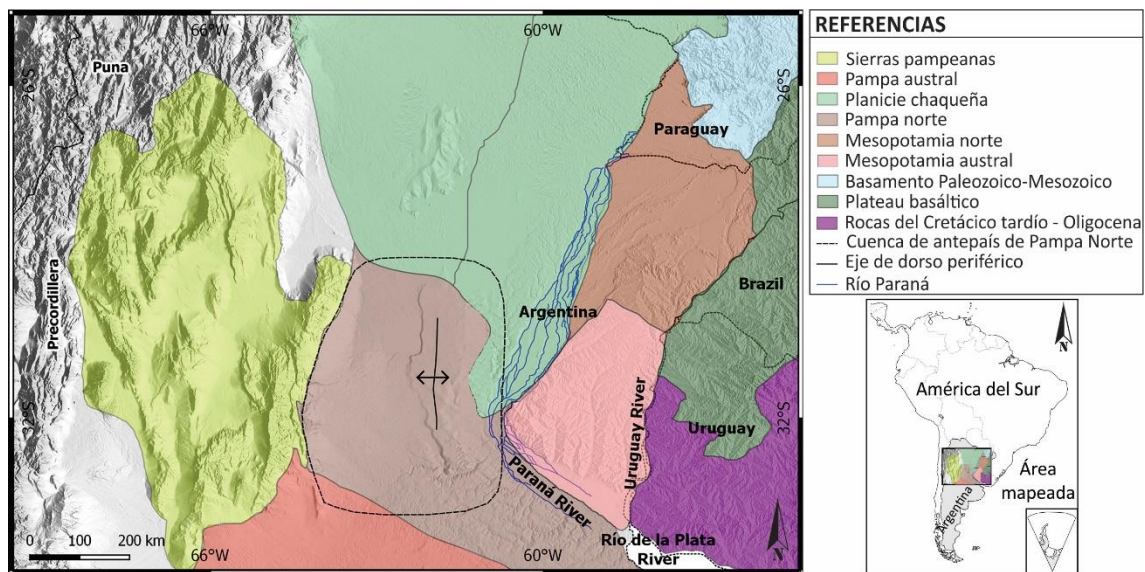


Figura 5.2: Mapa regional con las principales unidades geológicas en el área del delta del río Paraná (Tomado de Brunetto *et al.*, 2017).

El cratón del Río de la Plata alcanzó su posición actual por un movimiento de desgarre dextral a gran escala contra las secuencias sedimentarias de ante-arco que se habían desarrollado en los márgenes sur y oeste del cratón de Kalahari durante el Cámbrico Temprano (Orogenia Pampeana) (Rapela *et al.*, 2007). El bloque de Pampia fue el margen conjugado del cratón Amazónico y otros bloques continentales más pequeños, como Arequipa-Antofalla y Río Apa del orógeno Sunsás y se desarrolló entre



Sucre en Bolivia y Corumbá en Brasil como resultado de una colisión mesoproterozoica. El sector norte del margen oriental de Pampia es la placa inferior del cinturón Brasiliano desarrollado a lo largo del cratón Paranapanema durante la colisión del Cámbrico temprano. El sector sur del margen este coincide parcialmente con la prolongación sur del lineamiento Transbrasiliiano, que yuxtapone al Cratón del Río de la Plata con el bloque cratónico Pampia (Ramos *et al.*, 2010). El desplazamiento relativo prolongado del cratón del Río de la Plata después de la Orogenia Pampeana condujo a su posición final (Rapela *et al.*, 2007), (Fig. 5.3).

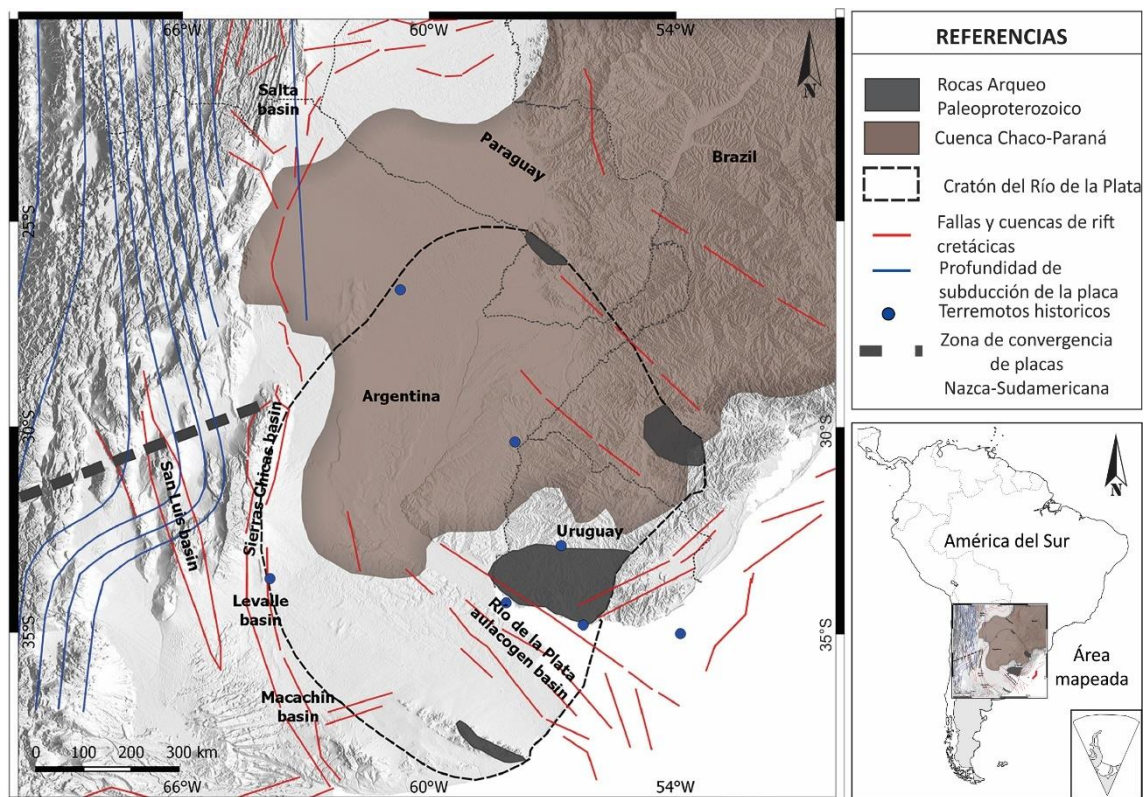


Figura 5.3: Mapa geológico – estructural del sureste de América del sur (Tomado de Brunetto *et al.*, 2017).

## **PALEOZOICO**

La llanura Chaco-Paraná está compuesta por una secuencia sedimentaria de 5000 m de espesor que yace discordantemente sobre el basamento Precámbrico y se desarrolla en Argentina y Uruguay. La cuenca experimentó un hundimiento episódico debido a la flexión del antepaís a lo largo del Paleozoico Inferior (Mpodozis y Ramos,

1989; Milani, 1992), y posteriormente fue rellenada por diamictita, arenisca y lutita del Paleozoico Superior de las Formaciones Ordóñez y Victoriano Rodríguez. Estas secuencias fueron cubiertas por areniscas y lutitas mesozoicas de la Formación Tacuarembó y rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Serra Geral de edad Cretácico inferior (Peate *et al.*, 1990; Chebli *et al.*, 1999).

## **MESOZOICO**

El Mesozoico aflora en la Mesopotamia (Chebli *et al.*, 1989), República Oriental del Uruguay y al sur de las Sierras Pampeanas se expone una secuencia volcánico sedimentaria (Chebli *et al.*, 1999).

### **Jurásico-Cretácico inferior**

Limitando el área del estuario Río de la Plata, se desarrollaron depocentros mesozoicos que se correlacionan estratigráficamente, como la cuenca del Salado y la de Punta del Este. La cuenca del Salado está genéticamente vinculada al valle del rift entre América del Sur y África, cuyo origen está relacionado con la apertura del océano Atlántico sur en el Jurásico superior-Cretácico inferior (Violante y Parker, 2004; Soto *et al.*, 2011). Hacia el este, sobre la plataforma continental, se desarrolla la cuenca de Punta del Este, la cual habría alojado a un ancestral río Paraná y se encuentra separada de la parte central de la primera por el Alto del Plata, prolongación del Alto de Martín García (Urien y Zambrano, 1996; Tavella y Wright, 1996). Ambas cuencas constituyen aulacógenos integrados por el basamento precámbrico-paleozoico sobre el que se superponen 6.000 m de sedimentos de origen continental y marino que comienzan con secuencias de edad Cretácico desarrolladas individualmente en cada cuenca, hasta que a partir del Cenomaniano-Senoniano ambas cuencas comenzaron a funcionar como una unidad siendo rellenadas por sedimentos terciarios y cuaternarios (Violante y Parker, 1999). La Cuenca del Salado estuvo bajo hundimiento tectónico durante la mayor parte de su historia, pero desde el Paleógeno disminuyó gradualmente de tal manera que durante el Cuaternario las fluctuaciones glaciales eustáticas del nivel del mar fueron capaces de impresionar sus propias características.



**Cretácico Superior****CENOZOICO****Paleógeno**

Las formaciones Mariano Boedo y Chaco, secuencias del Cretácico superior y del Paleógeno, fueron depositadas durante la etapa de cuenca de antepaís Cenozoico asociado con el antepaís fracturado de las Sierras Pampeanas que generó acomodación por hundimientos. El hundimiento fue causado por el efecto combinado de las fuerzas de flexión y las cargas dinámicas generadas en la cuña astenosférica en la subducción horizontal de la placa de Nazca (Davila *et al.*, 2010; Davila y Lithgow-Bertelloni, 2013).

La Formación Mariano Boedo está compuesta por arenas y areniscas conglomerádicas de color rojizo y marcan la transición de un ambiente continental a marino costero. La Formación Mariano Boedo está cubierta en discordancia erosiva por la Formación Chaco, en la cual predominan areniscas de grano fino (Chebli *et al.*, 1999). La litología representativa de esta secuencia temporal aparece aflorando en un área del tramo medio a inferior del río Uruguay, en las Formaciones Yeruá y Fray Bentos equivalentes a las formaciones Mariano Boedo y Chaco respectivamente (Herbst y Santa Cruz, 1985; Fernández Garrasino, 1998).

**Oligoceno**

La Formación Olivos correlacionable parcialmente con la Formación Fray Bentos, alcanza 200 m de espesor. Son limos y arenas de coloraciones rojizas, de un ambiente continental y de edad oligocena-miocena. Presenta un límite ligeramente concordante con la Formación Paraná que la sobreyace y se halla parcialmente interdigitada en los términos superiores (Pereyra, 2004).

**Neógeno****Mioceno**

La transgresión durante el Mioceno superior hasta ca. 9,5 Ma (Pérez, 2013), denominada Paranaense y caracterizada como de escala continental, somera y de mares cálidos, ocupó gran parte de la provincia de Buenos Aires y se extendió ampliamente por el territorio argentino (Yrigoyen, 1993). Este evento desarrolló un sistema fluvial

muy amplio y dejó dos registros bien diferenciados: uno inferior transgresivo correspondiente a la Formación Paraná (d'Orbigny, 1842), y otro superior regresivo, correspondiente a la Formación Puelches definida en el norte de la provincia de Buenos Aires por Santa Cruz (1972) o Formación Ituzaingó en Corrientes y Entre Ríos (De Alba, 1953; Herbst, 1971; Brunetto *et al.*, 2013).

La secuencia de la Formación Paraná está compuesta por arcillas de colores verdes o azules con intercalaciones arenosas de color blanquecinas a grisáceas de origen marino (Aceñolaza, 2007), (Fig. 5.4-Perfil 3). Los sedimentos marinos del Mioceno superior, asociados con la Formación Paraná, recubren las rocas del basamento de manera discordante y se dispone en contacto erosivo con la Formación Puelches o Ituzaingó suprayacente (d'Orbigny, 1842; Amato y Silva Busso, 2009; Brunetto *et al.*, 2013). La Formación Paraná, se encuentra sobreelevada y expuesta a lo largo de la base de los acantilados del estuario interior Río de la Plata, alcanzando hasta 40 m de elevación (Brunetto *et al.*, 2017).

### **Plioceno**

La Formación Puelches (Döering, 1882) consiste en depósitos continuos continentales, de edad Plioceno superior a Pleistoceno superior, asignada por su contenido fosilífero de mamíferos, peces y restos de árboles. Es una unidad formacional de gran extensión regional y se reconoce en parte de las provincias de Córdoba, Santa Fe, Buenos Aires y la franja oriental de Chaco. Son arenas finas cuarzosas, de color pardo amarillento a blanco, con intercalaciones de gravas en la base de los depósitos y arcillas de la Formación Paraná (Santa Cruz, 1972). Consiste en un sistema de canales fluviales superpuestos, de posible hábito anastomosado, formando un extenso manto de arenas (Santa Cruz, 1972) que constituyen uno de los acuíferos más importante de esta parte del continente (Rinaldi *et al.*, 2006) (Fig. 5.4). Sobre las planicies expuestas luego de la regresión del mar Paranaense, se desarrolló el proto-Paraná, un río entrelazado con barras arenosas transversales y pendiente similar al actual río Paraná (Fucks, 2005). La formación del proto -Paraná, alrededor de 3 a 4 millones de años AP, estuvo ligada a los levantamientos tectónicos que formaron la Sierra do Mar en cercanías del Atlántico y al levantamiento de la Cordillera de los Andes. Los cambios topográficos que se generaron

en Sudamérica, aislaron las regiones tropicales de sus niveles de base iniciales y se unieron en un solo colector de orientación norte-sur (Paoli *et al.*, 2000).

Los depósitos fluviales de la Formación Puelches se superponen de manera discordante y erosiva a las arcillas marinas de la Formación Paraná del Mioceno y subyace a la Formación Pampeano o a depósitos del Holoceno en sectores donde los sedimentos pampeanos han sido erosionados o no depositados. El techo de las arenas de la formación Puelches coincide parcialmente con el paleocauce del estuario Río de la Plata (Rinaldi *et al.*, 2006).

### **Pleistoceno**

La Formación Pampeano (Frenguelli, 1950) o Formación Puerto Olivos (Parker, 1990), de edad Pleistoceno y origen continental, está distribuida en la mayor parte del territorio de la provincia de Buenos Aires, fue descripta por varios autores como Ameghino (1908), González Bonorino (1965), Fidalgo *et al.* (1973) denominada Formación Pampiano, entre otros. El Pampeano, también incluye a los depósitos definidos como las Formaciones Ensenada y Buenos Aires por Riggi *et al.* (1986).

Los sedimentos pampeanos varían su espesor entre 15 y 30 m en general, pero pueden superar los 100 m hasta alcanzar la profundidad del techo de la Formación Puelches. Son limos y limos arcillosos de color castaño rojizo, consolidados. El carbonato de calcio en los limos es escaso, concentrándose en niveles de espesor variable, generalmente 1-2 m. Estos niveles se conocen informalmente como toscas y, en algunas ocasiones, también presentan patinas de óxidos (Fidalgo *et al.*, 1975). En esta formación, se pueden identificar dos miembros bien diferenciados, uno superior de limos con predominancia de illita, plagioclasas y vidrio volcánico y un estrato inferior de menor granulometría, con mayor contenido de arcillas como montmorillonita y caolinita, ambos retransportados y redepositados por acción fluvial (González Bonorino, 1965).

En la región mesopotámica, a lo largo de las barrancas de la margen derecha del río Paraná al sur de Rosario, Santa Fe y con mejores exposiciones sobre la margen izquierda del Paraná desde La Paz hasta la ciudad de Paraná en Entre Ríos, se definen depósitos de similares características a la Formación Pampeano como la Formación Punta Gorda (Iriondo y Kröhling, 2008) y la Formación Hernandarias (Iriondo, 1980b).

La Formación Punta Gorda representa dos ciclos de sedimentación eólica bien definidos. La sucesión está compuesta por limos del Pleistoceno temprano a medio y se encuentra cubierta en discordancia por el loess pampeano del Último máximo Glacial, Pleistoceno superior- Holoceno (Kröhling, 2001). La Formación Hernandarias de entre 20 y 40 m de espesor, es un depósito de origen palustre y lacustre generado por el río Uruguay en el Pleistoceno inferior a medio. Constituye la mayor parte de la superficie de Entre Ríos, extendiéndose en el subsuelo de Santa Fé y Buenos Aires hacia el SW (Iriondo, 1980b).

La Formación Salto Ander Egg, propuesta por Brunetto *et al.* (2015), presenta características que evidencian el último ciclo interglacial-glacial. Está ubicada en el SO de la provincia de Entre Ríos, constituye la terraza más antigua de los tributarios del río Paraná. Representa una secuencia de depósitos fluviales compuesta por dos facies, una de conglomerados y gravas clasto-soportados con intercalaciones de lentes de arena y la segunda facies está compuesta por limos con proporciones subordinadas de arcillas y arenas muy finas.

La Formación Pampeano está presente en las terrazas de la margen derecha límite regional del delta, y ha sido erosionada debido a los procesos asociados con la incisión del paleocauce del Río de la Plata que acompañó a la caída del nivel del mar en el Pleistoceno superior (Cavallotto *et al.*, 2005), (Fig. 5.4).

Dentro de esta secuencia, se reconoce un nivel marino definido por Guida y González (1984) en cercanías de la localidad de Gualeguaychú. Son depósitos de arena fina a mediana con abundantes restos biológicos de 0,5 a 2,4 m de espesor. Estos depósitos de playa, son equivalentes al Belgranense de Frenguelli (1950), la Formación Pascua de Fidalgo *et al.* (1973a), el Miembro Martín García de Parker (1990) y la Formación Pilar de Fucks y De Francesco (2003) en la localidad homónima (Cavallotto *et al.*, 2005).

### **Holoceno**

Esta caracterizados por el evento transgresivo-regresivo post glacial, donde se diferenciaron dos cortejos sedimentarios (Cavallotto 2002).

El cortejo sedimentario transgresivo – Sistema depositacional estuárico (Cavallotto *et al.*, 2005) o La Formación Atalaya (Parker, 1990; Parker y Marcolini, 1992)

(Fig. 5.4 A, B, C), comprende los sedimentos depositados durante el ascenso del nivel del mar. Constituye depósitos de origen marino de edad Holoceno Medio (Cavallotto *et al.*, 2005) caracterizados por arcillas limosas estuarinas de color verde oliva a gris oscuro alternadas con finas capas de arena muy fina con intercalaciones de conchillas dentro de estas capas (Cavallotto, 1996) y niveles basales con materia orgánica.

Durante la posterior caída progresiva del nivel del mar, la progradación costera se convirtió en el proceso más importante y se originó una gran secuencia regresiva (Mourelle *et al.*, 2015). El cortejo sedimentario regresivo, presenta numerosos sistemas depositacionales (Cavallotto *et al.*, 2005). Por un lado, estos autores describieron un sistema depositacional de llanuras costeras formado por el escalonamiento de una serie de sistemas de cordones litorales de conchilla y arena, y llanuras de marea de sedimentos limo-arcillosos (Iriondo, 2004). Estos depósitos fueron reconocidos en las llanuras costeras del margen sur del estuario Río de la Plata y en la llanura costera del sur de la provincia de Entre Ríos, se habrían desarrollado entre 6000 y 2000 años AP (Cavallotto 2002; Cavallotto *et al.*, 2002; Iriondo, 2004). Estos sedimentos son equivalentes al Platense marino de Frenguelli (1950) y al nivel superior de la Formación Isla Talavera de Gentile y Rimoldi (1979), a la Formación Las Escobas de Fidalgo *et al.* (1973a) y a la Aloformación Las Escobas de Parker y Violante (1993) y Violante y Parker (2000), (Fig. 5.4 Perfil 1).

El sistema depositacional de estuario interior, está compuesto por sedimentos arcillosos a limo arcillosos castaños y fauna de bivalvos diseminada, depositados durante el descenso del nivel del mar entre 4 y 2,5 m. La secuencia se encuentra presente en los valles de los arroyos Arrecifes, Areco, de la Cruz y los ríos Luján y Matanza-Riachuelo. Fue datada en el paleovalle del río Luján en 3.640+ 70 años AP por Fucks y De Francesco (2003) y entre 6.000 + 80 y 6370 + 90 años AP por Figini (1992). Es equivalente a la Formación Riachuelo (Cavallotto, 1996) y fue definida como Miembro Santa Brígida por Fucks y De Francesco (2003).

El sistema depositacional del delta del río Paraná está representado por depósitos de origen fluvial, fundamentalmente aportados por el río Paraná, y compuestos por limos arenosos, de color gris, con un espesor máximo de 12 m, correspondiendo a facies de delta subaéreo. La edad calculada en base al avance del

frente deltaico sería de 2100 años AP (Cavallotto, 1987) y de acuerdo a dataciones radiocarbónicas obtenidas en muestras extraídas en el borde interno de esta unidad, entre  $1.902 \pm 41$  y  $1.770 \pm 41$   $^{14}\text{C}$  AP (Cavallotto, 2002; Cavallotto *et al.*, 2002).

Los depósitos aluviales que cubren el lecho actual del estuario Río de la Plata corresponden a la facies de delta subáqueo. Los sedimentos presentan un arreglo granodecreciente desde arenas en el sector interior a fangos en el sector exterior, con espesores que van de 3 a 8 m. (Cavallotto *et al.*, 2005). Estos depósitos constituyen la denominada Formación Playa Honda de Parker (1990) y Parker y Marcolini (1992), la Aloformación Playa Honda de Parker y Violante (1993) y Violante y Parker (2000), (Fig. 5.4 Perfiles 1, 2, 3) y es equivalente en la plataforma interior a la Aloformación Banco Punta Médanos Exterior de Parker y Violante (1982, 1993).

El sistema depositacional fluvial del río Paraná y de los afluentes del estuario Río de la Plata, comprende a los sedimentos fluviales de composición arenosa depositados por el propio río Paraná como por los canales secundarios de diseño meandroso que migran lateralmente y que se extiende aguas abajo siguiendo la progradación del frente deltaico (Cavallotto *et al.*, 2005).

### 5.3 EVOLUCIÓN DEL SISTEMA DELTA-ESTUARICO DEL RÍO DE LA PLATA

La configuración actual del estuario Río de la Plata, se empieza a esbozar a partir del Plioceno, pero con herencias de eventos ocurridos desde la apertura del océano Atlántico. El levantamiento de la Cordillera de los Andes en el Mioceno medio representó un evento fundamental en el modelado de las cuencas fluviales, ya que a partir de entonces todo el sistema del paleo-Paraná quedó integrado y rejuvenecido adquiriendo gran parte de su actual diseño de drenaje (Potter, 1997).

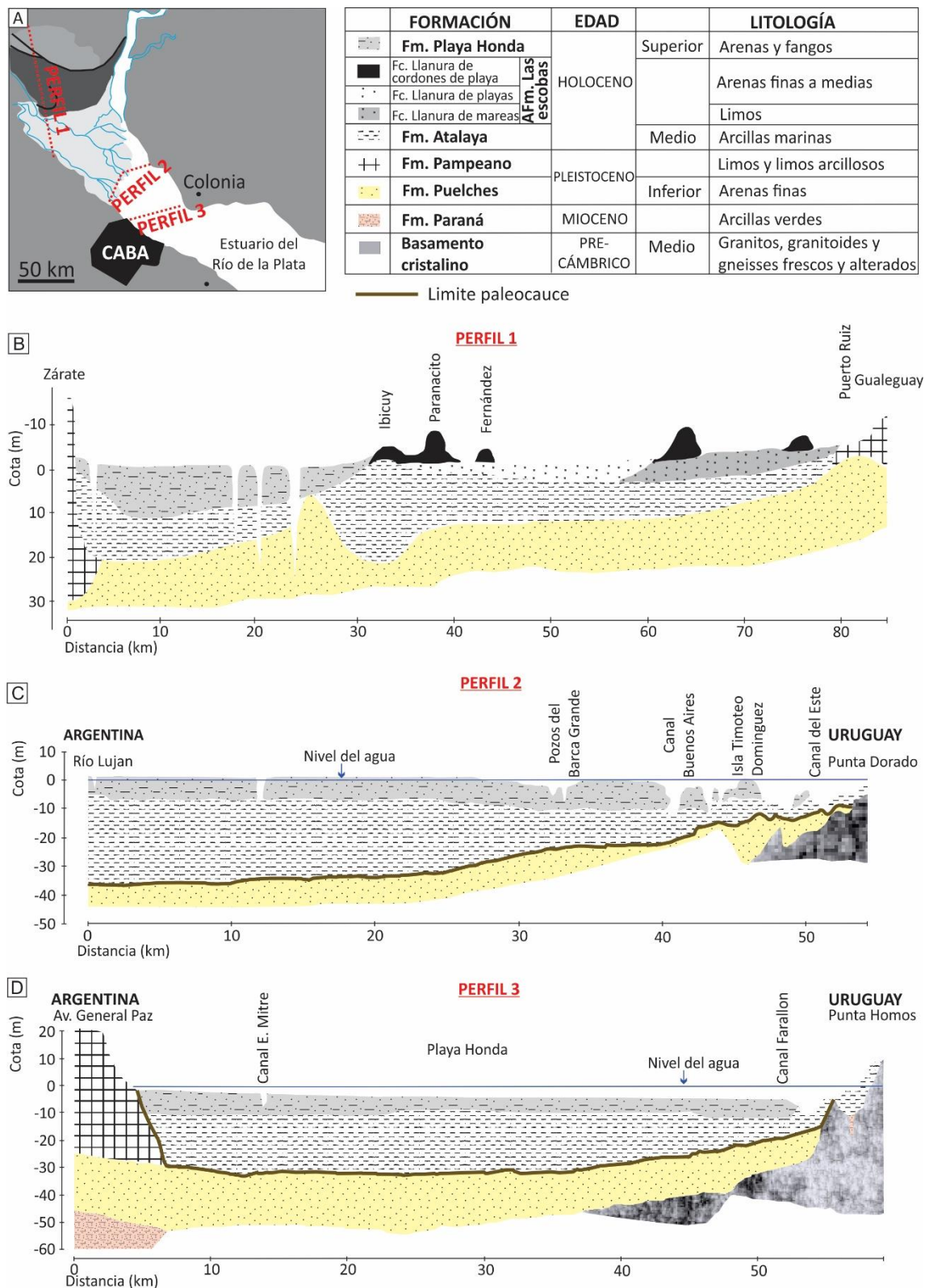


Figura 5.4: Perfiles geológicos. A: Ubicación en planta de los perfiles. B: Perfil 1: perfil geológico sobre la planicie deltaica superior (Tomado de Cavallotto *et al.*, 2005). C: Perfil 2: perfil geológico sobre el frente del delta del río Paraná. D: Perfil 3: perfil geológico sobre el estuario Río de la Plata (Tomado de Rinaldi *et al.*, 2006).

Hace aproximadamente 2,58 Ma comienza un régimen global marcadamente alternante de periodos fríos y cálidos, lo que se tradujo en una sucesión de eventos marinos transgresivos y regresivos en el área de estudio. Alrededor de 2,4 Ma tuvo lugar la primera ingresión marina que llegó al estuario Río de la Plata (Parker *et al.*, 1994, Violante y Parker, 1999). Esta ingresión está representada por los miembros Barra del Indio y el Intersenadense en el estuario y por depósitos lacustres en la provincia de Entre Ríos (Cavallotto y Violante, 2005).

La siguiente transgresión terminó hace unos 120.000 años, representada por la Formación Pascua en la llanura costera y por el Miembro Martín García en el estuario Río de la Plata (Cavallotto y Violante, 2005).

La incisión del paleocauce y la formación de una superficie de máxima exposición subaérea se inició durante el último periodo glacial, con un nivel del mar a unos 100-120 m por debajo de su posición actual. La regresión preholocena estuvo caracterizada por un descenso progresivo del nivel del mar. El estuario Río de la Plata comenzó a excavar profundamente su cauce por el efecto del descenso del nivel de base y el consecuente aumento de caudal y velocidad de sus aguas. Por su parte, el cauce comenzó a estar aislado de la plataforma adyacente por la presencia de la divisoria Punta Piedras-Alto Marítimo que quedó al descubierto (Cavallotto, 2002; Cavallotto y Violante, 2005) (Fig. 5.5 A).

Durante este momento de máxima glaciación, el antiguo río Paraná circulaba cerca de la costa actual de la República del Uruguay y Río Grande do Sul en Brasil, (Cavallotto y Violante, 2005, Cavallotto *et al.*, 2005).

Durante el inicio de la deglaciación, hacia los 18.000 años AP, el mar ascendió rápidamente y fue invadiendo el cauce primitivo del río, durante la transgresión que condujo a la formación de un ambiente estuarino hasta la localidad de Diamante donde se encontraba la desembocadura del río Paraná. El encuentro entre el agua de mar y las aguas fluviales dio origen al "tapón fangoso", que comenzó a migrar en el sentido de avance del mar como un depocentro retrogradante que fue rellenando progresivamente el paleovalle (Cavallotto y Violante, 2005; Cavallotto *et al.*, 2005; Colombo *et al.*, 2014).



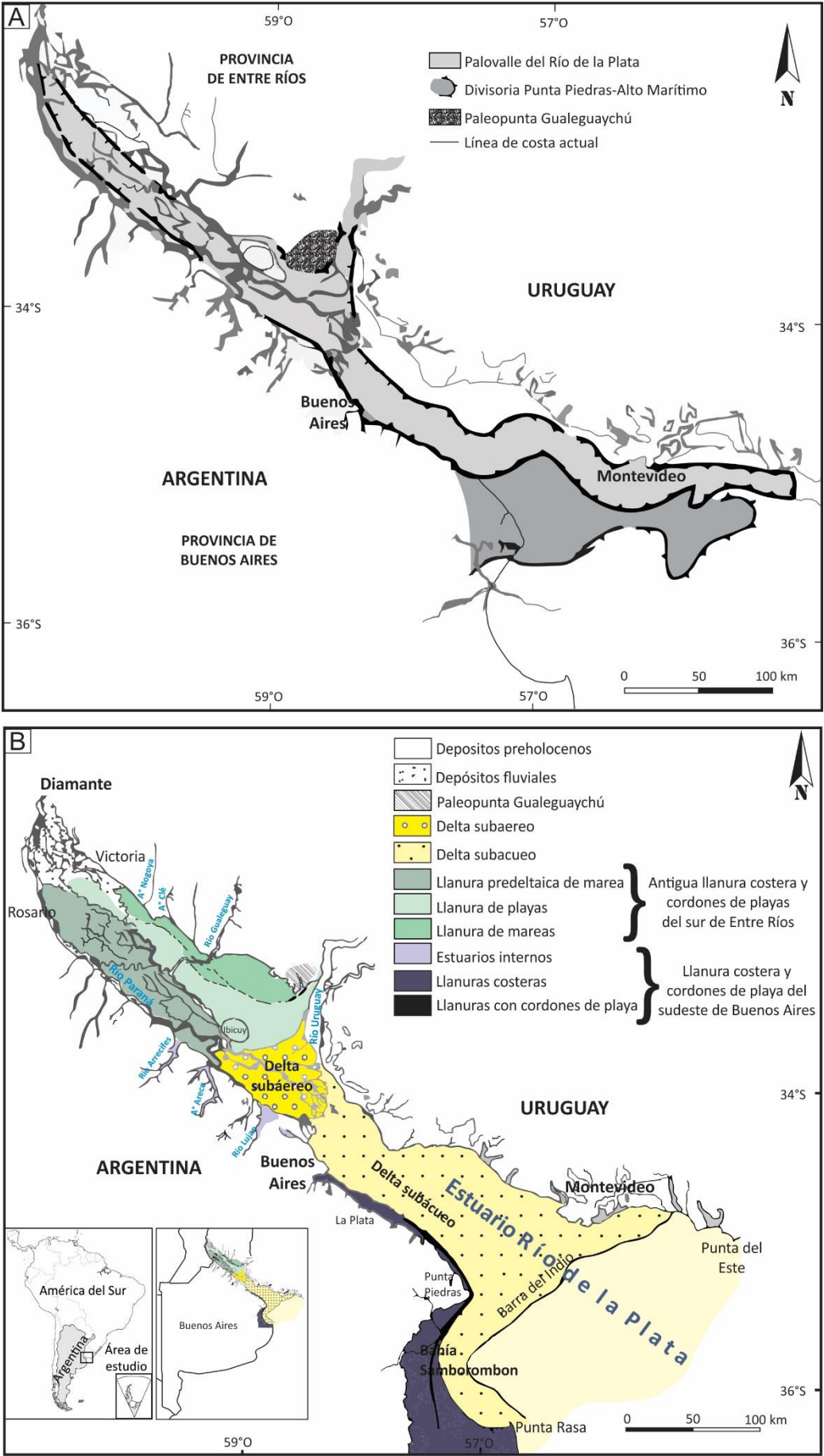


Figura 5.5: A: Paleogeografía del sustrato Holoceno (tomado de Cavallotto, 2002). B: Mapa morfológico regional del complejo delta-estuarino del Río de la Plata (tomado de Cavallotto et al., 2005).

Al alcanzar el mar su máximo nivel de + 6 m hacia los ~6.000 años AP (Iriando, 1980a; 2004; Cavallotto *et al.*, 1995; Violante y Parker, 2000, 2004; Milana y Kröhling, 2015; Prieto *et al.*, 2017) se estabilizó y comenzó a descender. Diversos autores, proponen la ocurrencia de niveles del mar más altos que los actuales durante el Holoceno medio como situación común para el hemisferio sur y fluctuaciones de escasos metros en los últimos 6000 años AP (Isla, 1989; Cellone *et al.*, 2016; Cavallotto *et al.*, 2020; Isla y Espinosa, 2021).

En el inicio de la regresión, se produjo un descenso rápido del nivel del mar para después estabilizarse a los 3.500 años AP. Se generó una fuerte progradación costera, estimada entre 4.000 y 4.900 años AP, relacionada con la generación de deltas menores en la desembocadura de los arroyos Nogoyá, Clé y Gualeguay producto del aumento de caudal y aporte sedimentario de estos arroyos en el óptimo climático. Al mismo tiempo en la costa opuesta se inició el relleno de los valles de numerosos ríos y arroyos, por ejemplo, el río Luján y Arrecifes y arroyos Areco y de la Cruz (Cavallotto *et al.*, 2005), (Fig. 5.5 B)

Aproximadamente a los 5.500 años AP cuando el nivel de mar oscilaba en los +5 m (Fig. 5.6), la Paleopunta Gualeguaychú construyó un punto de difracción de olas que dio origen a la formación de una gran barrera estuarina (Colombo *et al.*, 2014) con múltiples segmentos de cordones litorales originados por la acción de olas y corrientes costeras, siguiendo el sentido de la deriva litoral predominante hacia el noroeste (Cavallotto y Violante, 2005). Está compuesta de arenas cuarcíticas de grano fino a medio y los segmentos varían entre 200 y 700 m de ancho y con elevaciones entre 5 y 7 m.s.n.m. hasta 11 y 15 m.s.n.m. donde se generan médanos de gran tamaño (Colombo *et al.*, 2014). Este sistema de cordones litorales, generaron ambientes semiprotegidos de baja energía y reducida sedimentación caracterizados como llanuras de marea (Cavallotto y Violante, 2005) y lagunas costeras.

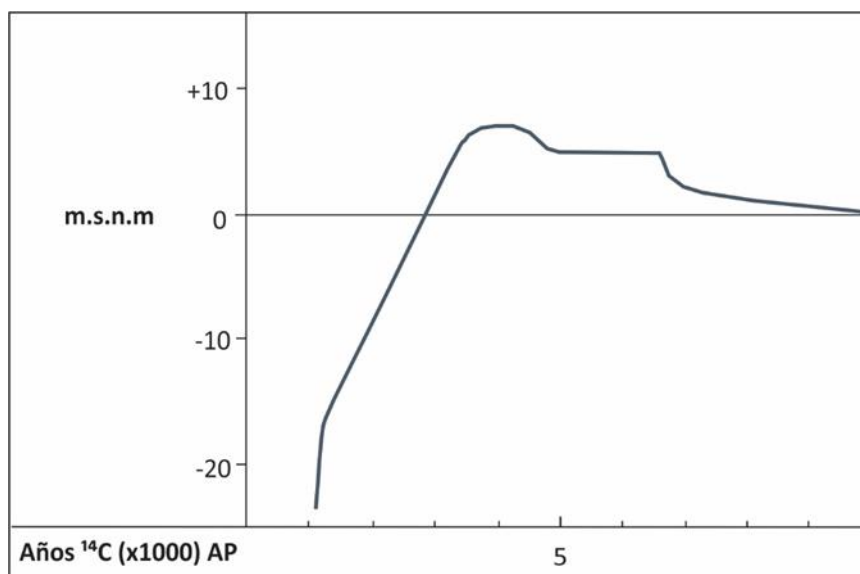


Figura 5.6: Curva de variaciones relativas del nivel del mar (Tomado de Cavallotto *et al.*, 2005).

Estos ambientes de llanuras de marea y lagunas costeras fueron segmentados localmente por los ríos y arroyos y deltas como por ejemplo los arroyos Nogoyá y Clé. En la margen sur, hacia la costa argentina se desarrollaron pequeños estuarios y cordones de playas asociados a la desembocadura de los arroyos Areco y Arrecifes (Colombo *et al.*, 2014).

A los ~3.500 años AP se produjo un nuevo descenso relativo importante del mar, aproximadamente + 3 m (regresión Platense) y se instaló un clima semiárido, generando disminución de las precipitaciones y como consecuencia se detuvo el crecimiento de los pequeños deltas. Estas condiciones favorecieron el desarrollo de dunas sobre los cordones litorales denominados cordón medanoso. Este periodo de dominio del oleaje, coincide con la activación del Mar de Arena Pampeano, entre ~5.300 y ~1.720 años AP, (Milana y Kröhling, 2015). Este clima llegó a su fin entre 1.500 y 1.000 años AP y posteriormente, se habrían restablecido condiciones húmedas moderadas (Iriondo, 1999; Tonni *et al.*, 1999; Cavallotto, 2002).

Este descenso del nivel del mar también generó la progradación de sucesivos cordones de playa o cheniers en dos sistemas, uno más interior posiblemente asociado a la sedimentación del río Paraná y otro hacia el este con aportes que proveían del río Uruguay. La separación, orientación y composición de estos sistemas de playas permiten inferir un cambio en las condiciones hidrometeorológicas. El límite entre ambos

sistemas se acota a los 2.500 años  $^{14}\text{C}$  AP y el margen exterior entre  $1.902 \pm 41$  y  $1.771 \pm 33$  años  $^{14}\text{C}$  AP con un nivel del mar de + 2,5 m. Dentro del segundo sistema de playas se reconoce la presencia de la isla de Ibicuy que actuó como punto de difracción y refracción de olas incidentes (Cavallotto *et al.*, 2005; Colombo *et al.*, 2014). La isla de Ibicuy se encuentra elevada entre 2 y 3 m de la llanura circundante, está compuesta de arena media a muy fina (Colombo *et al.*, 2021). Este cuerpo de arena se originó como un delta poco profundo expuesto a fuertes vientos del SEE (Bischoff, 2006).

La última etapa, denominada fluvial-deltaica, estuvo caracterizada por el desarrollo del delta sobrepuesto al sistema estuárico, posiblemente asociado al incremento en las precipitaciones y aumento de caudal del río Paraná, esto implicó la transformación de condiciones estuáricas a fluviales y la formación del sistema depositacional deltaico entre los  $1.770 \pm 33$  y  $1.902 \pm 41$  años  $^{14}\text{C}$  AP (Cavallotto *et al.*, 2002).

## **CAPÍTULO 6: GEOMORFOLOGÍA DEL FRENTE DELTAICO**

De acuerdo al mapeo de detalle realizado, se definieron tres unidades geomorfológicas: UG I Planicie deltaica superior, UG II Planicie deltaica inferior, UG III Planicie deltaica subácuea y una unidad antrópica: UA I Paisaje antrópico, caracterizadas por sus geoformas asociadas (Mapas 6.1; 6.2; 6.3; 6.4; Tabla 6.1). En el apartado 6.1.2 se describen las geoformas comunes a todas las unidades.

<b>UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS (UG)</b>	<b>Geoformas asociadas</b>
<b>UG I PLANICIE DELTAICA SUPERIOR</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Barras de desembocadura estabilizadas</li> <li>• Canales fluviales activos</li> <li>• Canales fluviales abandonados (inactivos)</li> <li>• Albardones bien desarrollados</li> <li>• Depresiones</li> <li>• Lóbulos de derrame</li> </ul>
<b>UG II PLANICIE DELTAICA INFERIOR</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Barras de desembocadura estabilizadas</li> <li>• Canales fluviales activos</li> <li>• Canales fluviales abandonados (inactivos)</li> <li>• Albardones poco desarrollados</li> <li>• Planicies de marea sobre barras de desembocadura</li> <li>• Canales de mareas activos</li> <li>• Canales de marea abandonados (inactivos)</li> <li>• Marismas</li> <li>• Cordones litorales</li> <li>• Lóbulos de derrame</li> </ul>
<b>UG III PLANICIE DELTAICA SUBÁCUEA</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Barras de desembocadura</li> <li>• Planicies de marea sobre barras de desembocadura</li> <li>• Bahías interdistributarias</li> <li>• Albardones subácueos</li> <li>• Canales subácueos</li> <li>• Canales de marea mixtos</li> </ul>

UNIDAD ANTRÓPICA (UA)	Antropoformas asociadas
UA I PAISAJE ANTRÓPICO	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Traza urbana, desarrollos inmobiliarios privados</li> <li>• Canalizaciones</li> <li>• Puertos</li> </ul>

Tabla 6.1: Unidades geomorfológicas, unidad antrópica y morfologías características de cada unidad.

## 6.1 UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS

### 6.1.1 UG I: Planicie deltaica superior (PDS)

La planicie deltaica superior es un ambiente netamente fluvial, con cotas mayores a 2 m.s.n.m. Se caracteriza por presentar un diseño formado por canales distributarios y subambientes desarrollados entre canales. Para el delta del río Paraná, la planicie deltaica superior inicia donde el curso fluvial homónimo se divide en dos distributarios principales, el río Paraná Guazú y el río Paraná de las Palmas (Iriondo, 2004) (Fig. 6.1 B).

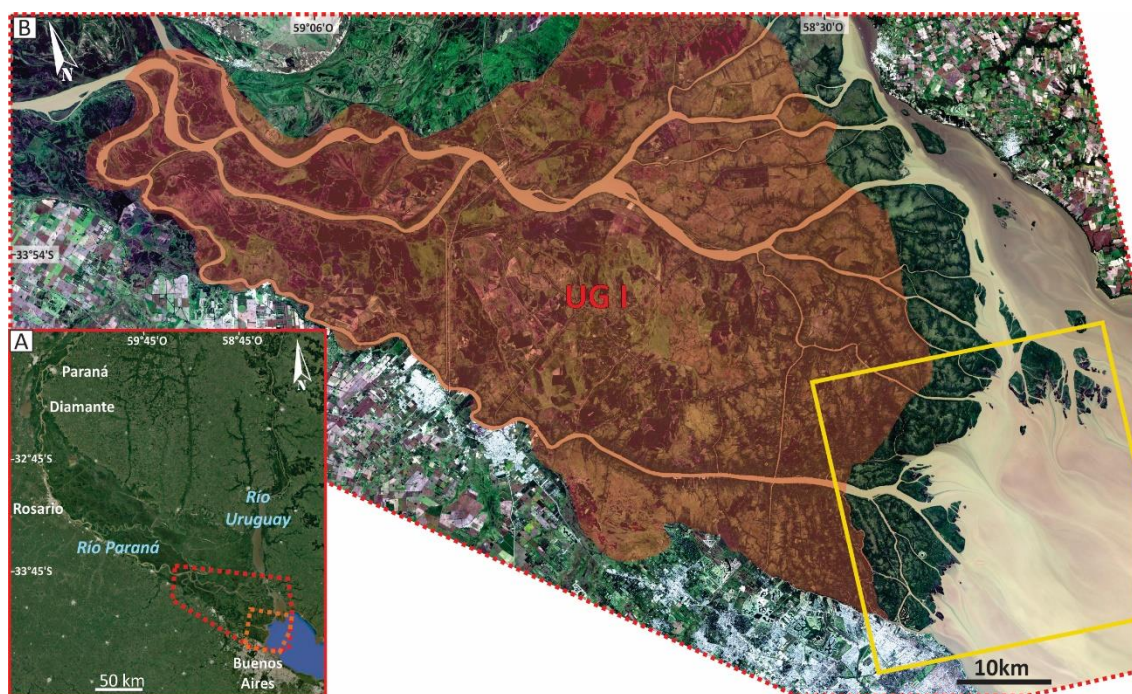


Figura 6.1: Ubicación y extensión de la UG I: planicie deltaica superior. A: Imagen satelital de Google Earth del complejo litoral de la desembocadura del río Paraná. B: Imagen satelital Landsat OLI 8 RGB 432, adquirida el 06-09-2017 (Cortesía USGS), del delta del río Paraná, el área en color rojo indica el límite de la planicie deltaica superior. El recuadro de color amarillo indica el área mapeada en este trabajo de tesis.

La planicie deltaica superior comprende un área muy extensa de aproximadamente 3.500 km<sup>2</sup> y radio máximo de 100 km entre el ápice del delta y la costa, presenta una pendiente general muy baja (< 0,5%). Se encuentra surcada por numerosos canales distributarios de variadas dimensiones que separan barras de desembocadura estabilizadas o “islas”. Las barras estabilizadas son inundadas durante las crecidas del río Paraná y, en los sectores distales, cercanos al frente deltaico, durante eventos extraordinarios se acumulan depósitos de tormenta detrás del albardón y se generan escarpas de erosión. Ambos procesos de desbordes generan lóbulos de derrame que contribuyen a la acreción vertical de estos cuerpos sedimentarios. Los canales presentan hábito rectilíneo a sinuoso y están limitados por albardones de composición arenosa y por detrás de los mismos se desarrollan zonas deprimidas con pantanos, lagunas y pajonales donde domina la decantación de limo y arcilla (Marcomini *et al.*, 2018).

Las principales geoformas de la planicie deltaica superior son los típicos de ambientes generados por acción fluvial: barras de desembocadura estabilizadas, canales activos y abandonados, albardones bien desarrollados, depresiones y lóbulos de derrame. Los lóbulos de derrames no fueron mapeados ni caracterizados debido a la escala de trabajo.

#### **6.1.2 UG II: Planicie deltaica inferior (PDI)**

La planicie deltaica inferior, con dominancia de cotas menores a 2 m.s.n.m., conforma una faja litoral de 2 a 6 km de ancho, donde los procesos fluviales compiten con los de la cuenca receptora, principalmente flujos y reflujos de marea, corrientes litorales y oleaje de tormenta (sudestadas) conformando un ambiente de sedimentación activa. Comprende un conjunto de barras de desembocadura estabilizadas o “islas” y numerosos canales, ríos y arroyos de diseño anastomosado, tanto activos como abandonados (Fig. 6.2). Los canales se encuentran marginados por albardones poco desarrollados en donde son comunes los procesos de desborde (lóbulos de derrame). Este sector está sometido a las inundaciones periódicas del río Paraná y a las crecidas del nivel del agua del estuario debido a vientos del SE y mareas extraordinarias. En el sector más distal de la planicie deltaica inferior, se desarrollan áreas de pantano o



marismas. Estas planicies se encuentran atravesadas por canales de marea, que presentan un diseño dendrítico y patrón sinuoso con hasta 1,3 km de longitud y de 10 a 30 m de ancho. Estos canales facilitan el ingreso de agua a la planicie deltaica inferior, retrabajando sedimentos y contribuyendo a la agradación del frente deltaico. En las áreas de cabecera estos canales presentan signos de fluvialización (Marcomini *et al.*, 2018).

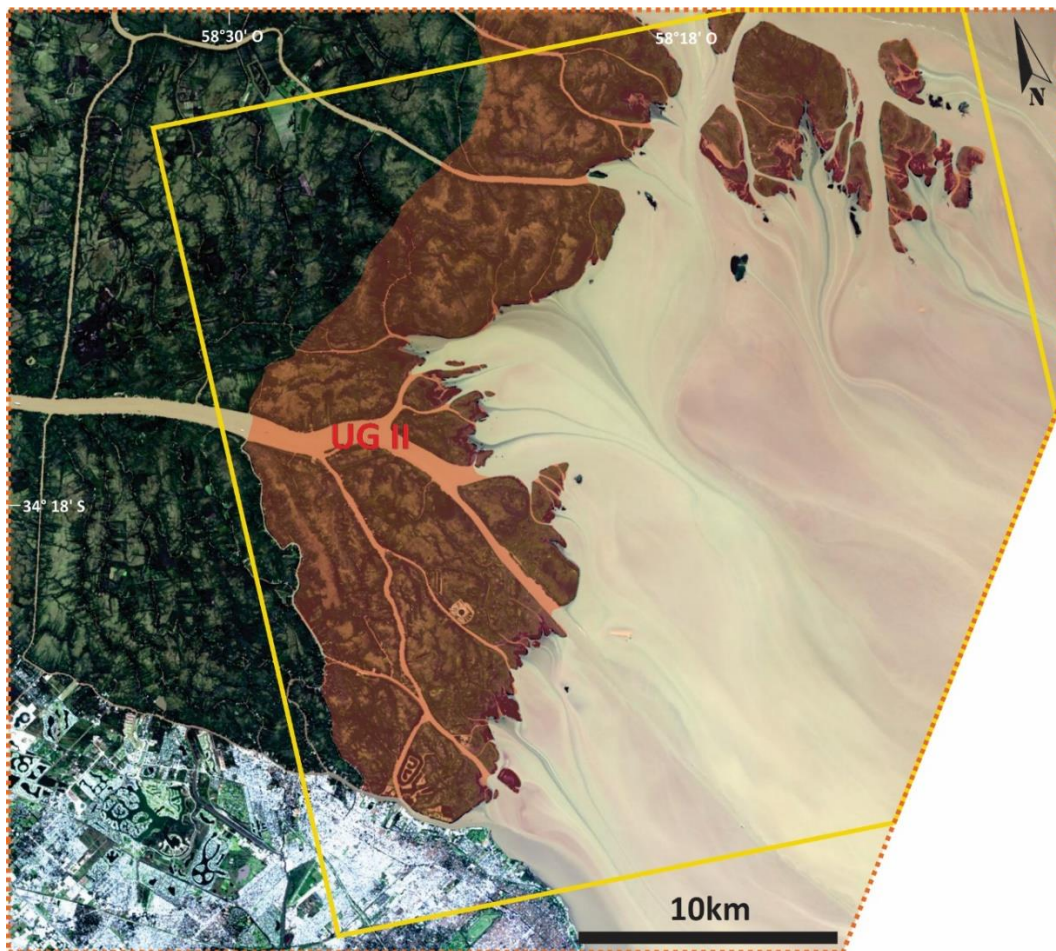
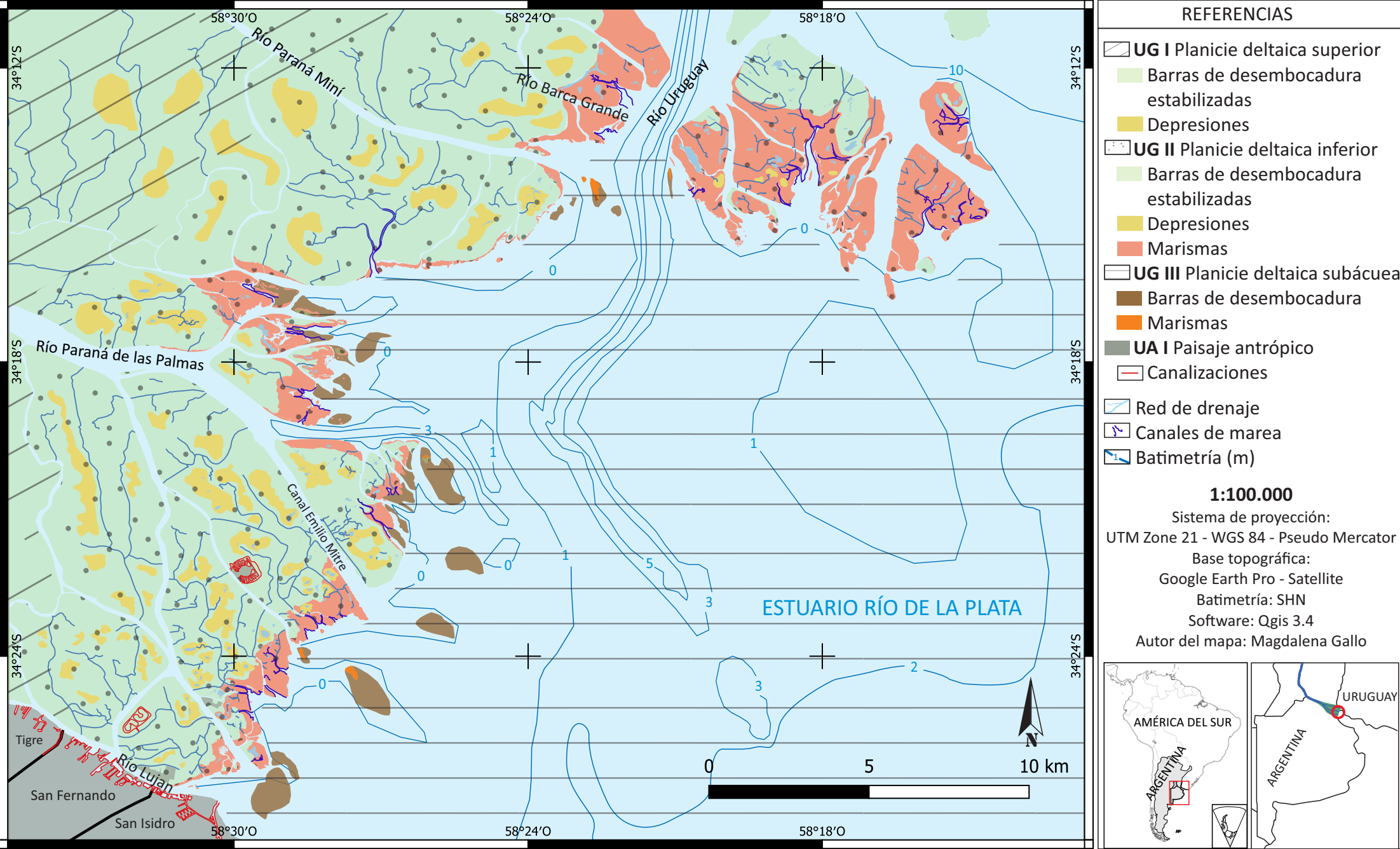


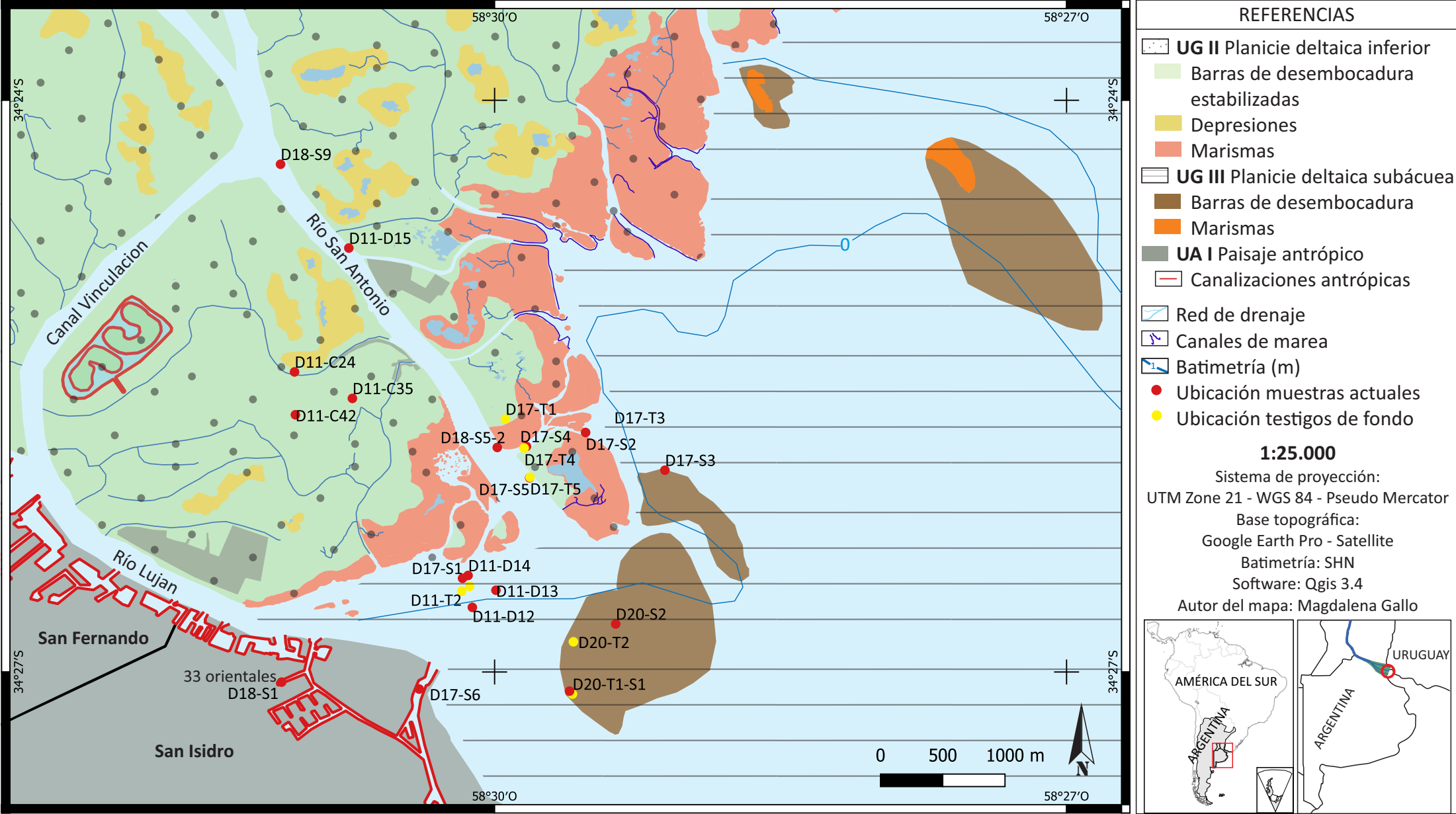
Figura 6.2: Ubicación y extensión de la UG II: planicie deltaica inferior. Imagen satelital Landsat OLI 8 RGB 432, adquirida el 06-09-2017 (Cortesía USGS), del delta del río Paraná, el área en color rojo indica el límite de la planicie deltaica inferior. El recuadro de color amarillo indica el área mapeada. La ubicación de esta imagen puede verse en la figura 6.1.

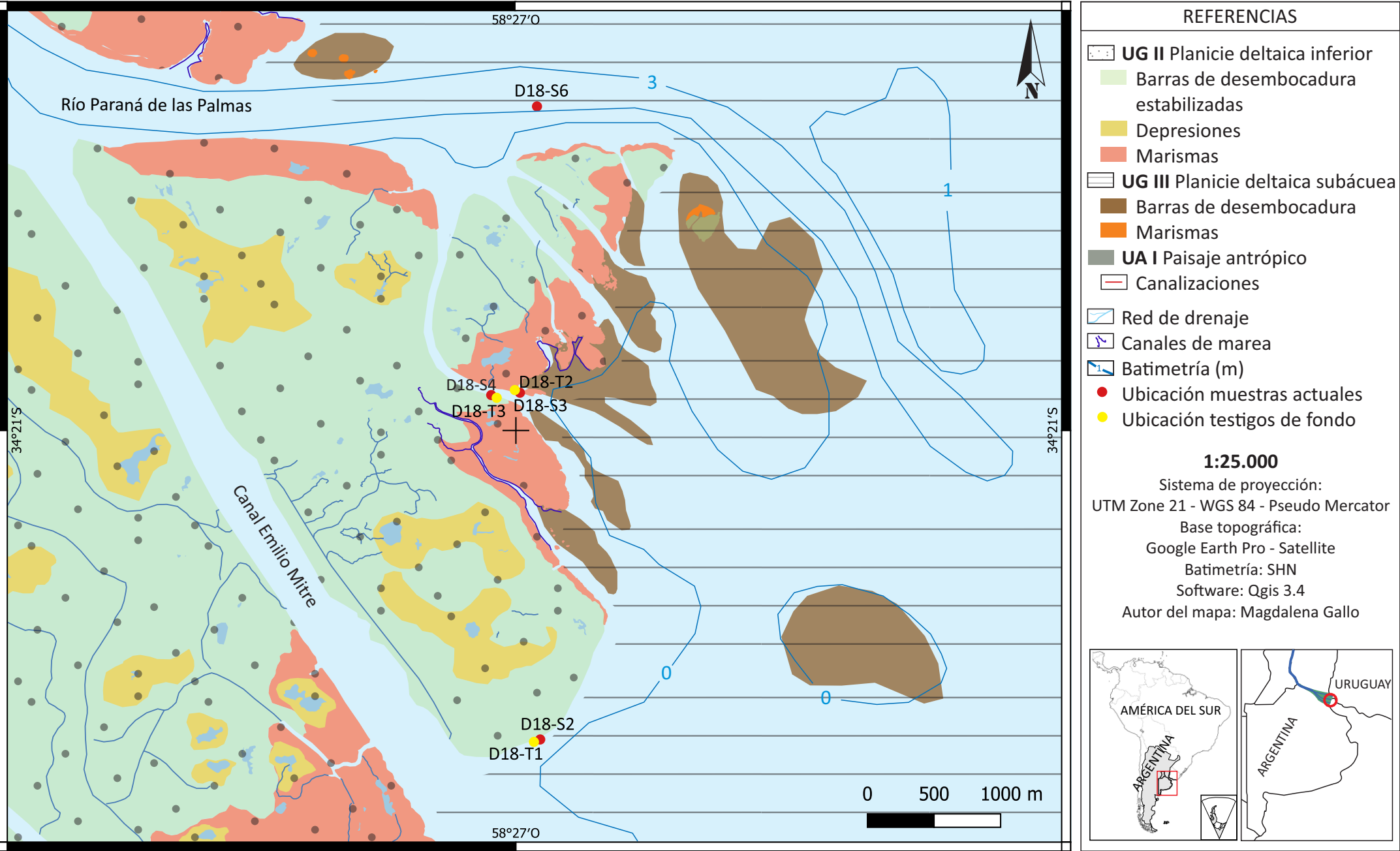
Las principales geoformas de la planicie deltaica inferior son: barras de desembocadura estabilizadas, marismas, canales fluviales tanto activos como abandonados, canales de marea activos y abandonados, albardones poco desarrollados, cordones litorales y lóbulos de derrame.

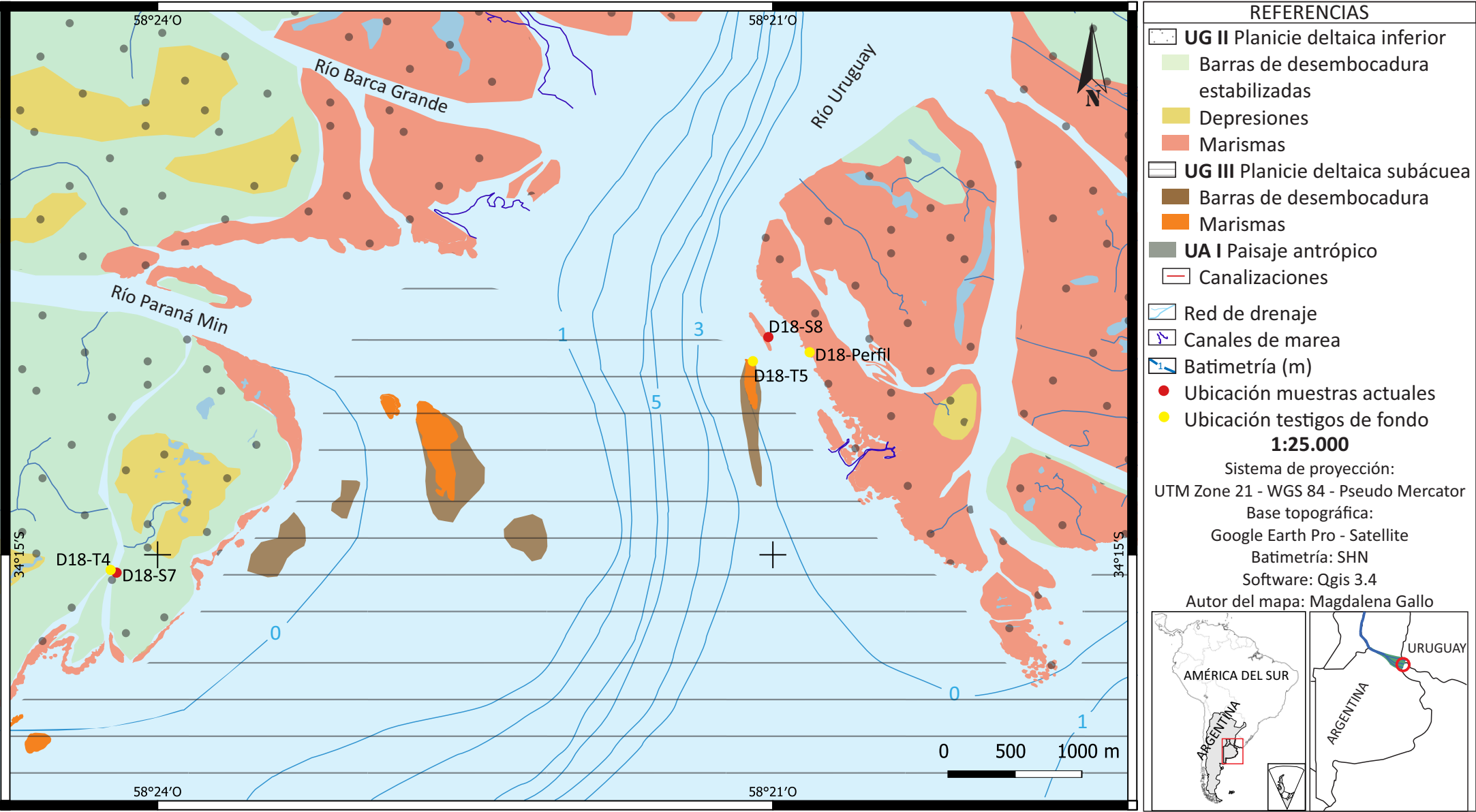




Mapa 6.1: Mapa geomorfológico del frente del delta del río Paraná.







Mapa 6.4: Mapa geomorfológico de detalle del sector norte del frente del delta del río Paraná.

#### 6.1.2.1 Barras estabilizadas (BE)

Las barras de desembocadura estabilizadas o “islas” del delta del río Paraná son superficies de gran extensión formadas por el aporte de sedimentos del río. Se encuentran rodeadas por canales y albardones, y atravesadas por canales secundarios y depresiones internas. Presentan en su gran mayoría morfología elongada con dirección NO-SE y dimensiones de 6 a 11 km de largo y de 1 a 3 km de ancho. En algunos sectores se desarrollan barras de morfología lobular a circular con dimensiones de 4 km de largo por 3 km de ancho aproximadamente (Fig. 6.3 A).

El desarrollo de las barras de desembocadura está directamente relacionado con las crecidas estacionales del río Paraná y eventos extraordinarios de tormenta que elevan el nivel del estuario. Durante estos eventos se generan depósitos de derrame en su interior favoreciendo la acreción vertical (Marcomini *et al.*, 2018). En estos episodios de derrame ingresa agua y sedimentos al interior de la barra generando lagunas y pantanos en las depresiones internas donde predomina la decantación de limos y arcillas y la formación de pequeñas canalizaciones temporales.

En particular en la isla de Zárate, el frente de las barras expuesto al oleaje y sudestadas presenta registros erosivos como pequeños acantilados o escarpas de erosión de 30 cm de desnivel, donde se pueden observar niveles estratificados, con abundantes raíces (Fig. 6.4-4, 5). y depósitos de mayor granulometría compuestos por arenas finas y valvas y fragmentos de valvas de *Corbícula fluminea* (Fig. 6.4-6).

La vegetación dominante es la paja brava o cortadera (*Scirpus giganteus*), (Kandus *et al.*, 2006), arbustos como Chilcales y árboles nativos como monte blanco o selva en galería o exóticos como el sauce (*Salix humboldtiana*).

Algunas islas se encuentran fragmentadas por canales artificiales de navegación e intervenidas por desarrollos inmobiliarios.

#### 6.1.2.2 Cordones litorales (CL)

Sobre las barras de la planicie deltaica inferior, se reconocen morfologías cordoniformes, orientadas paralelas a la línea de costa, así como pequeñas escarpas de erosión. Los cordones presentan un depósito caracterizado por la mezcla de restos de juncos, valvas (desarticuladas, enteras y rotas) y otros materiales retransportados,



consecuencia de la intensa acción del oleaje y el incremento del nivel del agua durante eventos de sudestadas. Estos cordones litorales resultan indicadores de estabilidad costera, conformando paleocostas del frente de avance del delta (Marcomini *et al.*, 2018) (Fig. 6.5).

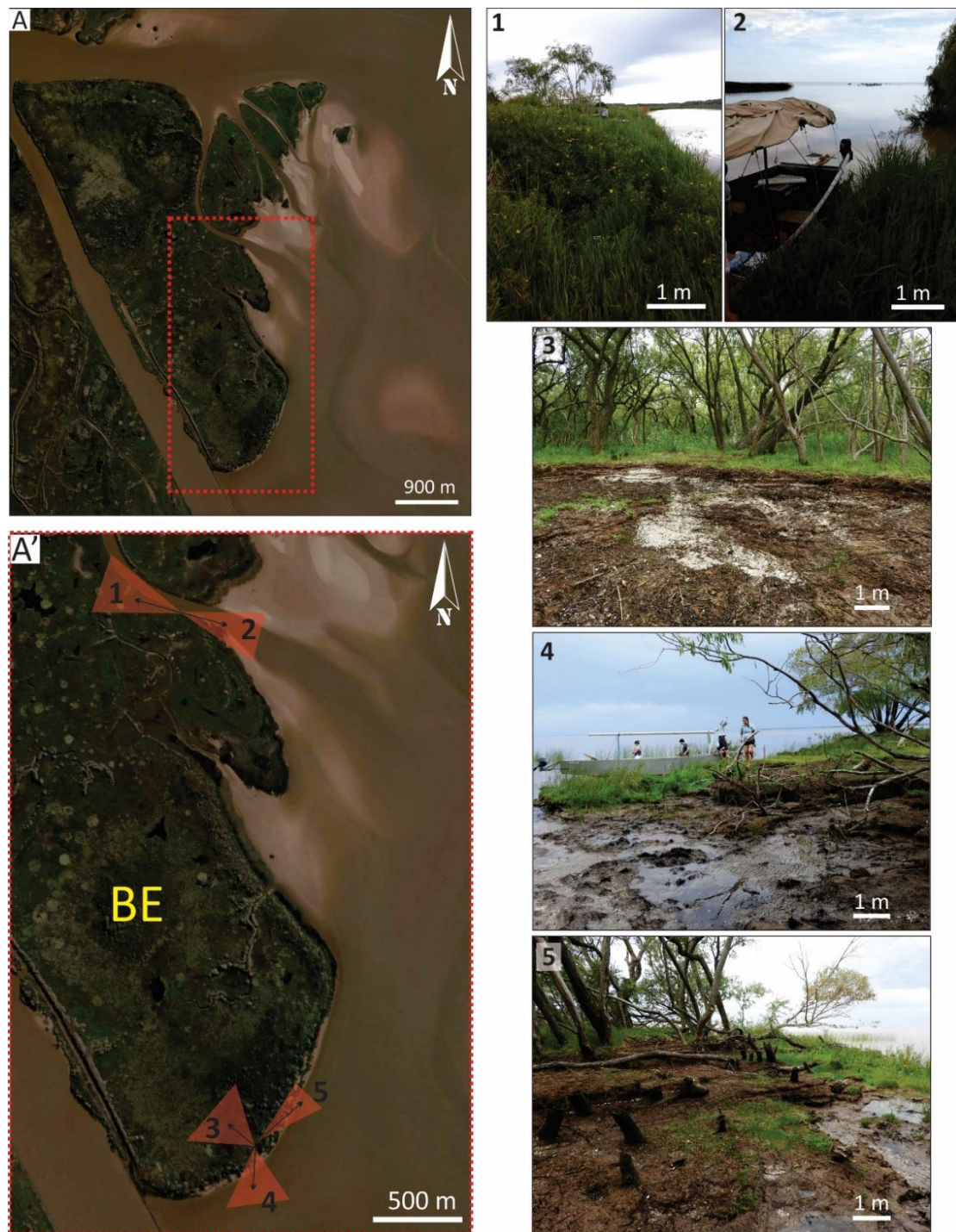


Figura 6.3: Barras estabilizadas. A: Imagen satelital (año 2017) de la ubicación de barras estabilizadas o “islas” (Cortesía Google Earth Pro). A': Imagen satelital de detalle de la barra



estabilizada (Isla de Zarate). Los triángulos rojos y las flechas negras indican dirección de captura de las fotos. 1, 2, 3, 4, 5: Fotos de campo de barras estabilizadas o “islas”. 3, 5: Niveles de erosión por eventos de tormenta en barras estabilizadas.



Figura 6.4: Registros erosivos. Foto de la línea de costa de la isla de Zarate 1, 2, 4, 5: Niveles de erosión y estratificaciones. 3: Ondulas de corrientes asimétricas. 6: Depósito de tormenta de conchillas de *Corbicula fluminea*.

### 6.1.2.3 Marismas (M)

Las marismas se localizan en el sector intermareal superior de las barras de desembocadura, son un área de transición entre la cuenca receptora y las barras de desembocadura estabilizadas del delta. Actúan eficientemente como disipadoras de la energía del oleaje y tormentas. Presentan entre 100 y 200 m de ancho y hasta 1 km de largo (Fig. 6.6 A). La superficie de la marisma se encuentra próximo al nivel medio de la marea alta. Es un área donde predomina la deposición de sedimentos finos como limos y arcillas en momentos de inundación o alta marea. Esta deposición también es favorecida por entrampamiento de la vegetación.



Figura 6.5: Cordones litorales. Imagen satelital de cordones litorales en el sector sur de estudio. La línea punteada roja indica la posición de los mismos.

La vegetación está caracterizada por pastos y juncuales donde predomina *Schoenoplectus californicus* y se distribuye como franja angosta a lo largo de la costa. Esta especie se encuentra acompañada por Cucharero (*Echinodorus argentinensis*) y Catay (*Polygonum. sp.*) colonizando la marisma baja o planicies de marea. Hacia el continente, las marismas altas de cardazal (*Eryngium pandanifolium*) están



caracterizadas por una pradera de herbáceas desarrollándose bosques de ceibos (*Erythrina crista galli*) en los sectores más altos. (Kandus y Malvárez 2004; Kandus *et al.*, 2006). La distribución de la vegetación está relacionada con la salinidad del suelo y la posición topográfica (Mourelle *et al.*, 2015). La fauna está caracterizada por individuos excavadores como moluscos y crustáceos. La abundancia de vida vegetal y animal, genera que los depósitos estén sujetos a una intensa bioturbación por raíces de plantas herbáceas y juncos y por animales excavadores. La producción y conservación de materia orgánica es importante debido a la gran cantidad de restos de raíces y frondes, al aporte y mezcla de agua salada y la frecuente afluencia clástica.

Este sector intermareal se encuentra atravesado por canales de mareas sinuosos y de variadas dimensiones que permiten el ingreso de agua formando lagunas en las depresiones centrales de las barras (Fig. 6.6 A–3).

### **6.1.3 UG III: Planicie deltaica subácuea (PDSb)**

Se denomina frente deltaico a la zona de transición entre la planicie deltaica inferior y la planicie deltaica subácuea, es decir que comprende parte del sector costero y parte del delta sumergido. Es difícil establecer el límite de uno y otro para definir la línea de costa debido a la continua variación del nivel del agua del estuario (Marcomini *et al.*, 2018).

La planicie deltaica subácuea es la parte de la llanura del delta que se encuentra por debajo del nivel de marea baja (Fig. 6.7). Este sector forma una orla irregular desde la línea de costa y hacia el interior del cuerpo de agua bordeando toda la planicie deltaica inferior donde se desarrollan los depósitos de arenas directamente en la desembocadura de los canales distributarios activos definiendo el área como la más dinámica en términos de sedimentación y que determina la progradación deltaica. La activa sedimentación se concentra principalmente en la desembocadura de los distributarios principales: el río Paraná de las Palmas y el río Paraná Guazú, en este último sector se suman los aportes sedimentarios del río Uruguay.

Estos depósitos de arena, se manifiestan como barras de desembocadura separadas por canales secundarios subácueos. Bordeando la barra y paralelos a los canales se forman albardones subácueos. En condiciones de baja marea, quedan

expuestas planicies de marea sobre y entre las barras de desembocadura. Cuando el nivel del agua sube, estas planicies son inundadas y toman características de bahías interdistributarias favoreciendo la deposición de materiales finos por decantación.

Si bien no se realizó una batimetría de detalle, se pudo constatar que amplios sectores de las barras de desembocadura presentan profundidades de pocos centímetros, y las áreas entre ellas denominadas bahías interdistributarias muestran profundidades, en promedio, menores a 2 m.

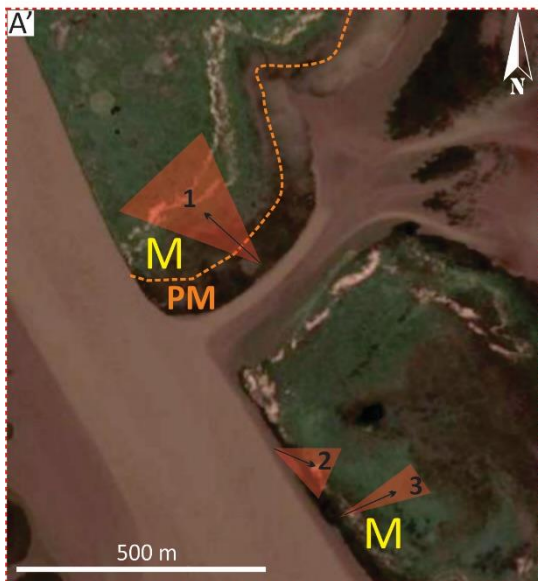
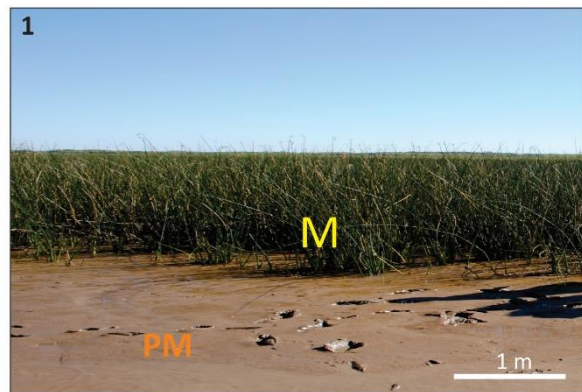
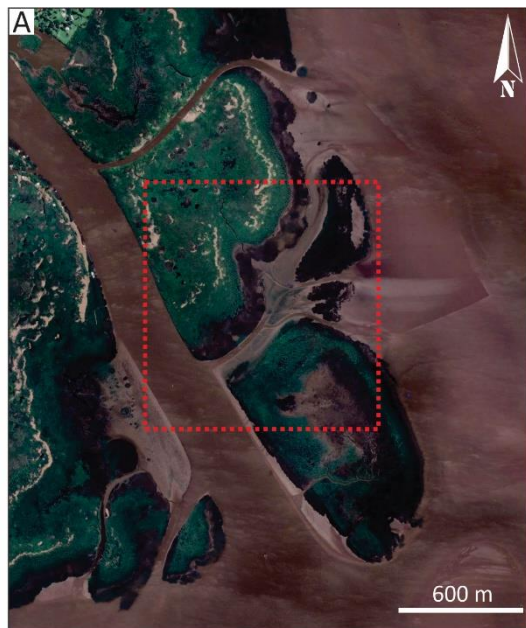


Figura 6.6: Marismas. A: Imagen satelital (año 2019) de la ubicación de marismas (M) (Cortesía Google Earth Pro). A': Imagen satelital de detalle de las marismas. Los triángulos rojos y las flechas negras indican dirección de captura de la foto. 1, 2, 3: Fotos de campo de marismas.

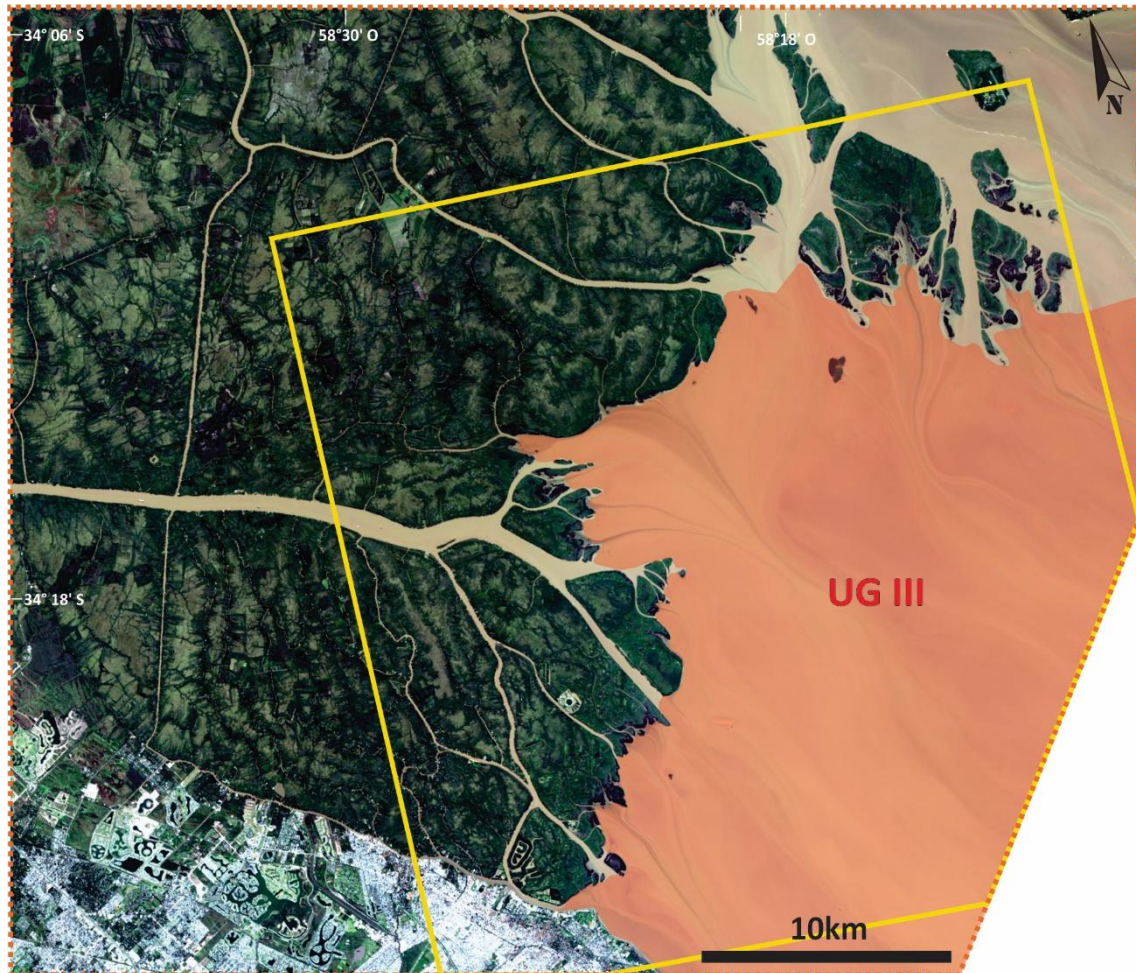


Figura 6.7: Ubicación y extensión de la UGIII: planicie deltaica subácuea. Imagen satelital Landsat OLI 8 RGB 432, adquirida el 06-09-2017 (Cortesía USGS), del delta del río Paraná, el área en color rojo indica el límite de la planicie deltaica subácuea. El recuadro de color amarillo indica el área mapeada. La ubicación de esta imagen puede verse en la figura 6.1.

Las principales morfologías de la planicie deltaica subácuea son: barras de desembocadura, canales subácueos, albardones subácueos, planicies de marea sobre barras de desembocadura, bahías interdistributarias.

#### 6.1.3.1 Barras de desembocadura (BD)



Las barras de desembocadura representan áreas en la boca de los canales distributarios donde se depositan principalmente arenas finas a muy finas. (Fig. 6.8 A'). Presentan variadas dimensiones, las de mayor extensión son de 2 km de largo y 1 km de ancho y pendiente muy baja. Se encuentran en condiciones principalmente subácueas, sólo emergen durante bajantes extraordinarias cuando la condición de viento norte es constante. Rodeando las barras y en el lateral de los canales, se desarrollan albardones arenosos los cuales presentan una mayor cota.

Es una zona de rápida deposición, donde los sedimentos están sometidos a constante reelaboración por las corrientes de los canales como así también por oleaje y mareas. Resultan de una disminución de velocidad y reducción de potencia de transporte del sistema fluvial, el río desacelera el flujo y deposita la carga de sedimentos de fondo con disposición radial (Fig. 6.8 A, B) y respondiendo a un patrón de depositación friccional por la escasa profundidad del estuario. El material de carga de fondo se acumula en la cresta de la barra y a lo largo de los flancos generando albardones subácueos, el material más fino se acumula sobre el sector medio de la barra. Las barras de desembocadura agrandan verticalmente hasta estabilizarse y adquirir característica subaérea en el frente deltaico.

El crecimiento y estabilización de las barras radiales (líneas punteadas en rojo en las figuras 6.8 A y B) determina un obstáculo a los flujos fluviales, promoviendo la sedimentación aguas abajo de cuerpos mantiformes y elongados (líneas punteadas en negro en las figuras 6.8 A y B). Eventualmente, la colonización de vegetación en estos depósitos determina el crecimiento de las barras paralelo a los canales distributarios, dando lugar a barras elongadas y avance del frente deltaico. Estas barras, a su vez, provocan la bifurcación de los canales y generación de sucesivas barras radiales en la desembocadura de éstos. En caso de que estos se bifurquen y las desembocaduras permanezcan lo suficientemente cerca, las barras se adosaran. En imágenes satelitales de períodos de bajantes se observa la continuación de los canales en sectores de barras predominantemente subácueas y la formación de nuevas barras aguas abajo (Fig. 6.8 B, C). Las áreas litorales de las barras radiales y de las barras elongadas muestran comúnmente márgenes suavizados y convexos aguas afuera debido al retrabajo por corrientes de la cuenca receptora. Además, algunos cordones litorales también

presentan esta disposición y su formación puede favorecer la preservación de morfologías propias del sector del frente deltaico.

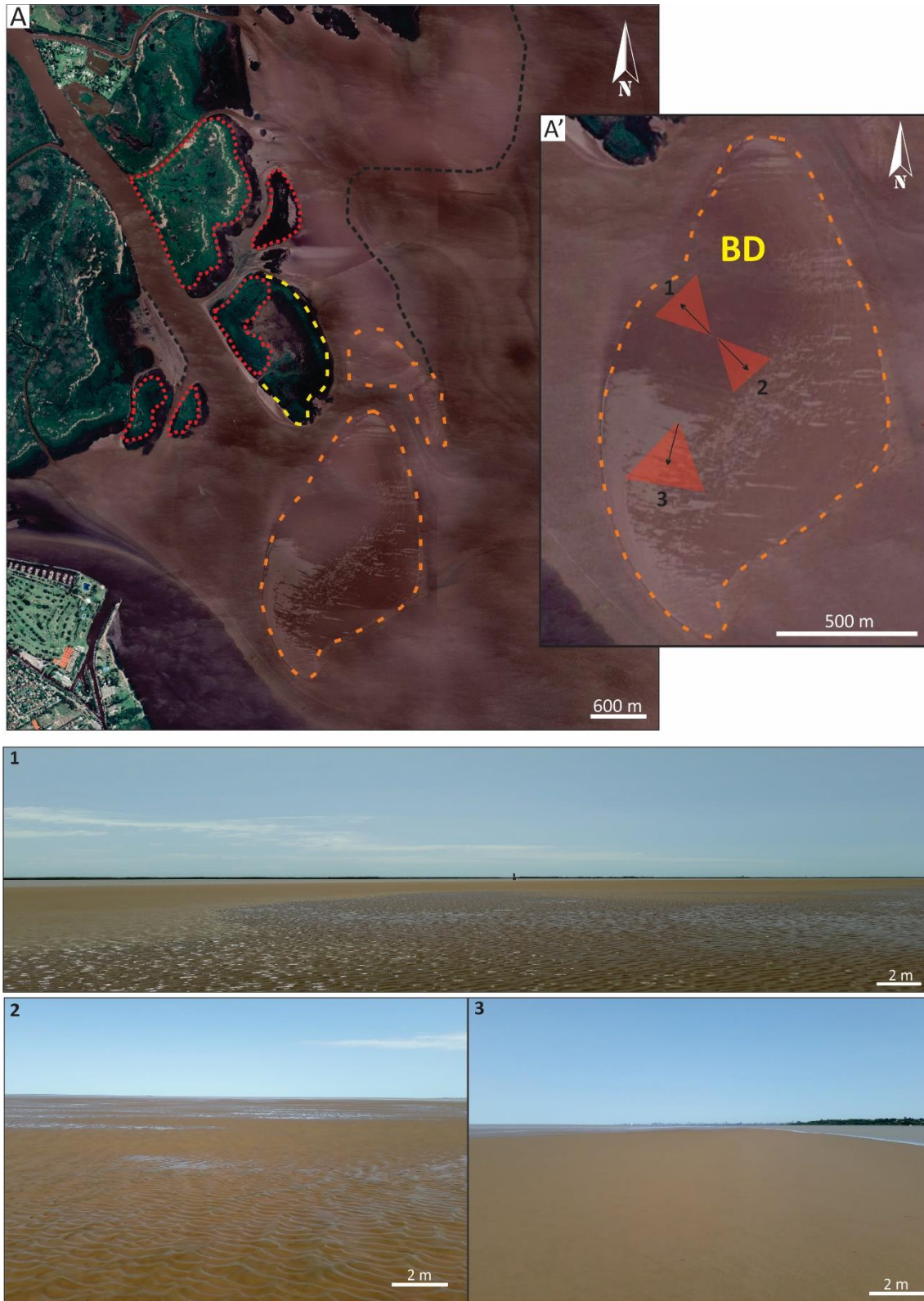






Figura 6.8 A: Morfología de barras de desembocadura. A: imagen satelital (año 2019) de la ubicación de barras de desembocadura A': Imagen satelital de detalle de la barra de desembocadura (BD) (Cortesía Google Earth Pro). Los triángulos rojos y las flechas negras indican dirección de captura de la foto. 1, 2, 3: Fotos de campo de barras de desembocadura. B: imagen satelital (año 2017) de barras de desembocadura alrededor de la isla de Zarate C: Imagen satelital (año 2017) de barras de desembocadura del área denominada Bajos del Temor. Línea punteada naranja: barra de desembocadura incipiente. Línea punteada roja: núcleo inicial de sedimentación de morfología lobada. Línea punteada amarilla: prolongación elongada de la barra de desembocadura. Línea punteada negra: limite depósitos mantiformes.

El proceso continuo de extensión aguas abajo de las barras radiales determina la generación de geoformas alargadas en el sentido de la corriente, limitadas por canales. En el sector del frente deltaico dominado por la isla de Zárate y canal Mitre se advierte la morfología radial inicial con márgenes convexos aguas afuera y luego la extensión de la barra determinando una morfología elongada (Fig. 6.8 B). Esta barra elongada muestra su eje mayor con una disposición predominante noroeste-sudeste, debido a la dirección de flujo de las corrientes de los ríos Paraná Miní y Paraná de las Palmas y el río Uruguay. Esta dirección de elongación dominante se observa en la mayoría de las barras elongadas del actual frente deltaico.

El sector periférico de las barras, se caracteriza por depósitos arenosos con ondulaciones de corrientes que alternan con lecho plano de alto régimen (Fig. 6.9-2). En la mayor extensión de las barras, se superpone una superficie plana que conforma una planicie de marea y está dominada por limos arenosos y limos con configuraciones de lecho que determinan la generación de estructuras heterolíticas del tipo flaser, ondulítica y/o lenticular debido al retrabajo de los sedimentos por corrientes fluviales y de marea que alternan con decantación. En momentos de bajo nivel del agua y exposición subaérea, quedan pequeñas cubetas rellenas de agua (Fig. 6.9-3), sectores encharcados (Fig. 6.9-2) y canalizaciones.

En la isla de Zárate también se reconocieron ondulaciones de corrientes no simétricas con una longitud de onda de entre 3 y 6 cm.

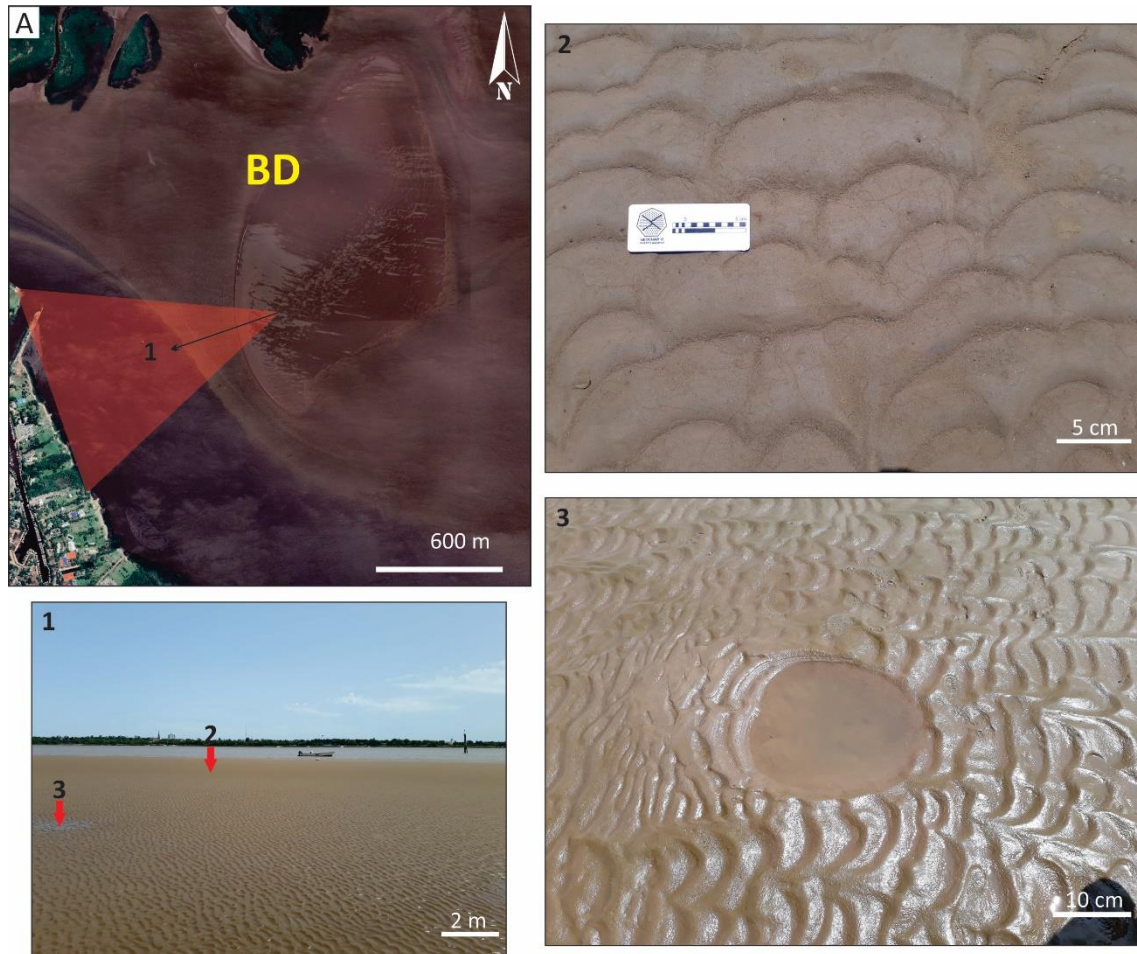


Figura 6.9: Estructuras de corrientes. A: Imagen satelital (año 2019) de detalle de la barra de desembocadura (BD) (Cortesía Google Earth Pro). El triángulo rojo y la flecha negra indican dirección de captura de la foto. 1: Foto de barra de desembocadura con ondulas de corriente formadas en depósitos de arenas finas a muy finas. Las flechas rojas indican punto de captura de 2 y 3. 2: Detalle de ondulas de corriente modificadas por acumulación de sedimentos más finos. 3: Pequeña cubeta con agua.

#### 6.1.3.2 Planicies de marea (PM) y bahías interdistributarias (BI)

Las planicies de marea son extensas áreas fangosas de muy baja pendiente que quedan expuestas en forma intermitente en condiciones subáereas y subácueas por el descenso y el ascenso de la marea, sobre barras de desembocadura. Están caracterizadas por sedimentos finos como limos y arcillas (Fig. 6.10). Sobre esta superficie de fango intermareal se desarrollan canales que conforman rasgos erosivos por corrientes de flujo y reflujo mareal. También se reconocieron ondulas areno-fangosas con crestas sinuosas (Marcomini *et al.*, 2018). La vegetación está caracterizada por pastos y juncas donde predomina *Schoenoplectus californicus* y se distribuye como una franja angosta a lo largo de la costa o parches. Esta especie se encuentra



acompañada por Cucharero (*Echinodorus argentinensis*) y Catay (*Polygonum. sp.*). La fauna está caracterizada por individuos excavadores como moluscos y crustáceos (Fig. 6.11).

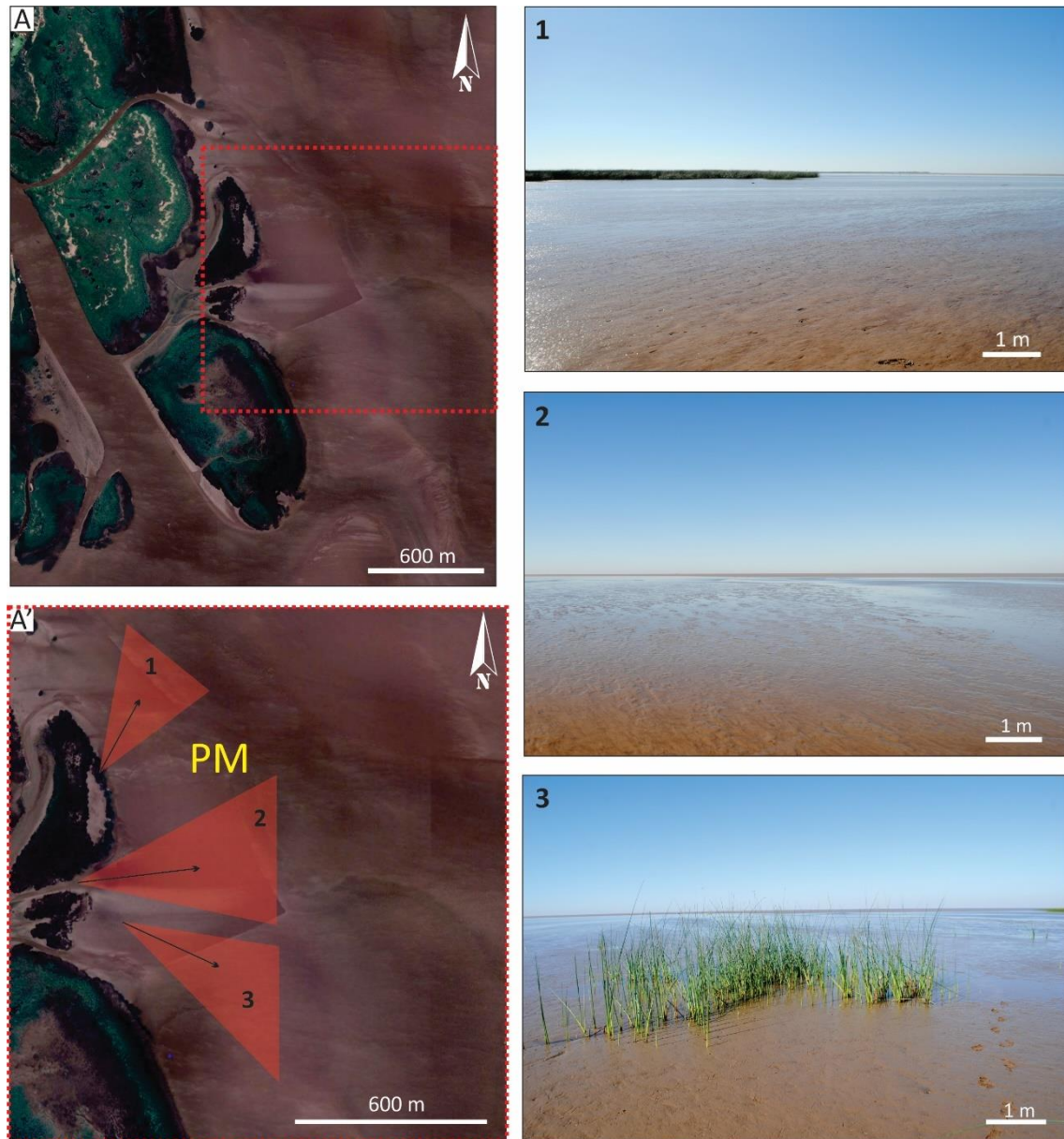


Figura 6.10: Planicies de marea. A: Imagen satelital (año 2019) de la ubicación de planicies de marea (Cortesía Google Earth Pro). A': Imagen satelital de detalle de las planicies de marea. Los triángulos rojos y las flechas negras indican dirección de captura de las fotos. 1, 2, 3: Fotos de campo de planicies de marea.

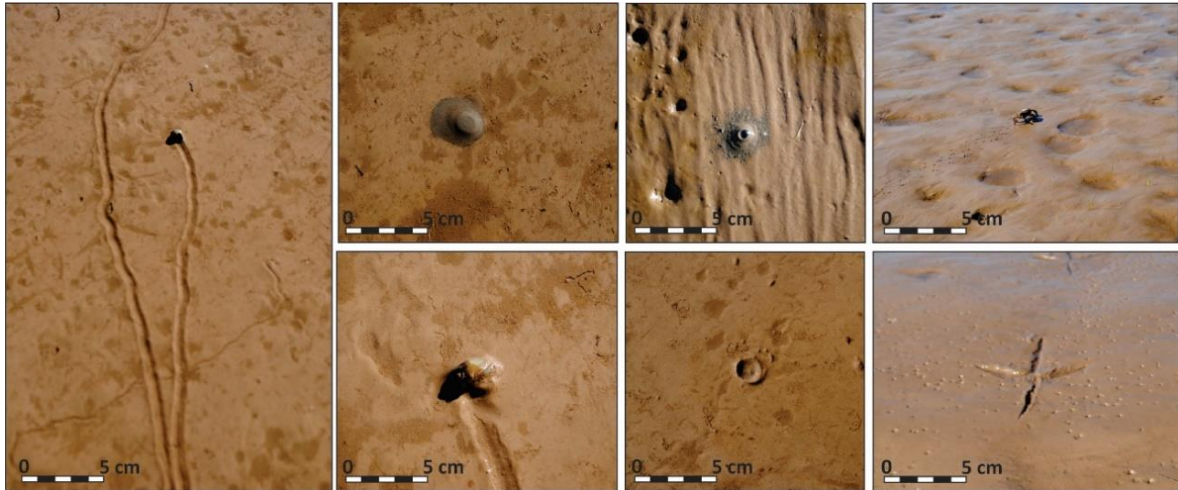


Figura. 6.11: Organismos biológicos y trazas. Fotografías de campo tomadas en el año 2017 de organismos excavadores, crustáceos, marcas en el sector intermareal de la planicie deltaica.

Cuando el nivel del agua sube, estas planicies sobre barras y sectores entre barras son inundados formando bahías interdistributarias caracterizando un entorno restringido, de aguas poco profundas y abiertas al estuario. Se encuentran rodeadas por canales y albardones subácueos y marismas. Las bahías presentan contorno irregular y su tamaño es variable de entre 500 a 1300 m de largo y 230 a 1000 m de ancho (Fig. 6.12). Son áreas muy someras con una profundidad de aproximadamente de 0,3 m de acuerdo al régimen de marea, pero en eventos de sudestada pueden llegar a presentar hasta 5 m de profundidad. En momentos de alta marea y quietud se depositan los materiales finos que quedan suspendidos en la columna de agua, principalmente limos muy finos y arcillas.

#### 6.1.4 Geoformas asociadas

##### 6.1.4.1 Canales fluviales

Los canales naturales de los sistemas deltaicos, dirigen la descarga del río que los genera con un flujo principalmente unidireccional hacia la desembocadura, siendo su parte distal afectada por el flujo y reflujo de las mareas. Los canales activos varían de tamaño, ancho y profundidad y se encuentran limitados por albardones (Fig. 6.13, 6.14).

Como se mencionó anteriormente, el sistema de drenaje del delta del río Paraná se divide en dos grandes distributarios, los ríos Paraná de las Palmas, al sur, y Paraná Guazú, al norte. El río Paraná Guazú presenta un canal de hábito sinuoso y varias

bifurcaciones sobre su margen sur, entre los que se pueden mencionar el río Paraná Mini y el río Barca Grande (Fig. 1.1 E, Mapa 1.1). El río Paraná de las Palmas presenta un primer tramo de hábito sinuoso que se rectifica aguas debajo de la localidad de Campana, con rumbo ESE y a su vez se observa un incremento en su ancho a partir de la localidad de Escobar de 400 a 900 m en su desembocadura. Sobre la margen sur del río Paraná de las Palmas se generan las nacientes de los canales distributarios de la Primera Sección del frente deltaico. Hacia su desembocadura, el río Paraná de las Palmas presenta una bifurcación de rumbo noroeste donde se generan las barras de desembocadura de los denominados Bajos del Temor (Mapa 1.1).

Los canales secundarios presentan hábito meandriforme y varían su ancho entre 10 y 150 m. A medida que se acercan a la desembocadura los canales se ensanchan y se hacen más someros, las corrientes disminuyen y aumenta la tasa de deposición de la carga en suspensión. La profundidad de los canales varía entre 2 y 10 m. Los cursos más profundos corresponden a los distributarios mayores como el río Paraná de las Palmas y el canal Emilio Mitre, que funcionan como hidrovías de transporte fluvial para el acceso a buques mercantes al puerto de Rosario que se encuentran sometidos a tareas de dragado desde el año 1995 por la empresa Hidrovía S.A. (<https://www.argentina.gob.ar/puertos-vias-navegables-y-marina-mercante>). Las profundidades menores de alrededor de 2 m corresponden a arroyos y canales secundarios. Algunas de estas profundidades pudieron ser corroboradas en las tareas de campo.

En los periodos de crecidas e inundaciones del río Paraná, donde la descarga se incrementa notablemente, las corrientes son de mayor intensidad y en periodos de mareas altas extraordinarias y/o eventos de tormenta tipo sudestada (vientos del sector SE), se generan corrientes de flujo que llevan el agua hacia el interior del delta.

Sobre la planicie deltaica superior se reconocen relictos de canales y meandros abandonados.

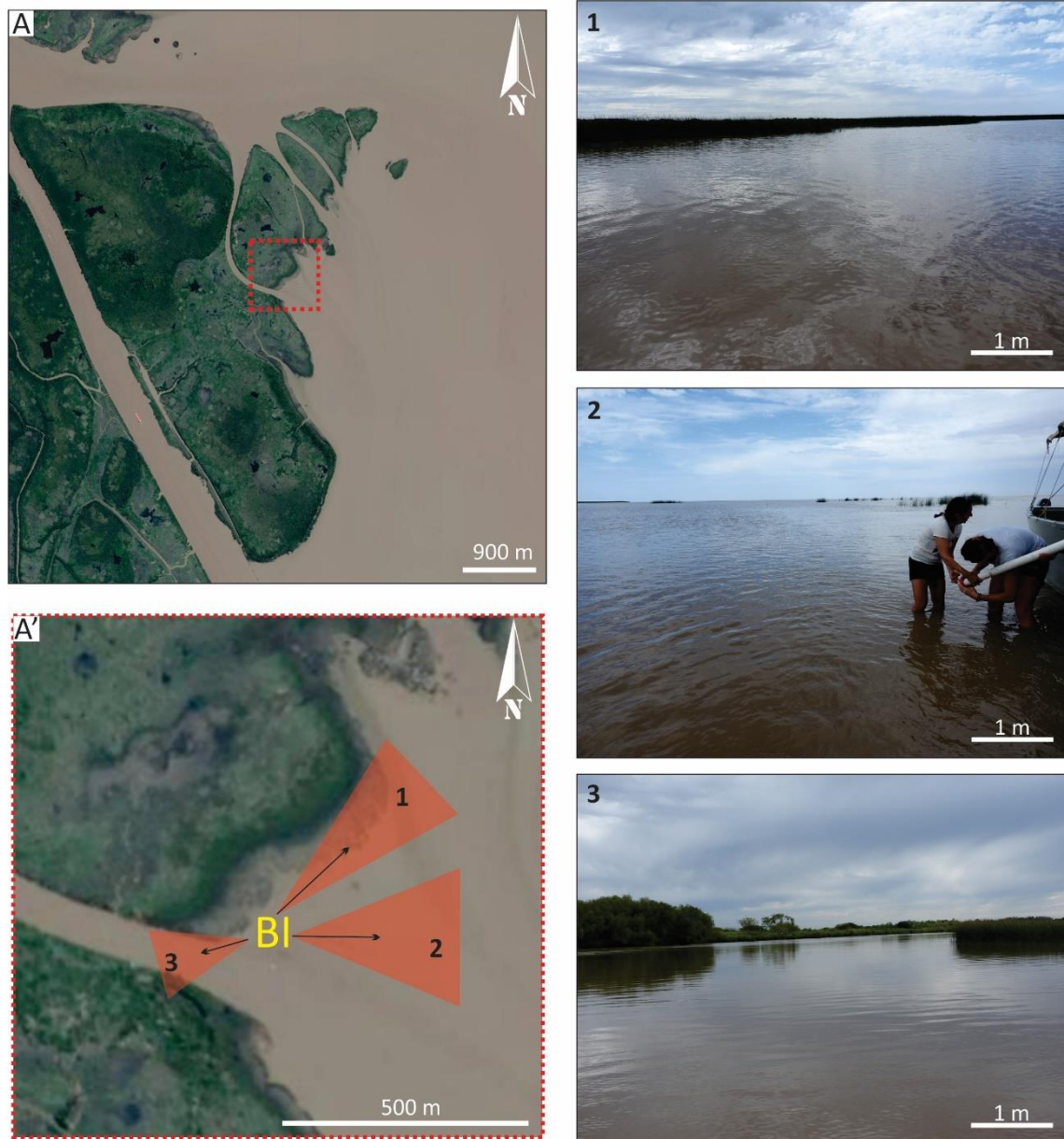


Figura 6.12: Bahías interdistributarias. A: Imagen satelital (año 2017) de la ubicación de bahías interdistributarias (Cortesía Google Earth Pro). A': Imagen satelital de detalle de las bahías interdistributarias. Los triángulos rojos y las flechas negras indican dirección de captura de las fotos. 1, 2, 3: Fotos de campo de bahías interdistributarias. Los conos rojos indican dirección de captura de la foto.



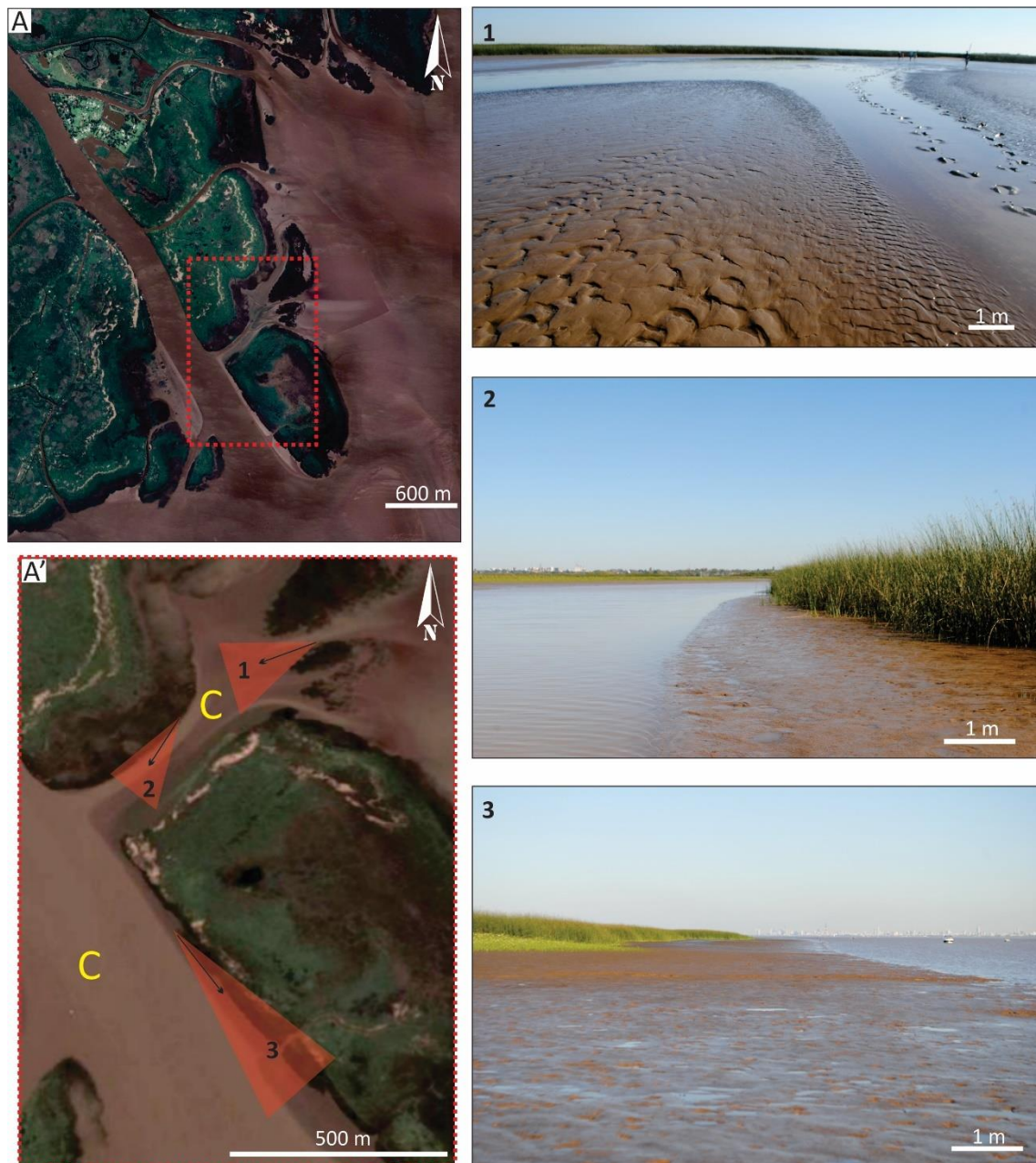


Figura 6.13: Canales fluviales sector sur. A: Imagen satelital (año 2019) de la ubicación de canales en el sector sur del área de estudio (Cortesía Google Earth Pro). A': Imagen satelital de detalle de los canales de un sector de la Primera Sección. Los triángulos rojos y las flechas negras indican dirección de captura de las fotos. 1, 2: Fotos de campo de canales secundarios. 3: Foto de campo del canal San Antonio.



Figura 6.14: Canales fluviales sector norte. A: Imagen satelital (año 2017) que muestra el aspecto de canales en el sector norte del área de estudio (Cortesía Google Earth Pro). A': Imagen satelital de detalle de los canales. Los triángulos rojos y las flechas negras indican dirección de captura de las fotos. 1, 2, 3: Fotografías de campo de canales secundarios.

#### 6.1.4.2 Albardones

Los albardones constituyen un cordón elevado que bordea las islas, compuestos por sedimentos limo arenosos o arenas finas y se forman en respuestas a diferentes



etapas del río, épocas de crecidas e inundaciones y variaciones en las mareas (Fig. 6.15 A y B).

Los albardones de la planicie deltaica superior presentan mayor desarrollo y estabilidad. Presentan dimensiones de entre 70 y 120 m de ancho y entre 1000 y 1200 m de largo. La altura varía entre 1 y 2 m y va disminuyendo hacia la desembocadura de los canales, es decir que presenta las mayores cotas aguas arriba. En épocas de crecidas o eventos extraordinarios de tormenta, el albardón puede ser erosionado generando depósitos de derrame en el interior de la barra estabilizada. La vegetación consiste en plantas leñosas, como árboles y arbustos que abundan en las porciones más altas, firmes y con buen drenaje (Kandus *et al.*, 2006).

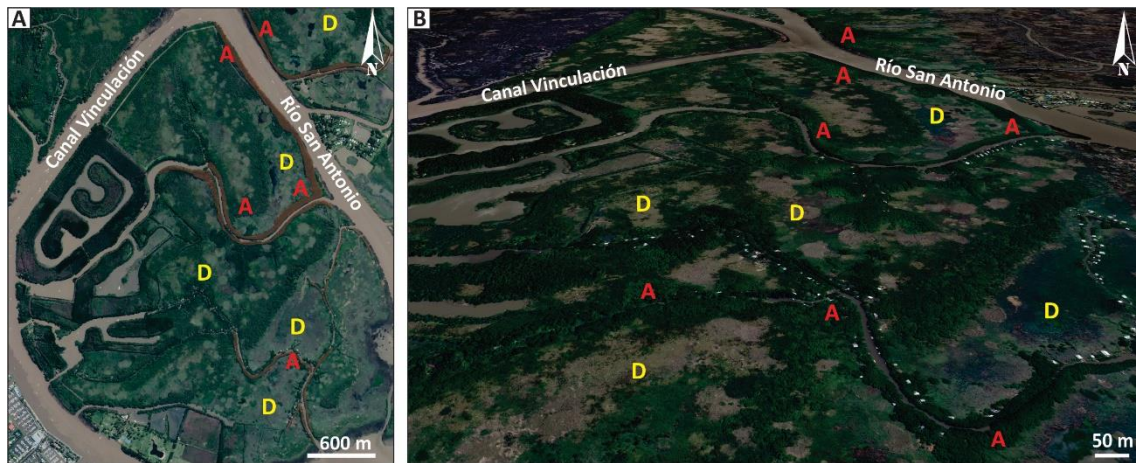


Figura 6.15: Albardones y depresiones. A: Imagen satelital (año 2019) de detalle de barras identificando albardones (A) y depresiones (D). B: Imagen satelital inclinada con 1 m de diferencia de escala vertical indicando albardones (A) y depresiones (D) (Cortesía Google Earth Pro).

Los albardones subácuos son la continuación o extensión del albardón subaéreo en profundidad, continua bajo la superficie del agua bordeando el canal. Están compuestos de arenas finas a muy finas y presentan entre 30 a 50 m de ancho y unos 800 a 1000 m de longitud (Marcomini *et al.*, 2018) Los depósitos están sujetos a reelaboración permanente y suelen quedar expuestos en condiciones de bajo nivel del agua. En la superficie de los albardones expuestos, se identifican ondulas asimétricas con crestas sinuosas (Marcomini *et al.*, 2018).

#### 6.1.4.3 Canales de marea

En el mapeo realizado en imágenes satelitales se reconocieron canales de marea que presentan un patrón de drenaje dendrítico, hábito sinuoso y forma de embudo. Alcanzan hasta 1600 m de longitud y anchos que varían de 10 a 70 m, con mayores anchos en su desembocadura. Estos cursos de agua, se generan debido a corrientes de flujo y reflujo mareal y del oleaje afectando a marismas, planicies de marea y márgenes de canales secundarios, facilitando el ingreso de agua a barras estabilizadas (Fig. 6.16). Los canales presentan evidencias de fluvialización en su cabecera y su morfología varía continuamente debido a la marcada progradación deltaica (Marcomini *et al.*, 2018). También se reconocen geoformas relictas muy sinuosas y modificadas, en gran medida por la acción fluvial.

En condiciones de marea baja, sobre planicies de marea y márgenes de canales, se identificaron canales de marea. Son canales incipientes que permanecen bajo el agua la mayor parte del tiempo (Marcomini *et al.*, 2018), (Fig. 6.17).

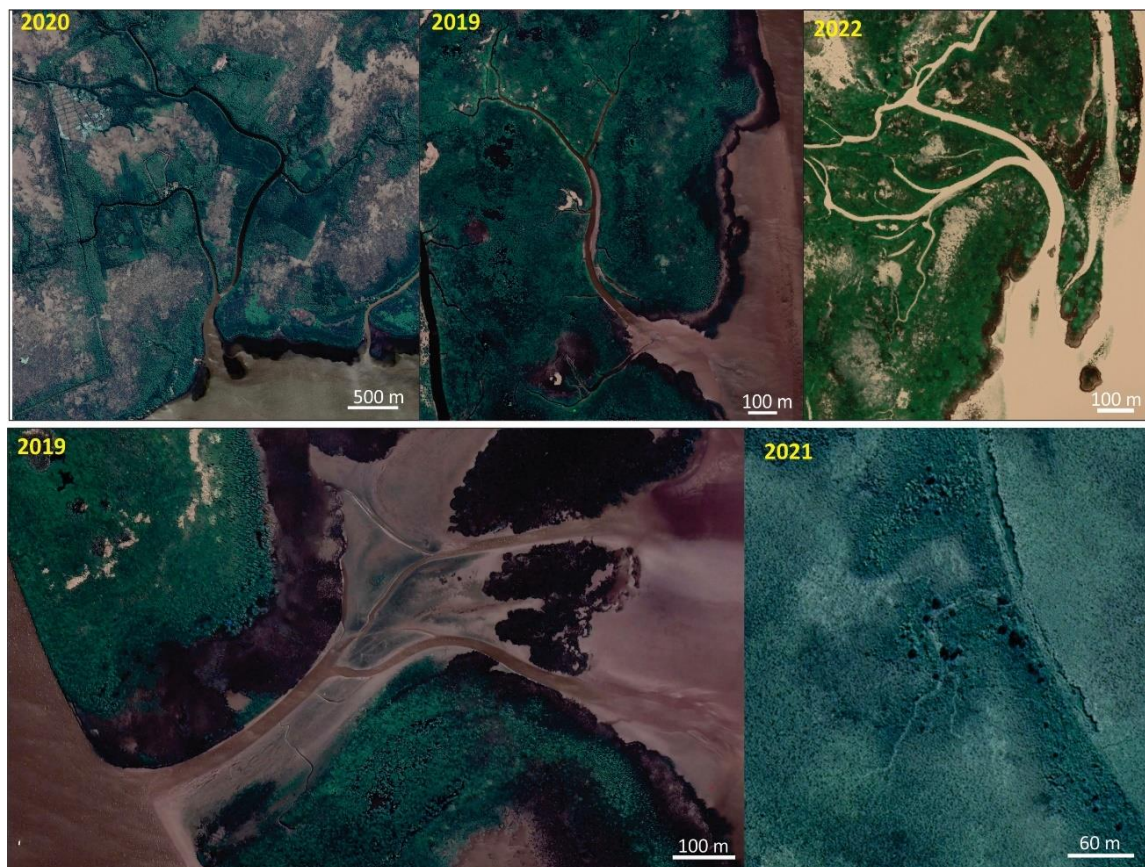




Figura 6.16: Canales de marea activos y abandonados. Imágenes satelitales mostrando el aspecto de canales de marea en distintos sectores de la planicie deltaica inferior (Cortesía Google Earth Pro).

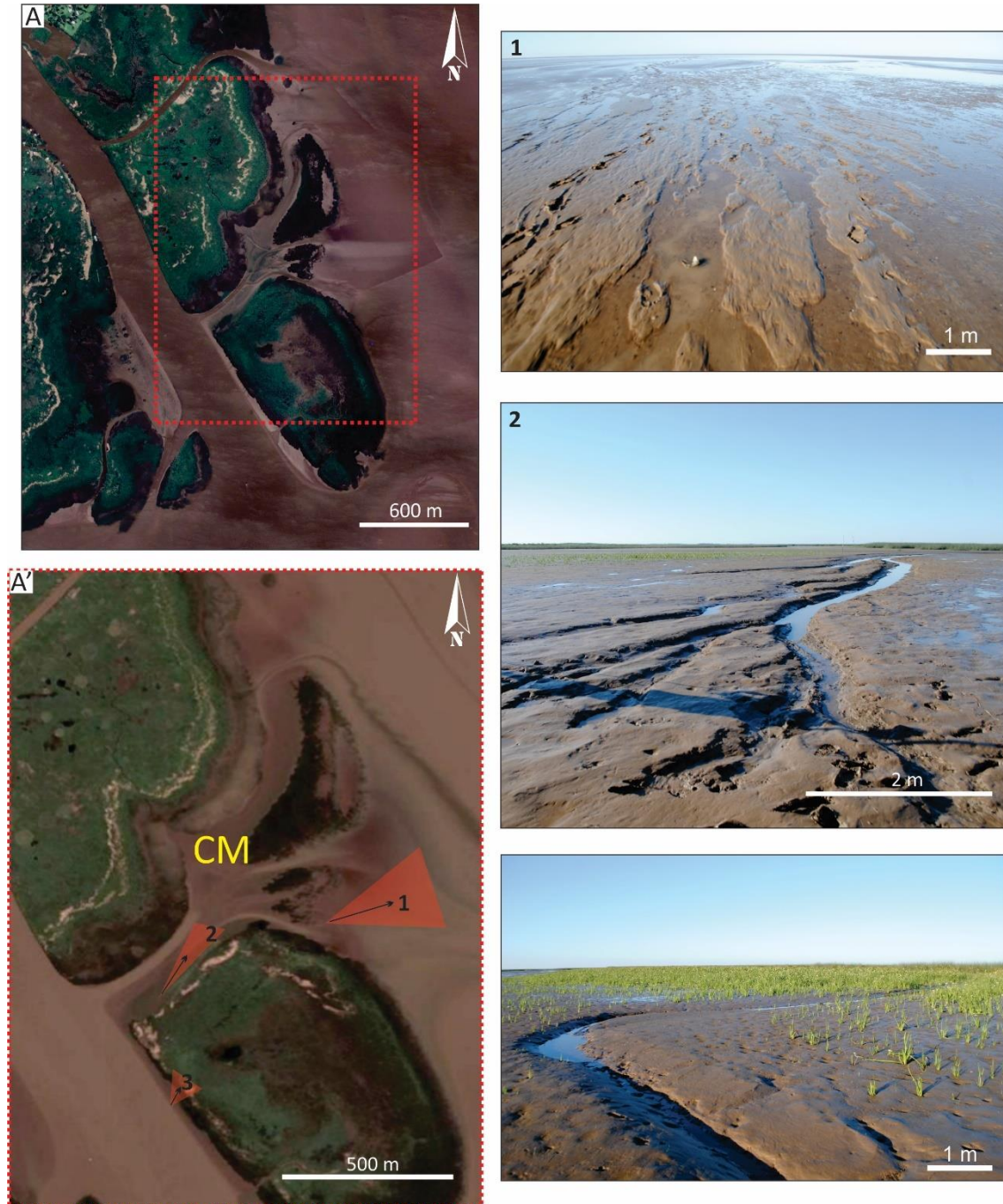


Figura 6.17: Rasgos y canales erosivos. A: Imagen satelital (año 2019) de la ubicación de canales de marea y rasgos erosivos (Cortesía Google Earth Pro). A': Imagen satelital de detalle de los canales de mareas. Los triángulos rojos y las flechas negras indican dirección de captura de las fotos. 1. Rasgos erosivos por procesos de flujo y reflujo sobre planicies de marea sobre barras de desembocadura. 2: Foto de campo de canales de marea por erosión de flujo y reflujo mareal. 3. Canal secundario por flujo y reflujo sobre margen del río San Antonio.

#### **6.1.4.4 Depresiones**

Las depresiones o bajos de inundación centrales son sectores de menor cota en el interior de las barras de desembocadura estabilizadas y que se encuentran ocupadas por lagunas o pajonales donde predomina la decantación de limo y arcilla. Pueden llegar a ser inundadas durante las crecientes del río Paraná o tormentas extraordinarias como sudestadas o también por ingreso de agua por canales fluviales o de marea (Fig. 6.15).

### **6.2 UNIDAD ANTROPICA**

#### **6.2.1 I Paisaje antrópico**

El delta del río Paraná se encuentra en las adyacencias de una región altamente urbanizada, zonas que representan la mayor densidad poblacional de la República Argentina como es el Área Metropolitana de Buenos Aires (AMBA). El AMBA es la zona urbana que conforman la Ciudad de Buenos Aires y 40 municipios que la circundan, y donde se concentran alrededor de 12,8 millones de personas, el 35% de la población total del país, según los datos del censo 2010 (Fuente: Argentina.gob.ar). De hecho, el área del delta, al corresponder administrativamente a los municipios de Tigre y San Fernando, forma parte también del AMBA (Fig. 6.18). Sin embargo, la densidad poblacional dentro del delta continúa siendo muy baja, en relación con las áreas circundantes.

Es así como la ubicación geográfica del delta determina que este sujeto a una muy fuerte y creciente presión antrópica, como muchos otros deltas, para su urbanización y actividades agropecuarias. Esta presión antrópica ha generado diversas intervenciones como canalizaciones, puertos, ocupaciones y urbanizaciones de diversa índole, desde viviendas unifamiliares hasta desarrollos inmobiliario de gran escala. Entre éstos últimos puede mencionarse el barrio cerrado Santa Mónica establecido desde el año 1995 y con proyectos de ampliación (<https://www.islasantamonica.com.ar/>). En el año 2008 comenzó la construcción de otro barrio cerrado, denominado “Colony Park”. En el año 2011, se frenó la construcción del mismo. La paralización de estas obras fue resultado de la resistencia de las familias isleñas y organizaciones sociales.

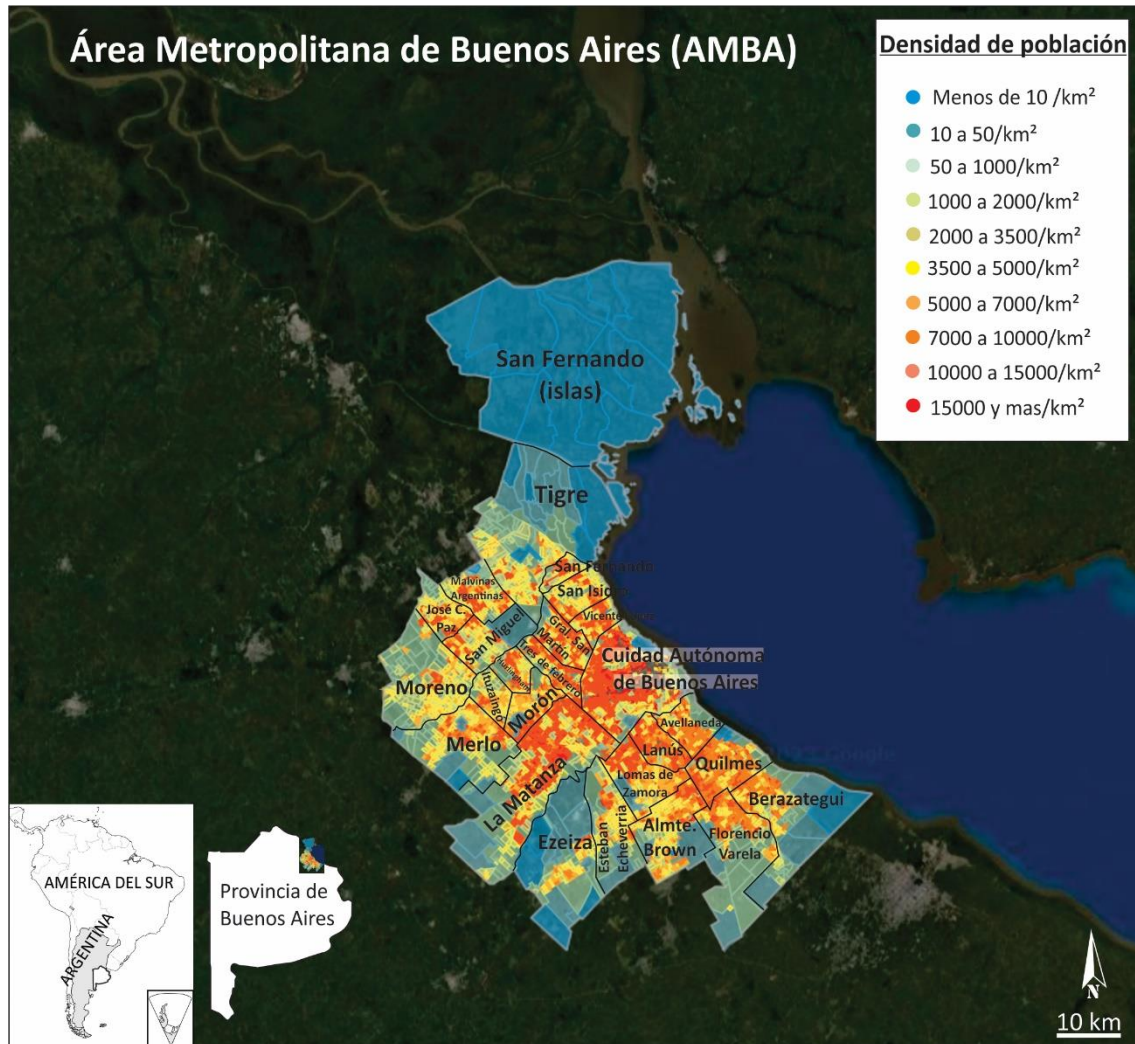


Figura 6.18: Mapa de densidad poblacional del Área Metropolitana de Buenos Aires. Datos censo año 2010. Fuente: <https://mapa.poblaciones.org/> (De Grande y Salvia, 2019).

En el año 2008 también se encontraba en construcción el barrio cerrado “Isla del este” el cual se encuentra terminado y en pleno funcionamiento y expansión (Fig. 6.19).

A partir del año 2015 avanzó un nuevo negocio inmobiliario, con la venta de lotes baratos en las nuevas islas del frente del delta, por parte de particulares que se aseguraban que les correspondían 130 hectáreas justificando el reclamo de pertenencia por la ley argentina que otorga derechos de posesión a la ocupación pacífica ininterrumpida y con mejoras de un terreno. Estas actividades comerciales fueron declaradas ilegales por el municipio de Tigre de en octubre del año 2020 (<https://plumaderio.com.ar/conflicto-por-las-tierras-del-delta-en-formacion/>) (Fig. 6.19).





Figura 6.19: Empreimientos inmobiliarios. Imágenes satelitales de la ubicación de los barrios cerrados instalados en la Primera Sección del delta del Paraná. Cortesía Google Earth).

Estos emprendimientos inmobiliarios pertenecen al sector sur del área de estudio y está incluido en las denominadas “Islas de la Primera Sección del delta” que pertenecen al municipio de Tigre. Cabe señalar que las nuevas áreas emergidas sobre el frente de progradación pertenecen al municipio de San Isidro y las del sector norte del área de estudio al municipio de San Fernando. Algunos de los efectos ocasionados por estas urbanizaciones fueron analizados en el marco de un proyecto de extensión de la

Universidad de Buenos Aires (Leal, 2011), cuyo informe pudo ser utilizado en las acciones contra el emprendimiento Colony Park.

### **6.3 EVOLUCIÓN DEL FRENTE DELTAICO**

El delta del río Paraná se encuentra en continuo crecimiento debido al gran aporte sedimentario que acarrea el río Paraná, en tanto los cambios morfológicos en el frente del delta se deben principalmente a los forzantes meteorológicos que generan alteraciones en las corrientes litorales, variaciones del nivel del agua, el oleaje del estuario y debido a las variaciones de caudal y carga sedimentaria de la cuenca. Estimaciones del grado de progradación del frente del delta del Paraná fueron realizados a partir de mediciones de avance lineal en distintos sectores.

Para el análisis de esta tesis sobre el avance del delta, su evolución y los cambios en la morfología del mismo, se dividió el frente deltaico en tres sectores principales coincidentes con las áreas de muestreo. Un primer sector al sur en inmediaciones de la desembocadura del río San Antonio y el río Luján, un sector central ubicado entre la desembocadura del río Paraná de las Palmas y el canal Emilio Mitre y, por último, el sector norte en la desembocadura del río Paraná Mini y el río Uruguay (Mapas 6.2, 6.3, 6.4).

#### **6.3.1 Sector sur del frente deltaico**

Para el sector sur del frente deltaico, Primera Sección del frente del delta del río Paraná, se reconoce el adosamiento de cinco barras de desembocadura a la planicie deltaica inferior en los últimos 86 años. En períodos de bajo nivel de agua se reconoce la incipiente sedimentación de dos barras de desembocadura. Este avance implica un incremento areal de 1424 ha (14,2 km<sup>2</sup>), (Tabla 6.2).

La serie temporal de fotografías aéreas e imágenes satelitales correspondiente a los años 1936-2022 muestra la yuxtaposición de diversas barras de desembocadura y el continuo avance de la planicie deltaica inferior hacia el cuerpo de agua en el sector de la desembocadura entre el río Luján y el río San Antonio (Fig.6.20). En dichas imágenes la flecha roja señala una misma ubicación geográfica.



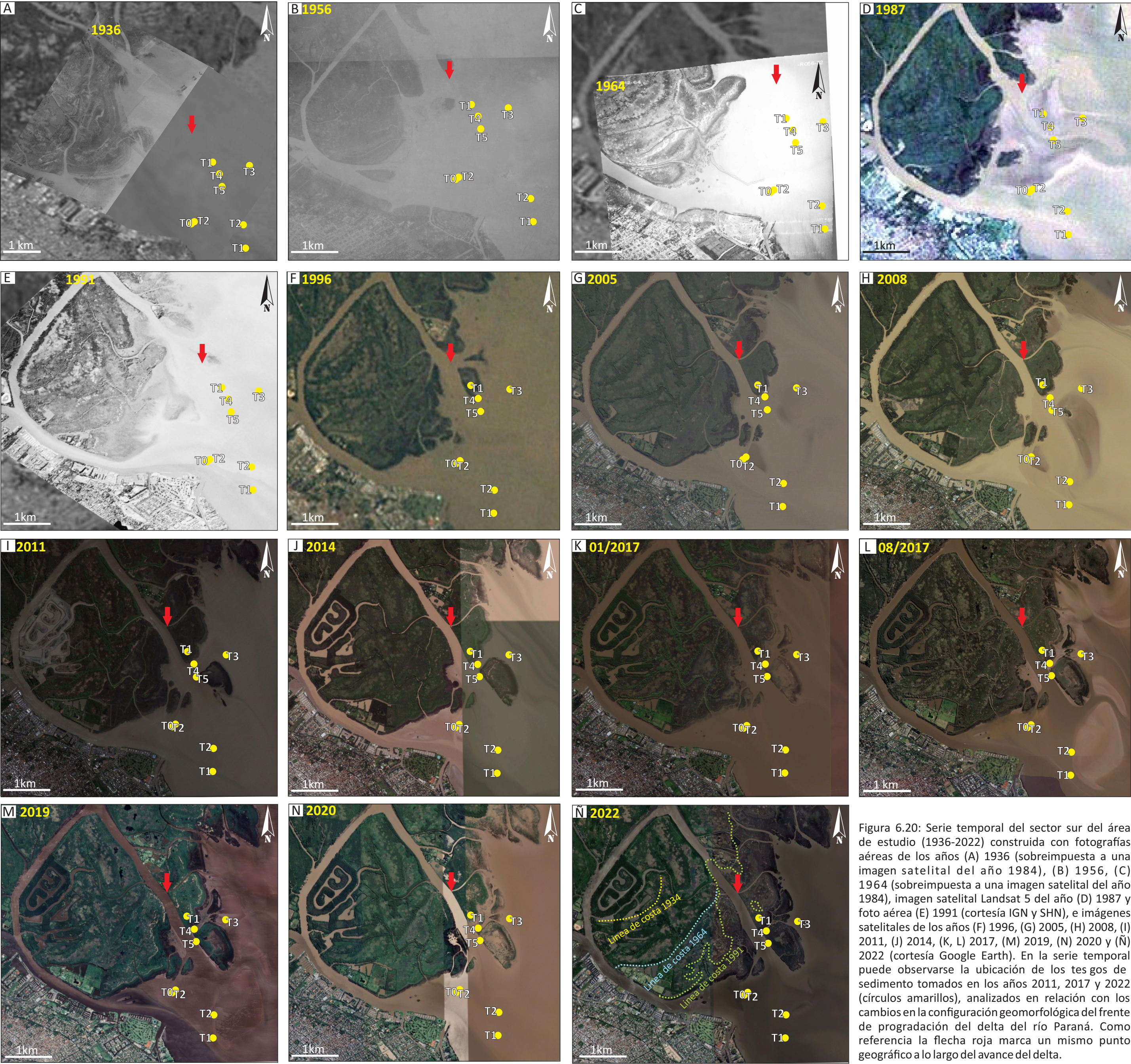


Figura 6.20: Serie temporal del sector sur del área de estudio (1936-2022) construida con fotografías aéreas de los años (A) 1936 (sobreimpuesta a una imagen satelital del año 1984), (B) 1956, (C) 1964 (sobreimpuesta a una imagen satelital del año 1984), imagen satelital Landsat 5 del año (D) 1987 y foto aérea (E) 1991 (cortesía IGN y SHN), e imágenes satelitales de los años (F) 1996, (G) 2005, (H) 2008, (I) 2011, (J) 2014, (K, L) 2017, (M) 2019, (N) 2020 y (Ñ) 2022 (cortesía Google Earth). En la serie temporal puede observarse la ubicación de los tes gos de sedimento tomados en los años 2011, 2017 y 2022 (círculos amarillos), analizados 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.



En la fotografía aérea del año 1936 ese punto se encontraba unos 400 m aguas afuera de la línea de costa (Fig. 6.20 A). Para el año 1956 (Fig. 6.20 B) se observa la aparición del canal Vinculación de cauce recto hacia la desembocadura en el río Luján producto de la intervención antrópica de dragado y la depositación de pequeñas barras en el margen derecho del río San Antonio y en el sector sur en la desembocadura del río Luján. Cabe destacar que antes del dragado del canal Vinculación el ancho de la desembocadura del río Luján en el estudio presentaba 580 m. El dragado del canal Vinculación, que aumento hasta 6 veces su profundidad natural, se realizó entre los años 1936 y 1956. Se sabe que a partir de 1911 la Legislatura Bonaerense aprobó contratos para la construcción de canales en las islas del delta del Paraná. En la reforma de la Constitución en 1949 se mantuvo inalterable la atribución del Congreso de legislar en materia de construcción de canales navegables y exploración de ríos interiores (Gavaldá, 2020).

Para los años 1964, 1987 y 1991 (Fig. 6.20 C, D, E respectivamente), se incrementa el ancho del canal Vinculación y el crecimiento de la barra sobre el cuerpo de agua, limitada por el río Luján, el río San Antonio y el canal Vinculación. El ancho de la desembocadura del río Luján disminuye notablemente, para el año 1991 con un ancho de solo 220 m. Sobre la barra se desarrollan canales sinuosos con marcada influencia mareal.

Para el año 1996, es notable el extenso crecimiento de barras de desembocadura sobre la margen derecha del río San Antonio (Fig. 6.20 F) y la generación de canales secundarios. Las barras comienzan como geoformas subácueas, que en momentos de bajantes toman condición subaérea (*e.g.* Fig. 6.20 G, H, L, M), y entre ellos persisten los canales distributarios como canales subácueos. Algunas de estas barras son posteriormente vegetadas y, eventualmente, estabilizadas convirtiéndose en islas separadas por canales (mayormente subparalelos a la línea de costa), para luego adosarse a la planicie deltaica inferior. Cuando los canales no son colmatados por completo, persisten como canales angostos de entre 5 y 10 m de ancho y comienzan a ser modificados por las corrientes de mareas.

Las imágenes de los años 2017 y 2020 (Fig. 6.20 K, N) muestran momentos de alto nivel del agua posiblemente debido a un evento de sudestada. En estas imágenes se

puede observar los sectores bajos y depresiones de las barras de desembocadura ocupados de agua. En estas situaciones se incrementa la depositación de sedimentos finos, lo que favorece la acreción vertical de las barras de desembocadura estabilizadas.

Los relevamientos de campo mostraron que algunas de las barras de desembocadura no crecieron en superficie hasta tanto no se convirtieron en geoformas subaéreas. Por ejemplo, la barra donde se colectó el testigo D11-T2 (Fig. 6.20 H) 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) y de acuerdo a las imágenes del año 2017 y 2019 (Fig. 6.20 L, M). Se interpreta entonces, que las barras de desembocadura pueden migrar lateralmente o aguas abajo, o bien, dicho de otro modo, sus sedimentos ser retrabajados para contribuir al crecimiento de otras barras de desembocadura, pudiendo ser esta una evidencia de deriva litoral fundamentalmente por acción del oleaje y potenciada en momentos de sudestada, con dirección hacia el norte. En la imagen satelital de agosto de 2017 se presenta una barra de desembocadura emergida, la cual fue reconocida en relevamientos de campo en el año 2020. Se puede afirmar que en esta área del frente deltaico el sector de mayor agradación se trasladó hacia el este entre *ca.* 2005 y 2017 (Fig. 6.20 G y L).

Otro rasgo distintivo de la planicie deltaica es la presencia de cordones litorales. En la imagen satelital del año 2022 (Fig. 6.20 Ñ) pueden reconocerse lineaciones mayormente paralelas a la línea de ribera que se interpretan como antiguas líneas de costa (Marcomini *et al.*, 2018). En este caso corresponden a paleocostas de los años 1936, 1964 y 1991. La presencia de estas lineaciones fue corroborada por superposición de imágenes satelitales de diferentes fechas.

### 6.3.2 Sector centro del frente deltaico

En el sector central en estudio, inmediaciones de la “isla de Zárate”, se reconoce el adosamiento de seis barras de desembocadura a la planicie deltaica inferior en los últimos 66 años. Este avance del frente deltaico implica un incremento areal de 1767 ha (17,7 km<sup>2</sup>), (Tabla 6.2).



La serie temporal de fotografías aéreas e imágenes satelitales correspondiente a los años 1956-2022 muestra el avance de la planicie deltaica inferior del sector central del frente deltaico, en la desembocadura del río Paraná de las Palmas y el canal Emilio Mitre (Fig. 6.21). En dichas imágenes la flecha roja señala una misma ubicación geográfica y permite observar el crecimiento del frente de progradación deltaica.

La foto aérea del año 1956 (Fig. 6.21 A) muestra el inicio de la formación de la isla de Zárate, una barra de morfología triangular, limitada en su extremo sur por un canal que separa una barra de mayor tamaño y sus otros dos extremos sobre el frente de progradación. Costa afuera, por delante de la barra de mayor dimensión y separadas por un canal incipiente de dirección suroeste, se presentan otras tres barras de menores dimensiones.

Para el año 1985 (Fig. 6.21 B) se registra un marcado crecimiento de la isla de Zárate, que paso de 4 km<sup>2</sup> a 9 km<sup>2</sup> de aproximadamente 3,5 km lineales en dirección suroeste. Las barras menores se adosan formando dos barras de mayor dimensión separadas entre ellas por un canal de dirección sureste y de la planicie deltaica por un canal de dirección suroeste. Luego para el año 2005 (Fig. 6.21 E) las barras se adosan a la planicie deltaica inferior y el canal de dirección suroeste queda desconectado del flujo fluvial. La isla de Zárate no sufrió grandes cambios a lo largo de 38 años (1985-2022), las mayores modificaciones y avance del frente de progradación se determina hacia el noreste de la misma, donde se formó un conjunto de barras de desembocadura y canalizaciones. La imagen del año 1985 (Fig. 6.21 B), en el sector noreste muestra una pequeña isla vegetada y varias acumulaciones de sedimentos parcialmente emergidas.

Para el año 1991 (Fig. 6.21 C) el crecimiento de este conjunto de islas es destacado, aumentado notablemente su tamaño y exposición subaérea. Continúa la acumulación de sedimento y estabilización por la vegetación y el crecimiento y migración de mayor cantidad de barras de desembocadura hacia el noreste pudiendo ser esta tendencia una evidencia de deriva por acción del oleaje. Este conjunto de barras se encuentra separadas de la isla de Zárate por un canal de morfología curva (Fig. 6.21 D, E). Para este año las barras muestran escasa cobertura vegetal, posiblemente transcurriendo un periodo de sequía, siendo un año neutral para el fenómeno ENOS.



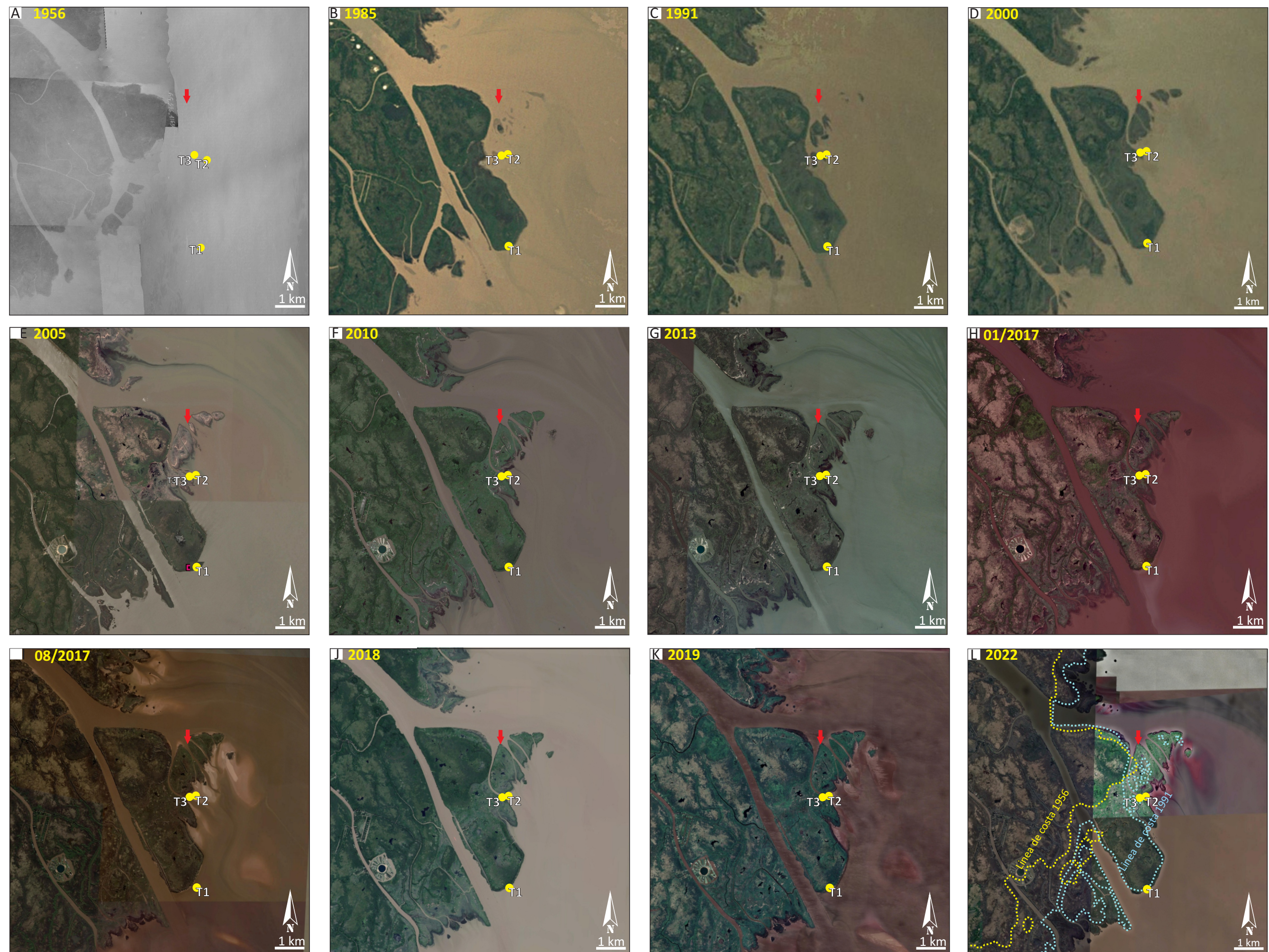


Figura 6.21: Serie temporal del sector central del área de estudio (1956-2022) construida con una foto aérea del año (A) 1956 (cortesía IGN) e imágenes satelitales de los años (B) 1984, (C) 1991, (D) 2000, (E) 2005, (F) 2010, (G) 2013, (H, I) 2017, (J) 2018, (K) 2019 y (L) 2022 (cortesía Google Earth). En la serie temporal puede observarse la ubicación de los tes gos de sedimento tomados en el año 2018 (círculos amarillos), analizados 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.



Para los años 2010 y 2013 (Fig. 6.21 F, G, respectivamente) se formaron cuatro barras separadas por canales de rumbo noroeste-sureste. El crecimiento de las mismas es hacia el sureste en dirección de la corriente y siguiendo la línea de la isla de Zárate. En las imágenes de los años 2017 y 2019 (Fig. 6.21 I, K respectivamente), momentos de bajantes, se puede observar este crecimiento subáqueo de las barras de desembocadura.

En este sector central del frente deltaico también se reconocieron cordones litorales. En la imagen satelital del año 2022 (Fig. 6.21 L) se identifican lineaciones mayormente paralelas a la línea de ribera que se interpretan como antiguas líneas de costa para los años 1956 y 1991. Estas lineaciones fueron corroboradas por superposición de las imágenes satelitales.

### 6.3.3 Sector norte del frente deltaico

Para el sector norte en estudio se reconoce el adosamiento de una barra de desembocadura a la planicie deltaica inferior del delta del río Paraná en los últimos 66 años. Este avance implica un incremento areal de 266 ha (2,7 km<sup>2</sup>), (Tabla 6.2). En el sector de confluencia entre el río Uruguay y el estuario Río de la Plata se desarrollaron diez barras de desembocadura en los últimos 38 años. Este avance implica un incremento areal de 4531 ha (45,3 km<sup>2</sup>), (Tabla 6.2).

El sector norte corresponde al área de desembocadura del brazo deltaico que conforma el río Paraná Miní, en cercanías del río Uruguay. Allí, inicia el sector interior del estuario y en este punto la corriente del río Uruguay pierde velocidad y capacidad de transporte y los sedimentos son depositados generando un notable crecimiento de barras de desembocadura (Pittau *et al.*, 2007).

El avance del frente del delta del Paraná hacia el este ha disminuido notablemente la desembocadura del río Uruguay en el estuario Río de la Plata (Iriondo y Kröhling, 2002). A su vez, la tasa de avance en este sector es escasa debido al límite natural impuesto por la costa rocosa uruguaya y a que el caudal del río Uruguay arrastra hacia su desembocadura los sedimentos aportados por los cauces distributarios del delta. La aparición de áreas emergidas en torno a la isla Oyarvide se activó a partir del

evento extraordinario de los años 1982-83 (fenómeno de El Niño) generando una zona con alta actividad sedimentológica (Sarubbi *et al.*, 2006).

La serie temporal de fotografías aéreas e imágenes satelitales correspondiente a los años 1956-2022 (Fig. 6.22) permite analizar la yuxtaposición de diversas barras de desembocadura en el área de inicio del estuario y el limitado crecimiento de la planicie deltaica inferior en este sector. En dichas imágenes la flecha roja señala una misma ubicación geográfica y permite reconocer el crecimiento de este conjunto de barras de desembocadura.

En la foto aérea del año 1956 (Fig. 6.22 A) este punto se encuentra a 4 km de la línea de costa para ese momento y sin presencia de barras a su alrededor. Para el año 1984 (Fig. 6.22 B) las acumulaciones de sedimentos presentan condición subácuea y una pequeña barra vegetada en el noreste. En la imagen del año 1987 (Fig. 6.22 C) posiblemente un momento de bajo nivel del agua, una gran cantidad de barras de desembocadura se encuentran parcialmente emergidas. Las barras comienzan como geoformas subáneas, pudiendo ser reconocidas en momentos de bajantes, y entre ellos persisten canales distributarios como canales subáneos incipientes.

Para los años 1994 y 1998 (Fig. 6.22 D y E respectivamente) la estabilización de dichas barras es notable ya que la vegetación es abundante, conformando un conjunto de islas separadas por canales de rumbo norte-sur y noroeste-sureste. Para los siguientes 19 años (2003-2022) (Fig. 6.22 H, I, J, K, L) se advierte un gran crecimiento de este conjunto de islas en la desembocadura del río Uruguay incrementando notablemente el área de las mismas y disminuyendo el tamaño de los cauces de rumbo norte-sur y noroeste-sureste. Hacia el sur del punto de extracción del testigo D18-T5 y a partir del año 2017 (Fig. 6.22 I) emerge una barra de rumbo norte-sur que para el año 2022 se muestra segmentada por pequeños canales de rumbo este-oeste y abundante vegetación.

Para el área occidental del sector norte, la imagen del año 1984 (Fig. 6.22 B) muestra el crecimiento de una barra en la desembocadura del río Paraná Mini paralela a la línea de costa y separada de la planicie deltaica inferior por un canal. Para el año 1998 (Fig. 6.22 E) la barra aumenta notablemente su área y en su extremo sur se encuentra segmentada por una pequeña canalización de rumbo noroeste-sureste. Para

el año 2003 (Fig. 6.22 F) la barra se encuentra totalmente estabilizada y en la desembocadura del canal que la separa de la barra contigua, se genera una bifurcación del canal “Anguilas” por el inicio de sedimentación de una pequeña barra que para el año 2015 muestra gran desarrollo (Fig. 6.22 I). El avance de la planicie deltaica a lo largo de estos años se ve limitada debido al gran crecimiento de barras en el área de expansión del cuerpo de agua ya que la corriente del río Uruguay pierde capacidad de transporte y deposita su carga en este punto.

En la imagen satelital del año 2022 (Fig. 6.22 L) se identifican lineaciones mayormente paralelas a la línea de ribera que se interpretan como antiguas líneas de costa o rasgos de canales abandonados por adosamiento de barras correspondientes a *ca.* los años 1956 y 1998 corroborado por superposición de las imágenes satelitales.

La figura 6.23 corresponde a una serie temporal (1984-2022) de detalle de la desembocadura del río Uruguay en el estuario Río de la Plata.

Se percibe un notable crecimiento de barras en la desembocadura del río Uruguay, debido al límite natural de la costa uruguaya y al gran caudal del río Uruguay que retrabaja los sedimentos aportados por los ríos del delta aguas abajo. Cuando el flujo pierde energía por la expansión del cuerpo de agua, los sedimentos son depositados en este sector generando un importante crecimiento areal de “islas nuevas” desarrolladas en los últimos 20 años.

<b>Incremento areal y lineal del frente del delta del río Paraná</b>				
	<b>Área (ha)</b>	<b>Incremento (ha/año)</b>	<b>Promedio transecta lineal (m)</b>	<b>Incremento lineal (m/año)</b>
<b>Sector sur (1936-2022)</b>	1424	16,6	4790	55,7
<b>Sector centro (1956-2022)</b>	1767	26,8	2690	40
<b>Sector norte (1956-2022)</b>	266	4	950	14,4
<b>Islas Solís y Oyarbide (1984-2022)</b>	4531	119,2	4970	130,8

Tabla 6.2: Incremento areal y lineal de los distintos sectores en estudio del frente del delta del río Paraná.



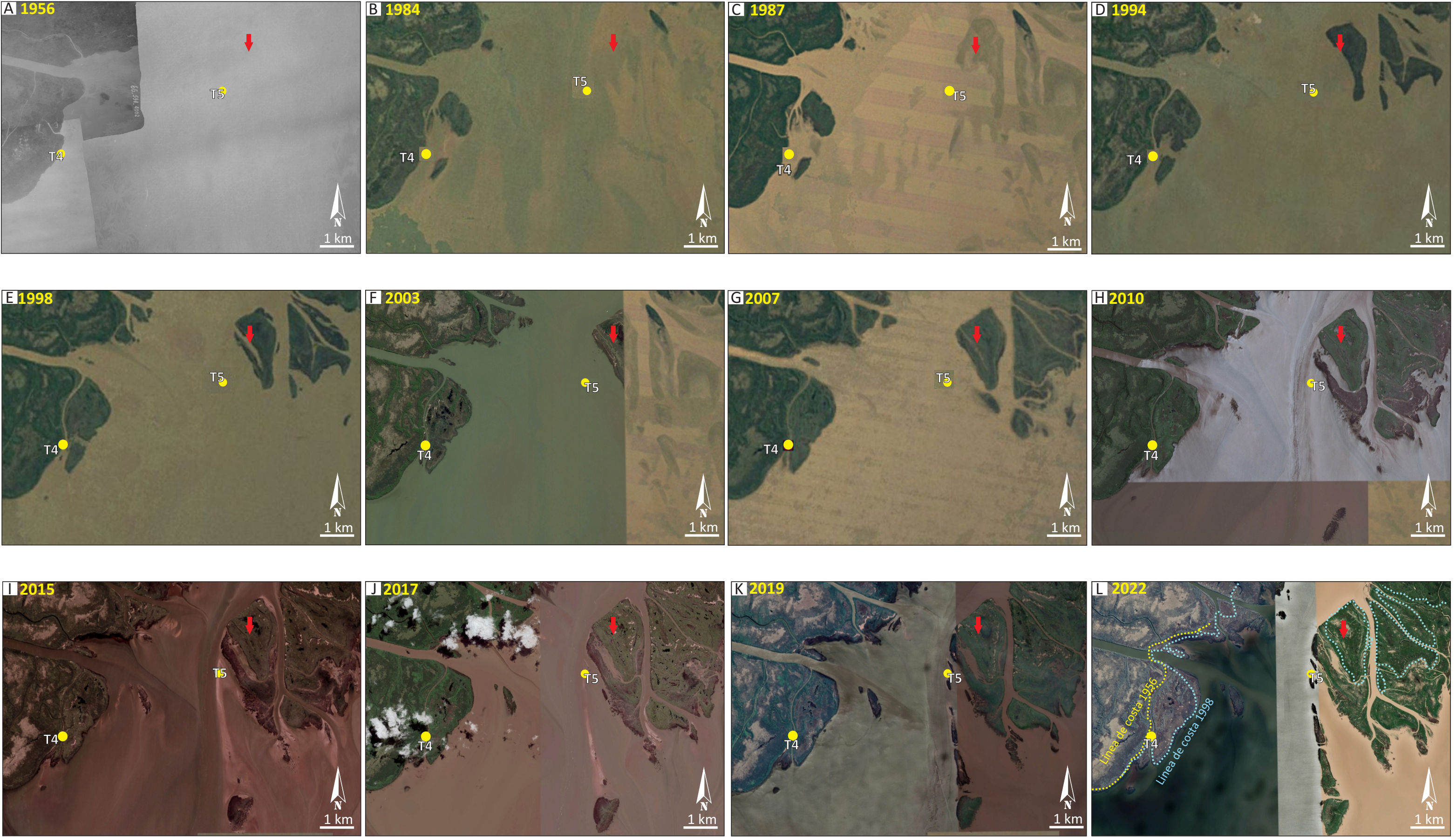


Figura 6.22: Serie temporal del sector norte del área de estudio (1956-2022) construida con foto aérea del año (A) 1956 (cortesía IGN) e imágenes satelitales de los años (B) 1984, (C) 1987, (D) 1994, (E) 1998, (F) 2003, (G) 2007, (H) 2010, (I) 2015, (J) 2017, (K) 2019 y (L) 2022 (cortesía Google Earth). En la serie temporal puede observarse la ubicación de los tes gos de sedimento tomados en el año 2018 (círculos amarillos), analizados 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.



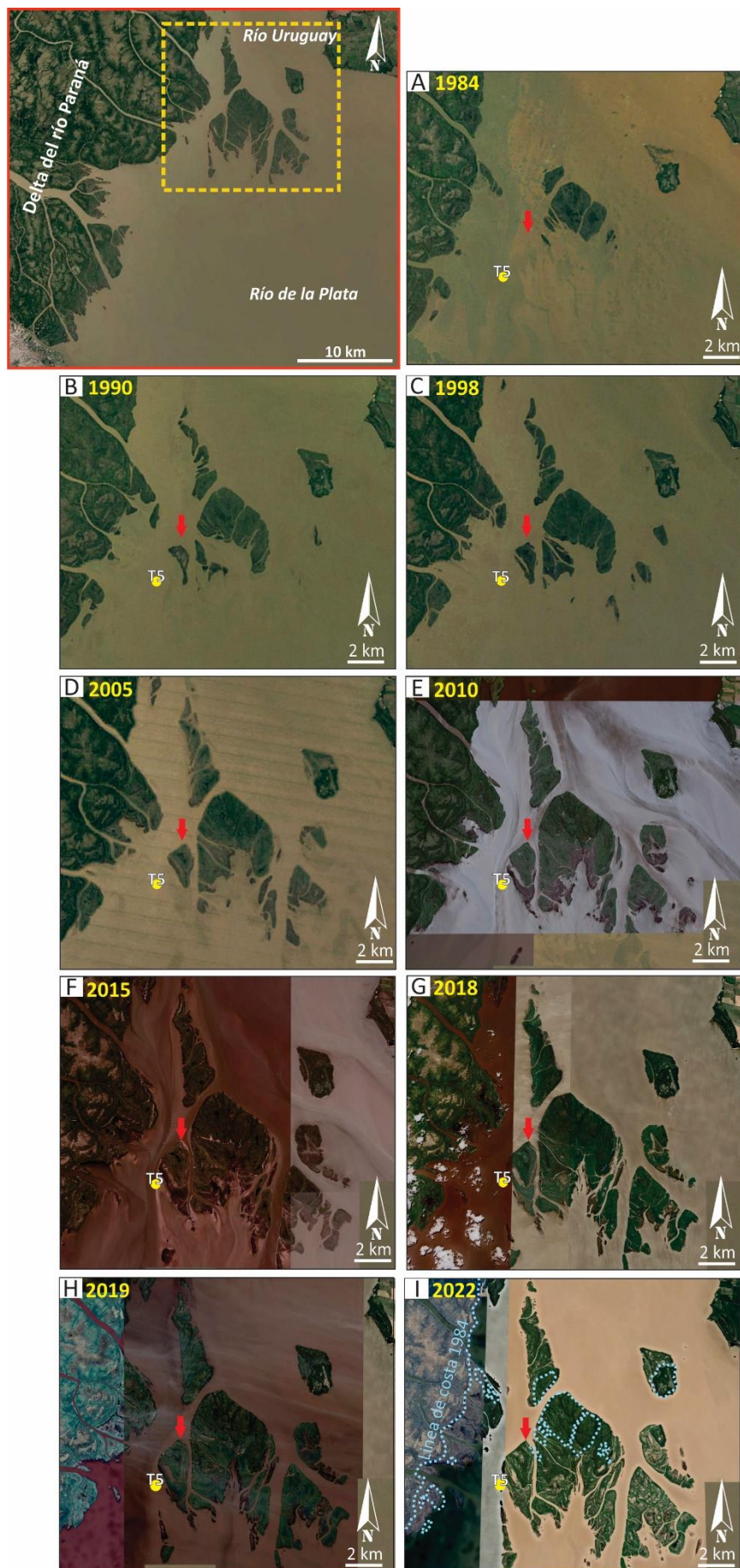


Figura 6.23: Serie temporal de la desembocadura del río Uruguay (1984-2022) construida con imágenes satelitales de los años (A) 1984, (B) 1990, (C) 1998, (D) 2005, (E) 2010, (F) 2015, (G) 2018, (H) 2019, (I) 2022 (cortesía Google Earth). En la serie temporal puede observarse la ubicación del testigo de sedimento D18-T5 (año 2018, círculo amarillo), analizado en relación con los cambios en la configuración geomorfológica de las islas Solís, desembocadura del río Uruguay. Como referencia la flecha roja marca un mismo punto geográfico a lo largo del avance del delta.

En la imagen satelital del año 2022 (Fig. 6.23 I) se identifican lineaciones mayormente paralelas a la costa que se interpretan como antiguas líneas de costa correspondiente a *ca.* el año 1984 corroborado por superposición de las imágenes satelitales.

## ***CAPÍTULO 7: SEDIMENTOLOGÍA DEL FRENTE DELTAICO***

Se presentan en este capítulo resultados del análisis de parámetros granulométricos de sedimentos superficiales y de sucesiones de testigos de sedimento, con el objetivo de caracterizar e interpretar los depósitos del frente deltaico del río Paraná y proponer elementos que permitan reconstrucciones paleoambientales de sistemas sedimentarios deltaicos de cabecera de estuarios (Tabla 7.1 y 7.2). En un primer paso, se obtuvieron “firmas granulométricas” que permitieron diferenciar procesos de transporte y acumulación, para luego definir y proponer siete litofacies, a su término agrupadas en cinco asociaciones de facies características de tres sectores del frente de progradación deltaica: canales, barras y áreas entre barras. En función de los resultados obtenidos, se elaboró un modelo sedimentario para reconstruir el avance del frente del delta del río Paraná durante los últimos 100 años.

La clasificación de cuerpos sedimentarios utilizando litofacies resulta un elemento fundamental en la metodología del análisis de facies en sedimentología. Los principios de esta metodología pueden consultarse en Reading (1996). Describir litofacies sedimentarias implica documentar todas las características sedimentarias que permitan interpretar los procesos de transporte y depositación. En este trabajo, para la nomenclatura de litofacies se sigue la propuesta de Miall (1977, 1996). Los atributos depositacionales primarios que sirven de base para la caracterización litofacial son: forma de las capas, granulometría, textura y estructura sedimentaria (Miall, 1996). Según dicho autor la escala de una litofacies individual dependerá del nivel de detalle que se incorpora en su definición. Éstas pueden ser definidas muy ampliamente para involucrar unidades estratigráficas mapeables o bien pueden precisarse más finamente para estudios más específicos. Es así como en este trabajo se han introducido modificaciones para adaptar el código de litofacies de Miall a las particularidades de los depósitos estudiados. Por su parte, las asociaciones de facies son un grupo de facies relacionadas genéticamente entre sí y que tienen algún significado ambiental (Collinson, 1969).

Muestra	Litofacies	Media	Selección	Moda	Mediana	Agudeza	Asimetría	A:L:Ar	ME (1:2:3:4)
D17_T1M1	SF	3,2	1,0	3,00-3,50	3,2	1,8	0,3	85:13:2	12:0:9:79
D17_T1M2	LS <sub>1</sub>	4,4	1,3	4,00-4,50	4,3	1,3	0,2	40:56:4	17:45:20:18
D17_T1M3	L	5,9	1,7	5,00-5,50	4,0	1,1	0,3	9:78:13	74:26:0:0
D17_T1M4	LS <sub>2</sub>	5,1	1,6	4,00-4,50	4,7	1,2	0,4	25:66:9	34:41:25:0
D17_T1M5	L	5,7	1,5	5,00-5,50	5,5	1,3	0,3	7:83:10	71:29:0:0
D17_T1M6	L	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	0,1	77:23:0	0:0:80:20
D11_T2M2	LS <sub>3</sub>	5,6	1,8	4,50-5,00	5,2	1,1	0,3	17:71:12	57:32:10:1
D11_T2M3	LS <sub>1</sub>	4,3	1,3	3,50-4,00	4,0	1,5	0,4	47:49:4	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_T3M1	SL	3,9	1,1	3,50-4,00	3,9	1,8	0,4	58:38:4	8:18:62:17
D17_T3M2	SL	3,8	1,0	3,50-4,00	3,9	1,7	0,3	63:34:3	6:14:63:17
D17_T3M3	LS <sub>2</sub>	4,6	1,1	4,50-5,00	4,5	1,6	0,3	26:70:4	7:68:25:0
D17_T3M4	LS <sub>1</sub>	4,3	1,2	4,00-4,50	4,2	1,7	0,4	41:55:4	7:44:49:0
D17_T3M5	LS <sub>1</sub>	4,2	1,3	3,50-4,00	4,0	1,5	0,4	56:40:4	15:23:46:16
D17_T3M6	LS <sub>1</sub>	4,4	1,7	3,50-4,00	3,9	1,4	0,5	56:38:6	26:13:39:22
D17_T3M7	SL	4,0	1,0	3,50-4,00	4,0	1,5	0,3	60:37:3	3:28:56:13
D17_T3M8	LS <sub>1</sub>	4,1	1,1	4,00-4,50	4,0	1,5	0,2	53:44:3	4:41:44:11
D17_T4M1	SL	3,9	1,0	3,50-4,00	4,0	1,6	0,3	59:38:3	3:20:68:9
D17_T4M2	LS <sub>3</sub>	5,7	1,8	4,50-5,00	5,4	1,0	0,3	17:70:13	64:23:10:3
D17_T4M3	L	5,9	1,7	5,50-6,00	5,7	1,1	0,2	10:77:13	76:22:2:0
D17_T4M4	LS <sub>3</sub>	5,4	1,6	4,50-5,00	5,0	1,1	0,4	16:73:10	45:44:11:0
D17_T4M5	LS <sub>1</sub>	4,1	1,5	3,50-4,00	3,7	1,4	0,5	59:36:5	23:12:31:34
D17_T4M6	LS <sub>2</sub>	5,0	1,8	4,00-4,50	4,7	1,3	0,3	32:60:8	41:35:18:6
D17_T4M7	LS <sub>2</sub>	5,1	1,7	4,00-4,50	4,8	1,1	0,3	30:62:8	42:32:20:6
D17_T5M1	SL	3,6	1,0	3,50-4,00	3,6	1,8	0,3	72:25:3	9:1:56:34
D17_T5M2	LS <sub>3</sub>	5,4	1,7	4,50-5,00	5,0	1,1	0,4	19:71:10	47:39:14:0
D17_T5M3	SL	3,9	1,0	3,50-4,00	3,8	1,7	0,4	60:37:3	3:19:68:10
D17_T5M4	LS <sub>1</sub>	4,4	1,3	4,50-5,00	4,4	1,5	0,1	36:60:4	12:57:18:13
D17_T5M5	LS <sub>1</sub>	4,9	1,8	4,00-4,50	4,5	1,2	0,4	38:54:8	35:32:19:14
D17_T5M6	L	5,1	1,6	4,00-4,50	5,0	1,2	0,3	5:82:10	44:38:10:8
D11_T0MB3	SL	4,0	1,4	3,00-3,50	3,7	1,4	0,4	59:37:4	17:20:30:33
D11_T0MB4	S	3,1	0,5	3,00-3,50	3,1	1,0	0,0	96:4:0	0:0:15:85
D11_T0MB5	S	2,9	0,5	3,00-3,50	3,0	0,9	0,0	99:1:0	0:0:0:100
D18_T1M1	SF	3,4	1,2	3,00-3,50	3,2	1,3	0,3	77:21:2	18:15:12:55
D18_T1M2	SF	3,4	1,1	3,00-3,50	3,3	1,5	0,3	81:17:2	15:4:25:56
D18_T1M3	LS <sub>1</sub>	4,3	1,6	3,50-4,00	4,0	1,3	0,3	52:44:4	25:29:30:16
D18_T1M4	LS <sub>2</sub>	4,8	1,5	4,00-4,50	4,6	1,3	0,3	32:62:6	32:41:22:5
D18_T1M5	LS <sub>3</sub>	5,1	1,5	4,50-5,00	5,1	1,2	0,2	19:73:8	46:43:7:4
D18_T1M6	LS <sub>3</sub>	5,7	1,8	4,00-4,50	5,5	1,0	0,2	19:71:10	54:27:10:9
D18_T1M7	SL	3,9	1,5	3,50-4,00	3,8	1,3	0,3	27:68:5	20:24:30:26
D18_T1M8	LS <sub>1</sub>	4,3	1,1	4,00-4,50	4,3	1,6	0,3	42:54:4	6:51:42:1
D18_T2M1	SL	3,7	1,1	3,00-3,50	3,6	1,7	0,3	73:24:3	10:7:50:34
D18_T2M2	LS <sub>1</sub>	4,6	1,7	3,50-4,00	4,3	1,1	0,4	45:49:6	36:21:26:17
D18_T3M1	LS <sub>3</sub>	5,4	1,7	4,00-4,50	5,1	1,1	0,4	19:72:9	51:39:9:0
D18_T3M2	L	6,1	1,7	5,00-5,50	5,8	1,0	0,3	7:79:14	81:19:0:0
D18_T3M3	L	6,2	1,7	5,00-5,50	5,9	1,0	0,3	6:79:15	84:16:0:0

D18_T3M4	SF	3,3	1,7	3,00-3,50	3,2	1,7	0,4	82:15:3	19:3:14:64
D18_T3M5	LS <sub>3</sub>	4,5	1,7	4,50-5,00	4,0	1,2	0,5	18:72:10	25:15:41:19
D18_T3M6	LS <sub>1</sub>	4,8	1,7	4,00-4,50	4,5	1,3	0,4	38:55:7	31:35:24:10
D18_T4M1	L	4,9	1,6	5,00-5,50	4,6	1,1	0,3	9:79:10	46:22:22:11
D18_T4M2	LS <sub>2</sub>	5,2	1,9	4,00-4,50	4,8	1,1	0,3	32:58:11	48:26:17:10
D18_T4M3	LS <sub>2</sub>	5,0	1,8	4,00-4,50	4,7	1,1	0,4	34:57:9	40:30:22:8
D18_T4M4	LS <sub>1</sub>	4,5	1,9	3,00-3,50	4,0	1,0	0,5	52:40:7	39:10:24:27
D18_T4M5	LS <sub>1</sub>	4,3	1,6	3,50-4,00	3,9	1,6	0,5	59:35:6	23:12:42:23
D18_T4M6	SL	4,0	1,6	3,00-3,50	3,6	1,7	0,5	69:26:5	27:0:34:39
D18_T5M1	LS <sub>2</sub>	5,2	1,9	4,00-4,50	4,7	1,1	0,4	32:58:10	43:27:23:7
D18_T5M2	LS <sub>3</sub>	5,4	1,7	4,00-4,50	5,1	1,2	0,3	21:70:9	51:36:10:3
D18_T5M3	LS <sub>2</sub>	5,1	1,8	4,00-4,50	4,6	1,2	0,4	33:57:9	38:31:26:6
D18_T5M4	LS <sub>1</sub>	4,2	1,8	3,00-3,50	3,7	1,1	0,5	59:35:6	35:11:15:39
D18_T5M5	SL	3,6	1,1	3,00-3,50	3,5	1,7	0,4	74:23:3	10:7:47:36
D18_T5M6	LS <sub>3</sub>	5,8	2,0	5,00-5,50	5,6	1,0	0,2	20:65:15	73:14:7:6
D20_T1M1	SL	3,4	0,9	3,50-4,00	3,4	1,8	0,3	75:22:3	2:0:54:44
D20_T1M2	SL	3,6	0,9	3,50-4,00	3,5	1,8	0,3	70:27:3	2:0:67:31
D20_T1M3	SL	3,6	1,0	3,50-4,00	3,6	1,7	0,3	65:32:3	6:6:59:29
D20_T2M1	SL	3,5	0,6	3,50-4,00	3,5	1,1	0,1	74:24:2	0:0:71:29
D20_T2M2	SL	3,6	0,9	3,50-4,00	3,6	1,5	0,3	66:32:4	5:7:59:29

Tabla 7.1: Parámetros granulométricos (phi) de sedimentos de testigos de sedimento del área de estudio del delta del río Paraná.

Muestra	Litofacies	Media	Selección	Moda	Mediana	Agudeza	Asimetría	A:L:Ar	ME (1:2:3:4)
D17_S1	LS <sub>1</sub>	4,8	1,8	3,50-4,00	4,3	1,2	0,5	40:52:8	32:24:33:11
D17_S2	LS <sub>1</sub>	4,7	1,6	4,00-4,50	4,3	1,5	0,5	39:54:7	21:31:48:0
D17_S3	LS <sub>1</sub>	4,3	1,2	4,00-4,50	4,2	1,7	0,4	43:52:5	10:37:53:0
D17_S4	LS <sub>2</sub>	5,1	2,0	4,00-4,50	4,8	1,0	0,3	32:57:11	50:20:14:15
D17_S5	LS <sub>3</sub>	5,6	1,9	4,50-5,00	5,4	1,0	0,2	20:67:13	64:22:7:6
D18_S2	SL <sub>2</sub>	3,7	1,2	3,50-4,00	3,5	1,4	0,3	67:30:3	13:15:32:40
D18_S3	LS <sub>1</sub>	4,9	1,8	3,50-4,00	4,5	1,1	0,4	35:56:9	36:26:32:6
D18_S4.1	LS <sub>2</sub>	5,1	1,9	3,50-4,00	4,6	1,0	0,4	33:57:10	43:23:26:8
D18_S4.2	LS <sub>3</sub>	5,5	1,8	4,50-5,00	5,1	1,1	0,3	18:70:12	50:36:14:0
D18_S6	LS <sub>2</sub>	5,0	1,8	4,00-4,50	4,5	1,2	0,4	34:57:9	36:27:31:6
D18_S7	LS <sub>1</sub>	4,7	1,8	3,50-4,00	4,3	1,1	0,4	42:50:8	38:19:26:17
D18_S8	LS <sub>2</sub>	4,9	1,7	4,00-4,50	4,5	1,3	0,4	33:59:8	31:32:33:4
D18_S9	LS <sub>3</sub>	5,6	1,9	4,50-5,00	5,2	0,9	0,3	20:66:14	58:24:17:1
D18_S1.2	LS <sub>1</sub>	4,7	1,5	4,50-5,00	4,5	1,3	0,4	34:60:6	27:38:30:5
D18_S5.2	LS <sub>1</sub>	4,8	1,8	3,50-4,00	4,5	1,1	0,4	38:53:9	39:24:21:16
D18_P1	LS <sub>3</sub>	5,0	1,4	4,50-5,00	4,8	1,4	0,4	17:75:8	31:53:14:2
D18_P5	LS <sub>1</sub>	4,3	1,3	4,00-4,50	4,2	1,5	0,3	45:51:4	8:34:46:12
D20_S1	S	3,3	0,6	3,00-3,50	3,3	1,0	0,1	92:7:1	0:0:36:64
D20_S2	S	3,1	0,6	3,00-3,50	3,1	1,0	0,1	94:5:1	0:0:13:87
D20_S3	SL	3,5	0,6	3,50-4,00	3,5	1,0	0,1	75:23:2	0:0:72:28
C24*	LA	7,4	1,9	6,00-6,50	7,3	0,8	0,3	0:66:34	45:55:0:0
C35*	LA	7,3	1,9	6,00-6,50	7,1	0,9	0,3	0:67:33	41:59:0:0
C42*	LA	6,9	2,1	5,00-5,50	6,2	0,9	0,5	2:70:28	29:60:11:0



<b>D12*</b>	S	3,2	0,5	3,00-3,50	3,0	1,2	0,3	92:6:2	0:0:0:100
<b>D13*</b>	LS <sub>2</sub>	5,3	1,7	4,00-4,50	5,1	1,1	0,2	22:69:9	10:10:70:10
<b>D14*</b>	L	5,7	1,8	4,50-5,00	5,2	1,1	0,6	8:79:13	13:11:76:0
<b>D15*</b>	L	5,7	1,8	4,50-5,00	5,2	1,1	0,6	7:80:13	11:17:72:0

Tabla 7.2: Parámetros granulométricos (phi) de sedimentos actuales del área de estudio del delta del río Paraná. Las muestras indicadas con \* fueron publicadas en Marcomini *et al.* (2018).

## 7.1 GRANULOMETRÍA Y MIEMBROS EXTREMOS

Un primer análisis estándar de las características texturales de los sedimentos superficiales y de testigos de sedimento del frente del delta del río Paraná mostró una significativa homogeneidad granulométrica en tanto resultan depósitos dominados por arenas muy finas y limos. Presentan porcentajes variables de las fracciones arenosas, entre un 0% y 99% y limosas entre 1% y 84%, y menores proporciones de arcillas, entre 0% y 34%. Los sedimentos exhiben distribuciones granulométricas mesocúrtica a leptocúrtica, bien a pobremente seleccionadas y con tendencia a distribuciones polimodales. Se interpreta que estas características están relacionadas con una importante mezcla de subpoblaciones granulométricas producto de la combinación de diversos mecanismos de producción, transporte y depositación de partículas en la generación de los depósitos. La interacción y variabilidad de procesos y forzantes en el frente deltaico, de forma diaria o estacional, como aporte de sedimentos, descarga fluvial, flujos de marea, eventos de sudestada, cubierta de vegetación, determinan la presencia de estos sedimentos de mezcla. Es por ello que en este trabajo se evaluaron alternativas metodológicas para poder realizar una mejor caracterización y diferenciación de los depósitos que representan distintos ambientes del frente deltaico.

Una de las metodologías propuestas para evaluar sedimentos de mezcla es la desagregación (o descomposición) de datos denominada modelado de miembros extremos (*End-member modelling*). Esta técnica estadística fue propuesta por Imbrie (1963) empleada originalmente en geología como un análisis factorial multivariante utilizando matrices de similitudes construida a partir de los cosenos de los ángulos que forman dos individuos o muestras consideradas como vectores. Más recientemente este método fue desarrollado para la separación de subpoblaciones granulométricas de depósitos sedimentarios (Paterson y Heslop, 2015 y referencias allí citadas). La

desmezcla de una distribución granulométrica permite que los datos más complejos se describan mediante componentes más básicos, denominados Miembros Extremos, que se pueden usar para analizar-interpretar los procesos de aporte, disponibilidad y transporte-depositación que dieron origen al depósito estudiado. Este análisis estadístico se realiza a partir del programa AnalySize, bajo plataforma MatLab, que fue desarrollado por Paterson y Heslop (2015) y permite obtener una serie de miembros extremos (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).

Teniendo en cuenta criterios geológicos y consideraciones sobre la estadística del ajuste de curvas se propone en esta tesis que el modelo de separación de subpoblaciones que resulta geológicamente más adecuado para explicar los sedimentos de mezcla del frente deltaico del río Paraná es aquel que incluye cuatro ME según la distribución de Weibull (Fig. 7.1 A). Los coeficientes medios de determinación ( $R^2$ ) se trazan para los distintos modelos de ME y permiten evaluar el grado de ajuste matemático de los ME seleccionados, es decir la correlación lineal cuadrada ( $R^2$ ) entre el conjunto de datos medido y el conjunto de datos construido a partir de los ME (Fig. 7.1 C). La desviación angular (Theta, en grados) muestra la diferencia angular entre el conjunto de datos reconstruido y observado en función del número de ME (Fig. 7.1 D). El modelo de cuatro ME explica el 98% de la varianza ( $R^2=0,98$ ) del conjunto de muestras analizadas con una desviación angular de Theta de 6,8 y un  $R^2$  máximo = 0,12 para cada ME.

En el modelado para los sedimentos del frente deltaico, los miembros extremos se interpretaron en términos de disponibilidad, transporte y depositación de sedimentos, sumando también el efecto de entrampamiento por vegetación ya que este es un elemento abundante y frecuente en varios de los subambientes del área estudiada y condiciona los procesos de acumulación de sedimentos.

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). Los coeficientes de rugosidad representan la resistencia a los flujos de inundación ya sea en canales o llanuras; el coeficiente de

rugosidad de Manning ( $n$ ) se ve afectado por la vegetación y depende de varios factores: la profundidad de flujo, el porcentaje del perímetro inundado cubierto por la vegetación, la densidad de la vegetación por debajo de la línea de marea alta, el grado en que la vegetación es aplastada por la marea alta y la alineación de la vegetación en relación con el flujo. Las hileras de vegetación paralelas al flujo pueden tener menos efecto que las hileras de vegetación perpendiculares al flujo (Arcement y Schneider, 1989).

La vegetación predominantemente 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). Se plantea que, idealmente, cada miembro extremo corresponde a la distribución granulométrica de un sedimento acumulado por un único mecanismo de transporte y deposición, sumado al efecto de la vegetación. Luego, en la generación de cada depósito estuvieron involucrados varios procesos, en distintas proporciones, que quedan reflejados en el conjunto de ME según el modelo matemático aplicado.

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 ( $\sigma$ : 0,5), con distribución simétrica ( $SK_1$ : 0,03) y mesocúrtica ( $K_G$ : 1,1). Con una proporción de fracciones de 91,5% de arenas finas a muy finas y 8,5% limos (Fig. 7.1 B). Esta subpoblación del modelo estadístico representa depósitos producto de corrientes tractivas, de partículas transportadas por rolido 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 deposición de estos sedimentos (Fig. 7.2).

El miembro extremo **ME 3** incluye limos arenosos ( $X$ : 3,9 phi; moda en 3,5-4 phi arena muy fina a limo grueso), moderadamente a bien seleccionados ( $\sigma$ : 0,6), con distribución asimétrica positiva ( $SK_1$ : 0,2) y mesocúrtica ( $K_G$ : 1). La proporción de las fracciones corresponde a 61,4% de arenas muy finas y 38,6% de limos gruesos a medianos (Fig. 7.1 B). Este ME se interpreta como producto de la alternancia de procesos tractivos y decantación, sumado al entrapamiento de partículas por efecto de la vegetación (Fig. 7.2).

El miembro extremo **ME 2** son limos (X: 4,8 phi; moda en 4,5-5 phi limo mediano a grueso), moderadamente seleccionados ( $\sigma$ : 0,7), con distribución asimétrica positiva ( $SK_1$ : 0,2) y mesocúrtica ( $K_G$ : 1). La proporción de las fracciones corresponde a 8% de arena muy fina y 92% de limos gruesos a muy finos (Fig. 7.1 B). 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 (Fig. 7.2).

El miembro extremo de grano más fino **ME 1** incluye limos arcillosos (X: 6,4 phi; moda en 6-7 phi (limo fino a muy fino), pobremente seleccionados ( $\sigma$ : 1,6), con distribución simétrica ( $SK_1$ : 0,01) y mesocúrtica ( $K_G$ : 1). La proporción de fracciones corresponde a 7% de arena fina a muy fina, 77% de limos gruesos a muy finos y 16% de arcillas (Fig. 7.1 B). La acumulación del ME1 resulta 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 entrapadas por la vegetación (Fig. 7.2).

## 7.2 CARACTERIZACIÓN DE SEDIMENTOS DELTAICOS SUPERFICIALES Y PROPUESTA DE MEZCLAS DE SEDIMENTOS

Los sedimentos de las barras de desembocadura están caracterizados por dos tipos de mezclas de arenas y limos. La primera se caracteriza por arenas finas a muy finas (X: 3,2 phi; A: L: Ar 93:6:1), bien seleccionadas ( $\sigma$ : 0,5), con distribución unimodal (3,0 phi), simétrica ( $SK_1$ : 0,1) y mesocúrtica ( $K_G$ : 1,1). Esta mezcla, nombrada arenosa (S), está formada en más de un ~85% por el ME4 junto con un ~15% del ME3. Se interpretan como depósitos formados predominantemente por la acción de corrientes tractivas (de alto o bajo régimen de flujo) (ME4) y de forma subordinada ocurre una alternancia de procesos tractivos de bajo régimen de flujo y escasa decantación (ME3).

El segundo grupo o mezcla, que denominamos areno-limosa (SL) incluye arenas muy finas (X: 3,6 phi; A: L: Ar 71:26:3), moderadamente seleccionadas ( $\sigma$ : 0,9), con distribución unimodal (3,4 phi), asimetría positiva ( $SK_1$ : 0,2) y leptocúrtica ( $K_G$ : 1,2). Conforman esta mezcla el ME3 (~70%) y el ME4 (~30%). Son interpretados como

depósitos generados principalmente por el transporte de partículas por corrientes tractivas de bajo régimen de flujo que alternan con decantación. Subordinadamente, procesos tractivos de alto régimen de flujo contribuyen en la generación de estos depósitos (ME4), (Fig. 7.3).

Los sedimentos de planicies de marea sobre barras de desembocadura y fondo de canales están caracterizados por dos tipos de mezclas. El primer tipo corresponde a limos muy gruesos (X: 4,7 phi; A: L: Ar 40:53:7), pobremente seleccionados ( $\sigma$ : 1,6), con asimetría muy positiva ( $SK_1$ : 0,4) y leptocúrtica ( $K_G$ : 1,3). Son sedimentos transportados por corrientes tractivas de bajo régimen de flujo y decantación más entrapamiento por vegetación (ME1 28%, ME2 27%, ME3 38%,) y corrientes tractivas débiles (ME4 <17%). Estos depósitos corresponden a mezclas limo-arenosas ( $LS_1$ ). El segundo tipo corresponde a limos gruesos a muy gruesos (X: 5 phi; A: L: Ar 33:57:10), pobremente seleccionados ( $\sigma$ : 1,8), con asimetría muy positiva ( $SK_1$ : 0,4) y mesocúrtica ( $K_G$ : 1,1). Son sedimentos producto de la alternancia de corrientes tractivas débiles y decantación más entrapamiento por vegetación (ME1 <50%, ME2 20-32% y ME3 16-33%) y facies subordinadas de corrientes tractivas muy débiles (ME4 <15%). Estos depósitos representan las mezclas limo-arenosas ( $LS_2$ ), (Fig. 7.3).

Las muestras ubicadas en sectores más restringidos como márgenes de canales o interior de barras estabilizadas muestran los porcentajes más bajos de arena y se caracterizan por 2 tipos de mezclas. La primera son por limos gruesos (X: 5,4 phi; A: L: Ar 19:70:11), pobremente seleccionados ( $\sigma$ : 1,7), con asimetría positiva ( $SK_1$ : 0,3) y mesocúrtica ( $K_G$ : 1,1). Son sedimentos depositados por decantación de partículas en suspensión y entrapamiento por la vegetación. También se encuentra subordinada la alternancia de procesos tractivos de bajo régimen de flujo (ME3: <13%). Estos depósitos corresponden a mezclas limo-arenosas ( $LS_3$ ). La segunda mezcla corresponde a limos gruesos (X: 5,5 phi; A: L: Ar 13:76:11), pobremente seleccionados ( $\sigma$ : 1,8), con asimetría muy positiva ( $SK_1$ : 0,5) y mesocúrtica ( $K_G$ : 1,1). Son sedimentos transportados por corrientes tractivas débiles representando el 73% del ME3 y decantación con entrapamiento por la vegetación (ME1 11%- ME2 13%). Estos depósitos corresponden a mezclas limosas (L), (Fig. 7.4).



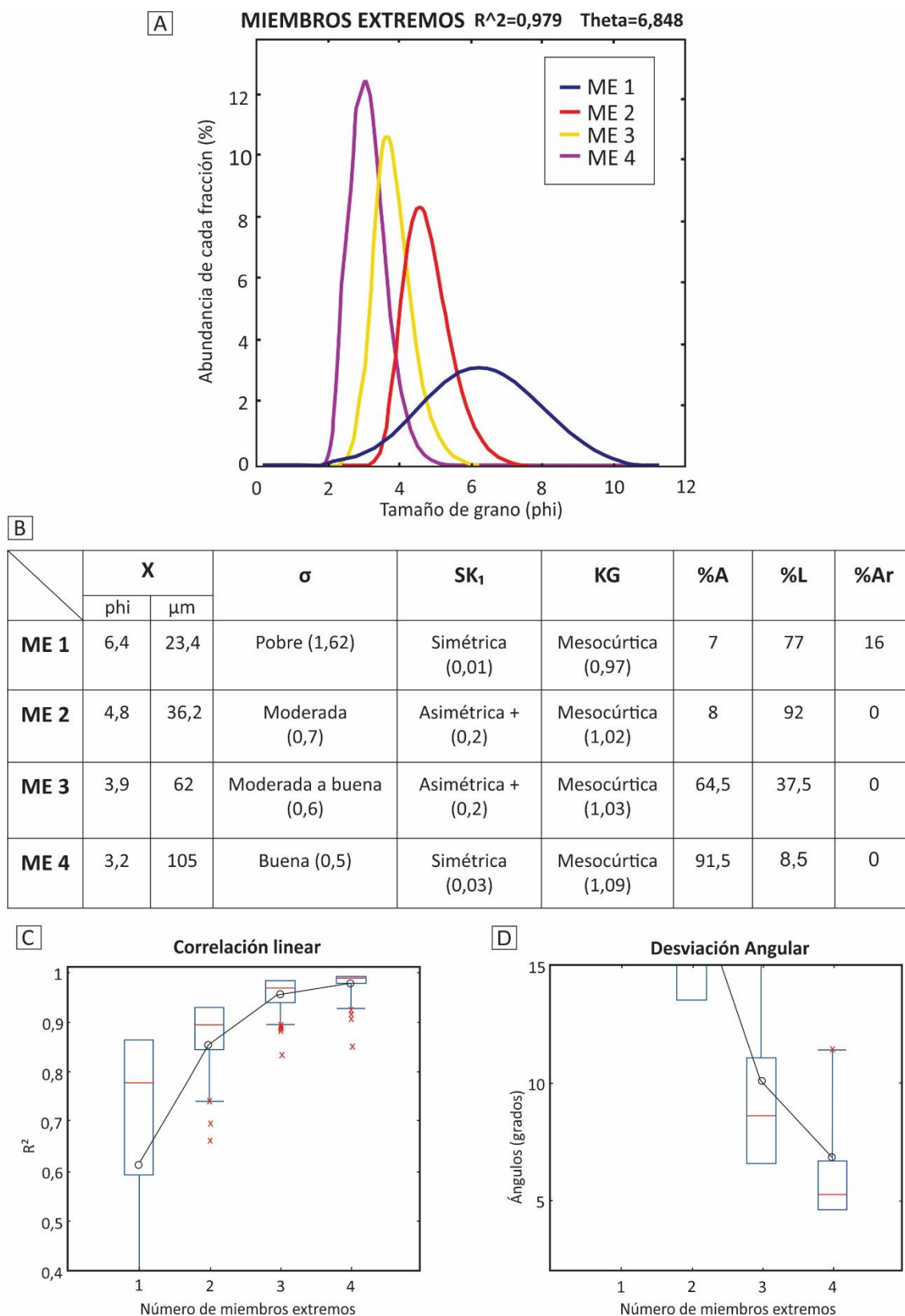


Figura 7.1: Resultados del análisis de miembros extremos obtenidos a partir del procesamiento de los datos granulométricos de las muestras de sedimentos superficiales y sedimentos de testigos de sedimento frente deltaico del río Paraná, y que se considera que representa los procesos geológicos de manera más ajustada. Para estos resultados se empleó la distribución

paramétrica Weibull según cuatro miembros externos (ME). A: Curvas de distribución granulométrica de cada miembro extremo (ME),  $R^2$  es la varianza y Theta la desviación angular para la mezcla mostrada. B: Parámetros estadísticos de cada miembro extremo interpretados como subpoblaciones del depósito sedimentario (X: media,  $\sigma$ : selección,  $SK_1$ : asimetría,  $K_G$ : curtosis, %A: porcentaje de arena, %L: porcentaje de limo, %Ar: porcentaje de arcilla). C: Correlación lineal cuadrada ( $R^2$ ) en función del número de ME. D: Desviación angular (en grados) entre el conjunto de datos muestra medido en función de número de ME. En ambas gráficas, las líneas y círculos negros son el modelo para todo el conjunto de datos. La caja y bigotes azules representan los valores de correlación y desviación angular para cada miembro extremo. Las barras rojas son la mediana del rango de valores de cada ME. Los bigotes marcan los percentiles de 95 (el intervalo de cobertura del 95%). Para  $R^2$  el percentil 95 corresponde al valor inferior y para la desviación angular el percentil 95 corresponde al valor superior. Las cruces rojas representan valores atípicos.

Aquellas muestras tomadas sobre barras de desembocadura estabilizadas están representadas por limos finos a muy finos de tamaño modal 7 phi (X: 7,2 phi; A: L: Ar 1:68:32), muy pobremente seleccionados ( $\sigma$ : 2), con asimetría positiva ( $SK_1$ : 0,4) y mesocúrtica ( $K_G$ : 0,9). El ME 2 está representado entre un 55 y 60%. Son sedimentos depositados por decantación de partículas en suspensión con una componente bien marcada de entrapamiento por la vegetación. Estos depósitos caracterizan las mezclas limo-arcillosas (LA), (Fig. 7.4).

En las barras estabilizadas se reconocieron depósitos de mayor granulometría debido a eventos de tormenta o sudestadas. Estos depósitos están caracterizados por abundantes cantidades de conchillas y fragmentos de conchillas de *Corbícula fluminea* de entre 0,5 y 3 cm, con media en gravas (X: -6), clasto sostén con matriz arenosa muy fina, extremadamente mal seleccionados ( $\sigma$ : 4,1). Las arenas de la matriz corresponden a arenas fangosas muy finas (X: 3,7 phi; A: L: Ar 67:30:3), pobremente seleccionados ( $\sigma$ : 1,2), con distribución unimodal (3,5 phi), asimetría muy positiva ( $SK_1$ : 0,3) y leptocúrtica ( $K_G$ : 1,4). Son sedimentos transportados por corrientes tractivas de alto y bajo régimen de flujo (Fig. 7.5).

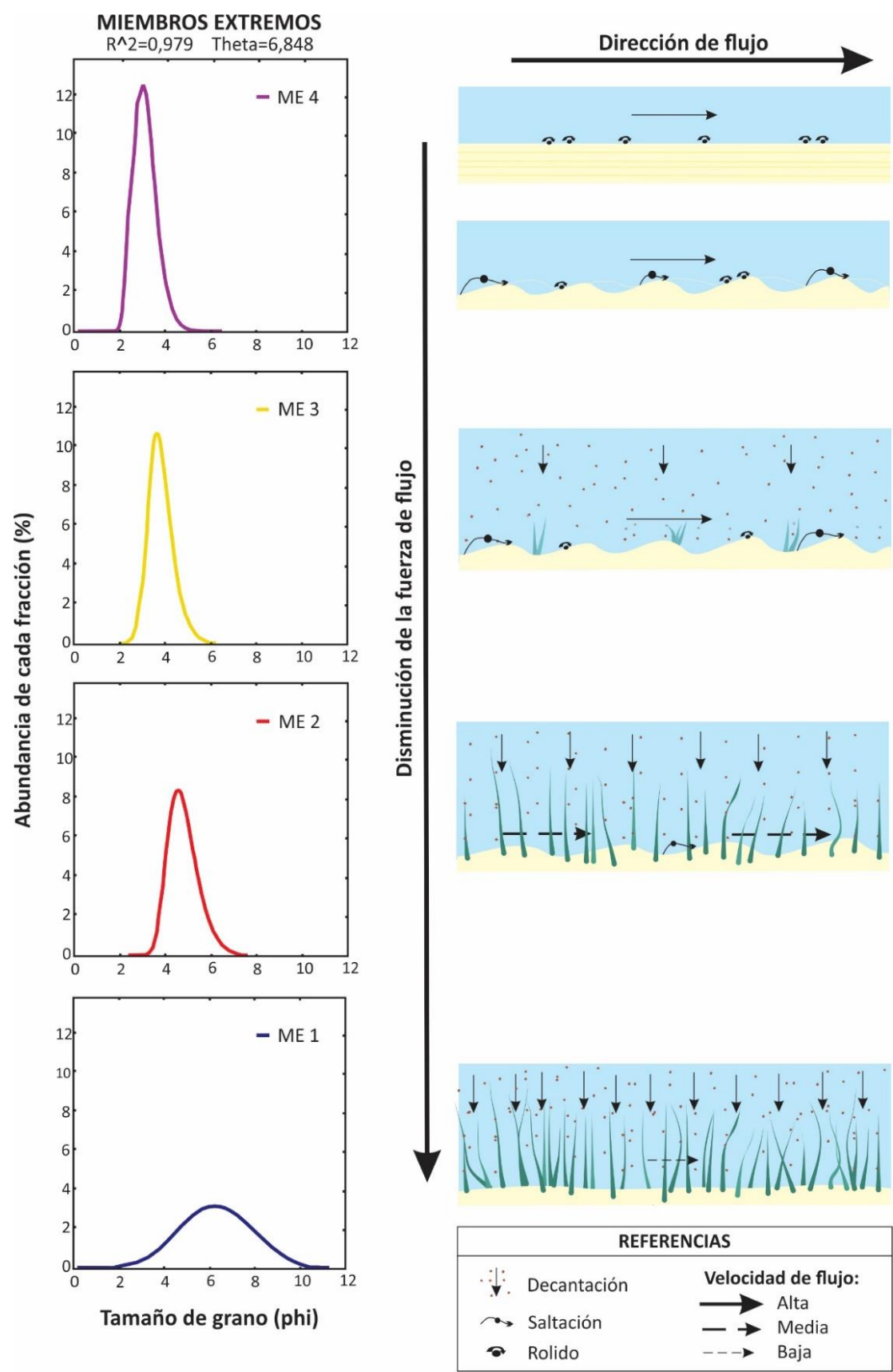
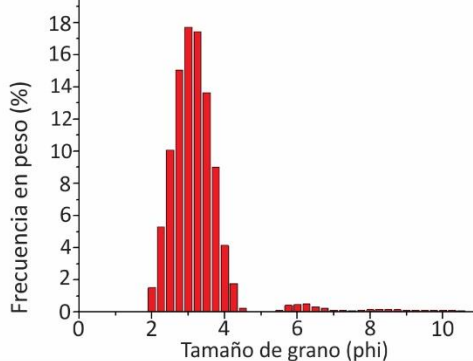


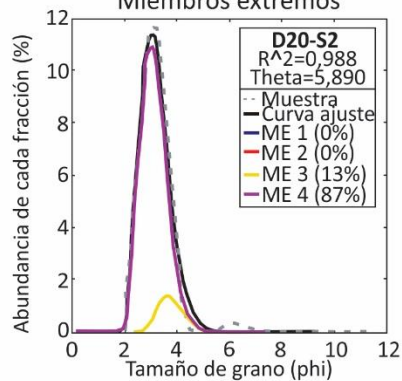
Figura 7.2: Curvas de distribución granulométrica de cada miembro extremo (ME). Esquemas de mecanismos de transporte y depositación para cada miembro extremo (ME).

**MEZCLA ARENOSA (S)**

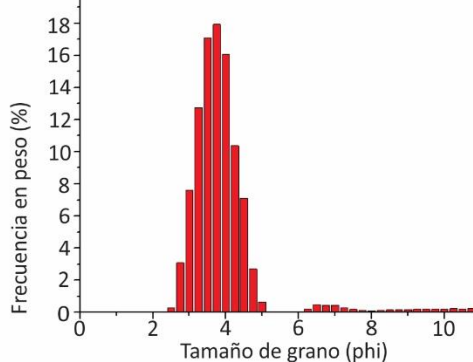
Distribución granulométrica - D20-S2



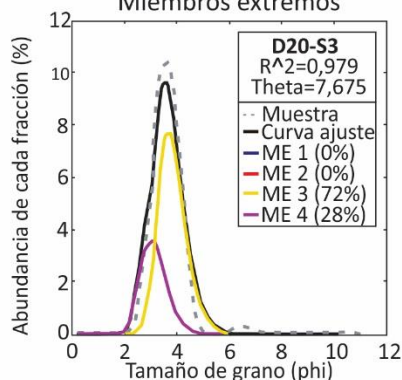
Miembros extremos

**MEZCLA ARENO-LIMOSA (SL)**

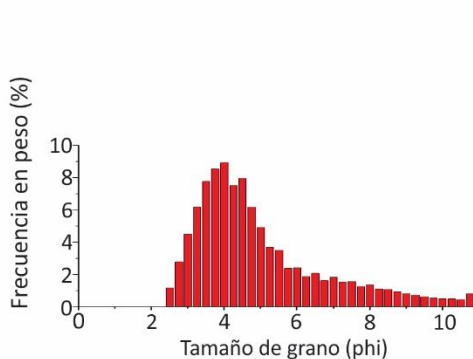
Distribución de partículas - D20-S3



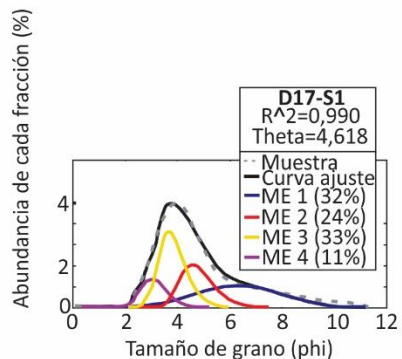
Miembros extremos

**MEZCLA LIMO-ARENOSA (LS<sub>1</sub>)**

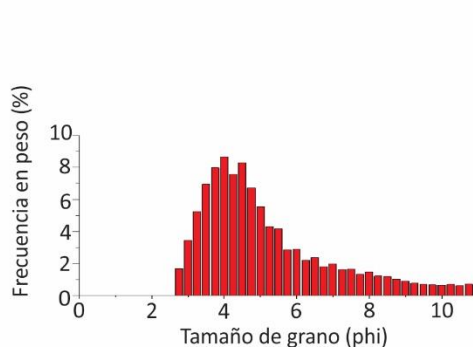
Distribución de partículas - D17-S1



Miembros extremos

**MEZCLA LIMO-ARENOSA (LS<sub>2</sub>)**

Distribución de partículas - D18-S6



Miembros extremos

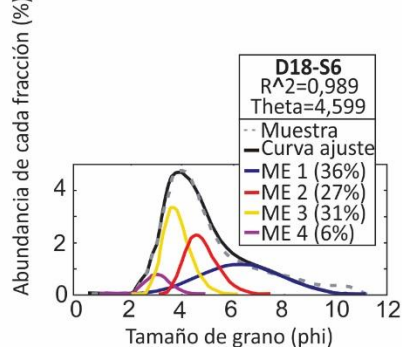


Figura 7.3: Histogramas de distribución de tamaño de partículas de muestras de depósitos representativos de las mezclas definidas en esta tesis y sus respectivas curvas de distribución granulométricas de los ME que la integran en distintas proporciones.  $R^2$  es la varianza y Theta es la distancia angular (en grados) entre los datos medidos y el conjunto de datos construido a partir de los ME.

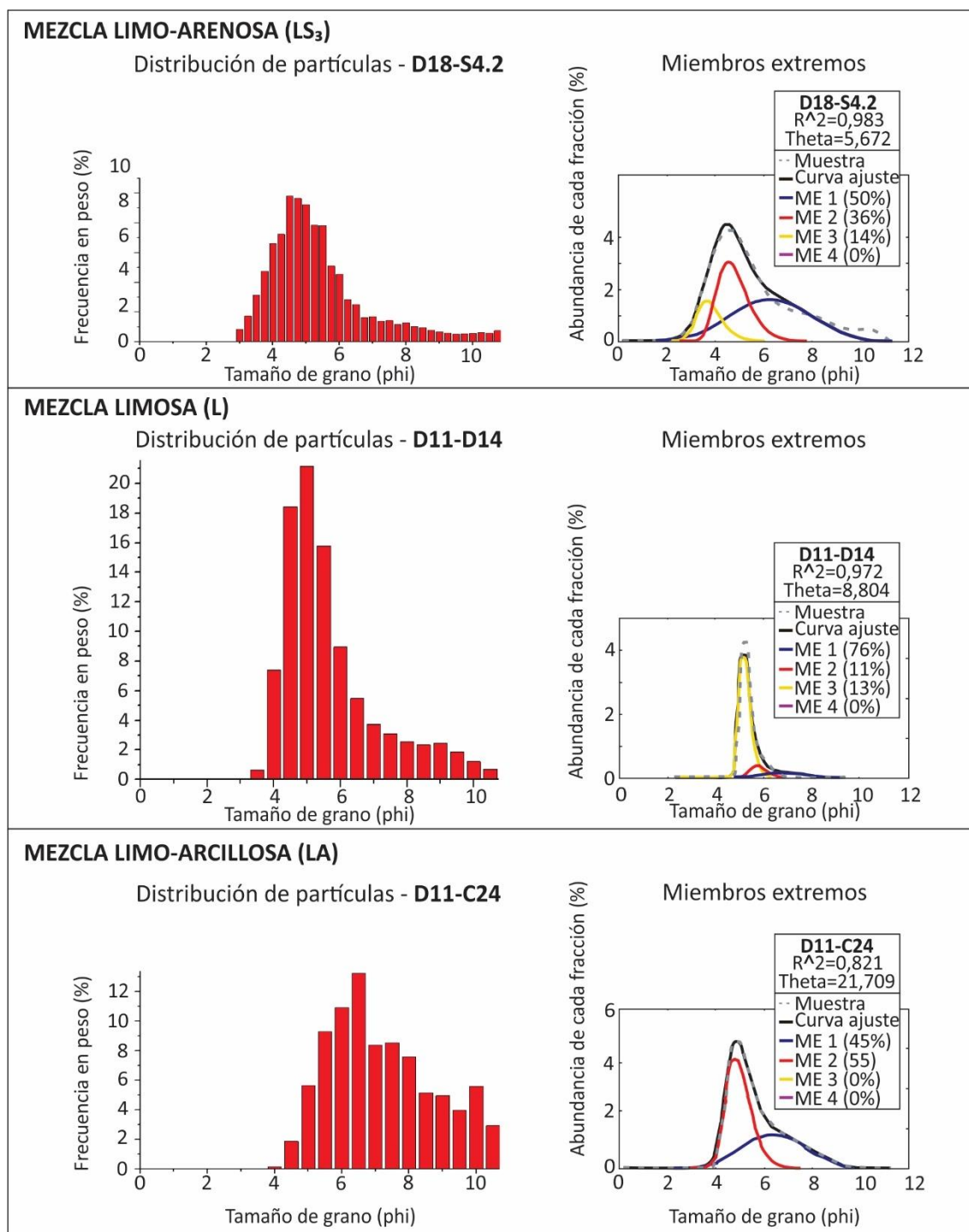


Figura 7.4: Histogramas de distribución de tamaño de partículas de muestras de depósitos representativos de las mezclas definidas en esta tesis y sus respectivas curvas de distribución



granulométricas de los ME que la integran en distintas proporciones.  $R^2$  es la varianza y Theta es la distancia angular (en grados) entre los datos medido y el conjunto de datos construido a partir de los ME.

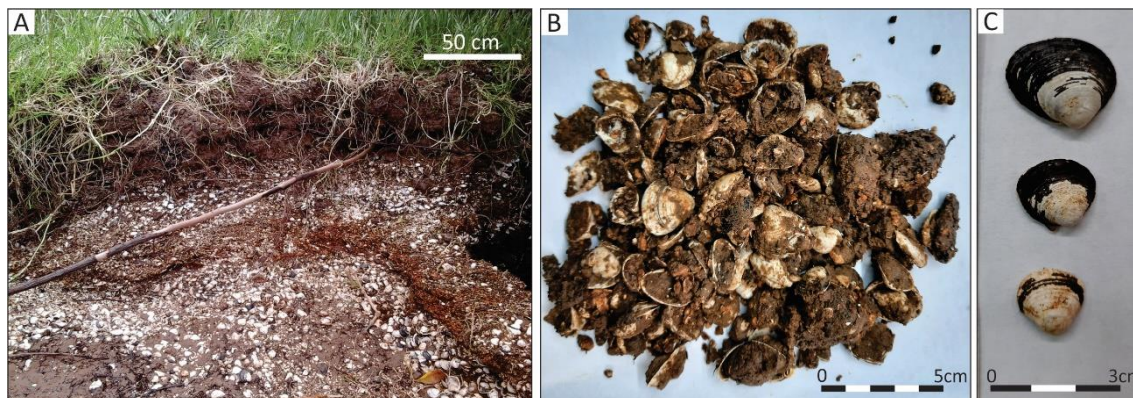


Figura 7.5: A: Niveles de erosión y depósitos de tormenta en barras estabilizadas. B: Muestra de valvas y fragmentos de valvas de *Corbicula fluminea* y arenas finas. C: Detalle de valvas de *Corbicula fluminea*.

### 7.3 PROPUESTA DE LITOFACIES DEL FRENTE DELTAICO

El análisis de las características granulométricas de sedimentos superficiales y de testigos de sedimento, junto con la caracterización sedimentológica de las sucesiones de los testigos de sedimento, y la valoración de la información geomorfológica según la ubicación de las muestras y testigos, permite proponer una serie de litofacies para depósitos de delta de cabecera de estuario.

A pesar de que los sistemas depositacionales deltaicos han sido ampliamente estudiados, por autores previamente mencionados y que existen investigaciones en deltas de cabecera de estuario, los estudios de facies en sistemas actuales de este tipo particular delta fueron realizados a partir de ejemplos con características muy disímiles a las del delta del río Paraná como por ejemplo McEwen, 1969; Donaldson *et al.*, 1970; Simms *et al.*, 2018; Aschoff *et al.*, 2018, entre otros (Ver capítulo 3).

Se describen a continuación una serie de litofacies (Tabla 7.3) que son empleadas en esta tesis para la caracterización e interpretación paleoambiental de las sucesiones del frente deltaico del río Paraná y que se consideran pueden ser de utilidad para futuros trabajos en este sistema deltaico, así como en otros deltas de cabecera que presenten configuraciones geomorfológicas y sedimentológicas semejantes al caso aquí estudiado.

La definición de litofacies se basa en el concepto introducido por Miall (1977, 1996) y teniendo en cuenta los procesos de transporte y depositación descritos por Wright (1977), Coleman y Wright (1975), Coleman (1988), Urien (1972), y Parker y Marcolini (1989).

La litofacies gravosa (Gb) es un depósito clasto sostenido donde la fracción grava está formada por conchillas y fragmentos de conchillas de *Corbícula fluminea*, con matriz arenosa muy fina, extremadamente mal seleccionados ( $\sigma$ : 4,1). Las valvas presentan una media de tamaño guijarro ( $X$ : -6). Este depósito no fue incluido en el análisis de miembros extremos debido a que presenta una distribución granulométrica no apropiada para la base de datos que permite la modelación. Esta muestra de mayor granulometría está fuera de los parámetros que definen el rango de las distintas subpoblaciones. La depositación de esta litofacies refleja procesos de transporte de alta energía, comparados con la sedimentación normal del delta y que se producen durante eventos de tormenta (sudestadas).

La litofacies arenosa (S) está caracterizada por arenas finas a muy finas (A:L:Ar: 95:4:1) con media en arena muy fina ( $X$ : 3,1  $\phi$ ), bien seleccionadas ( $\sigma$ : 0,5) con distribución simétrica ( $SK_1$ : 0,1) y mesocúrtica ( $K_G$ : 1). La litofacies está dominada en más de un 85% por el ME4 y con bajos porcentajes del ME3 (<15%), siendo los porcentajes de ME1 y ME2, despreciables, por lo que se interpreta como producto de procesos tractivos (Fig. 7.6 A).

La litofacies areno-fangosas (SF) se caracteriza por arenas muy finas (A:L:Ar: 81:17:2) con media en arena muy fina ( $X$ : 3,3  $\phi$ ), pobremente seleccionadas ( $\sigma$ : 1,1) con distribución asimétrica positiva ( $SK_1$ : 0,3) y muy leptocúrtica ( $K_G$ : 1,6). La litofacies se caracteriza por la predominancia del ME4, que fluctúa entre 55-75%. El ME3 presenta valores menores al 25% y bajos valores del ME2 y ME1 (<15% y <18%, respectivamente). La sedimentación de esta litofacies se interpreta como dominada por procesos tractivos con subordinada decantación de finos (Fig. 7.6 B).

La litofacies areno limosa (SL) está representada por arenas muy finas y limos muy gruesos (A:L:Ar: 67:30:3) con media en arena muy fina ( $X$ : 3,7  $\phi$ ), moderadamente seleccionadas ( $\sigma$ : 1) con distribución asimétrica positiva ( $SK_1$ : 0,3) y leptocúrtica ( $K_G$ : 1,5). La litofacies se caracteriza por la predominancia del ME3, que fluctúa entre 30-80%, y

muy bajos valores del ME1 (<20%) y ME2 (<20%) presentando también porcentajes variables del ME4 (10-45%). Para la acumulación de esta mezcla de sedimentos se infieren flujos tractivos de bajo y alto régimen de flujo junto con una subordinada decantación de finos (Fig. 7.6 C).

Otro grupo de depósitos está formado por mezclas de los cuatro ME y con relaciones promedio de A:L:Ar poco variables y fueron incluidos en una litofacies limo-arenosa (LS), con tres subtipos: LS<sub>1</sub>, LS<sub>2</sub> y LS<sub>3</sub> (Fig. 7.6 D, E, F).

La litofacies LS<sub>1</sub> está representada por limos arenosos muy gruesos (A:L:Ar: 45:49:6) con media en limos muy gruesos (X: 4,5 phi), pobremente seleccionadas ( $\sigma$ : 1,5) con distribución asimétrica muy positiva (SK<sub>1</sub>: 0,4) y leptocúrtica (K<sub>G</sub>: 1,4). En su relación de mezcla de poblaciones se caracteriza por la predominancia del ME2 (<60%), el ME3 que fluctúa entre un 20 y 50% y menores porcentajes del ME1 (<40%) y ME4 (<20%). Se interpreta una participación de flujos tractivos de variada energía y baja decantación y entrapamiento de partículas por la vegetación subácuea (Fig. 7.6 D).

La litofacies LS<sub>2</sub> está representada por limos arenosos muy gruesos (A:L:Ar: 31:60:9) con media en limo grueso (X: 5 phi), pobremente seleccionados ( $\sigma$ : 1,7) con distribución asimétrica muy positiva (SK<sub>1</sub>: 0,4) y leptocúrtica (K<sub>G</sub>: 1,2). Dominan en este caso los ME1 y ME2, con porcentajes variables entre 30-50% y 20-40% respectivamente. El ME3 presenta valores de entre 15-35% y el ME4 es menor al 15%. Se interpreta como producto de la alternancia de corrientes tractivas débiles y decantación de finos sumado al entrapamiento de sedimentos por vegetación (Fig. 7.6 E).

La litofacies LS<sub>3</sub> está representada por limos arenosos muy gruesos y limos gruesos (A:L:Ar: 18:71:11) con media en limo medio (X: 5,4 phi), pobremente seleccionados ( $\sigma$ : 1,7) con distribución asimétrica positiva (SK<sub>1</sub>: 0,3) y leptocúrtica (K<sub>G</sub>: 1,1). Domina el ME1, pero con porcentajes variables entre 25-75%. El ME2 varía entre un 5 y 15%. Los valores del ME3 y ME4 son bajos, menores a 20% y 10% respectivamente. Para esta mezcla de sedimentos se infiere un dominio de decantación junto con un significativo entrapamiento de sedimentos por vegetación y eventuales corrientes tractivas muy débiles (Fig. 7.6 F).

La litofacies limosa (L) está representada por limos muy gruesos y gruesos (A:L:Ar: 6:80:13) con media en limo medio (X: 5,8 phi), pobremente seleccionados ( $\sigma$ : 1,6) con

distribución asimétrica muy positiva ( $SK_1$ : 0,3) y leptocúrtica ( $K_G$ : 1,1). Esta litofacies incluye los sedimentos dominados por el ME1 entre un 45 y 100% con porcentajes subordinados de los ME2 (<40%), ME3 (<25%) y ME4 (<10%). Estos depósitos se acumulan debido a una rápida deposición por pérdida de competencia de flujos de baja energía sumada a decantación y entrapamiento de partículas por la vegetación. La presencia de bajos porcentajes de fracciones arenosas más gruesas indican eventos

Las litofacies limo arcillosa (LA) comprenden los sedimentos más finos de las sucesiones estudiadas. Está caracterizada por limos arcillosos (A: L: Ar: 1:68:32) con media en limos muy finos ( $X$ : 7,2  $\phi$ ), muy pobremente seleccionados ( $\sigma$ : 2,0) con distribución asimétrica muy positiva ( $SK_1$ : 0,4) y mesocúrtica ( $K_G$ : 0,9). Domina el ME2 entre 50 y 60%. Los porcentajes del ME1 varían entre un 20 y 45%. Presentan muy bajos porcentajes de ME3 (<15%) y ME4 (<1%). Se interpretan como depósitos acumulados por decantación de partículas en suspensión y entrapamiento de sedimentos por la vegetación con acumulación de detritos orgánicos (Fig. 7.6 H) tractivos débiles subordinados (Fig. 7.6 G).

#### **7.4 ASOCIACIÓN DE FACIES E INTERPRETACIÓN DE TESTIGOS DE SEDIMENTO**

Las sucesiones del frente deltaico del delta actual del río Paraná se analizaron mediante la descripción e interpretación de doce testigos sedimentarios en distintos sectores del área estudiada (Apéndice). La ubicación detallada (coordenadas e imágenes satelitales) de cada testigo puede consultarse también en dicho apéndice. Las figuras 7.7 a 7.18, contienen la compilación y resumen de la información de cada testigo, información de base para las interpretaciones que se presentan a continuación.

La caracterización sedimentológica de los testigos, el análisis granulométrico estadístico, la determinación de ME, y la integración de proxies sedimentológicos y físicos y la definición de litofacies junto con la evaluación de los rasgos y evolución geomorfológica de los sitios de muestreo permite proponer una serie de asociaciones de facies (AF) que, se infiere, representan distintos subambientes del frente deltaico.

Se espera que las asociaciones de facies propuestas (Tabla 7.4) permitan sistematizar futuros estudios del frente de progradación deltaica del delta del río Paraná y constituyan una herramienta para el análisis de deltas de cabecera de estuario

formados por grandes ríos, de carga sedimentaria limo-arenosa, en cuerpos de agua dominados por mareas e influencia periódica de fuerte oleaje.

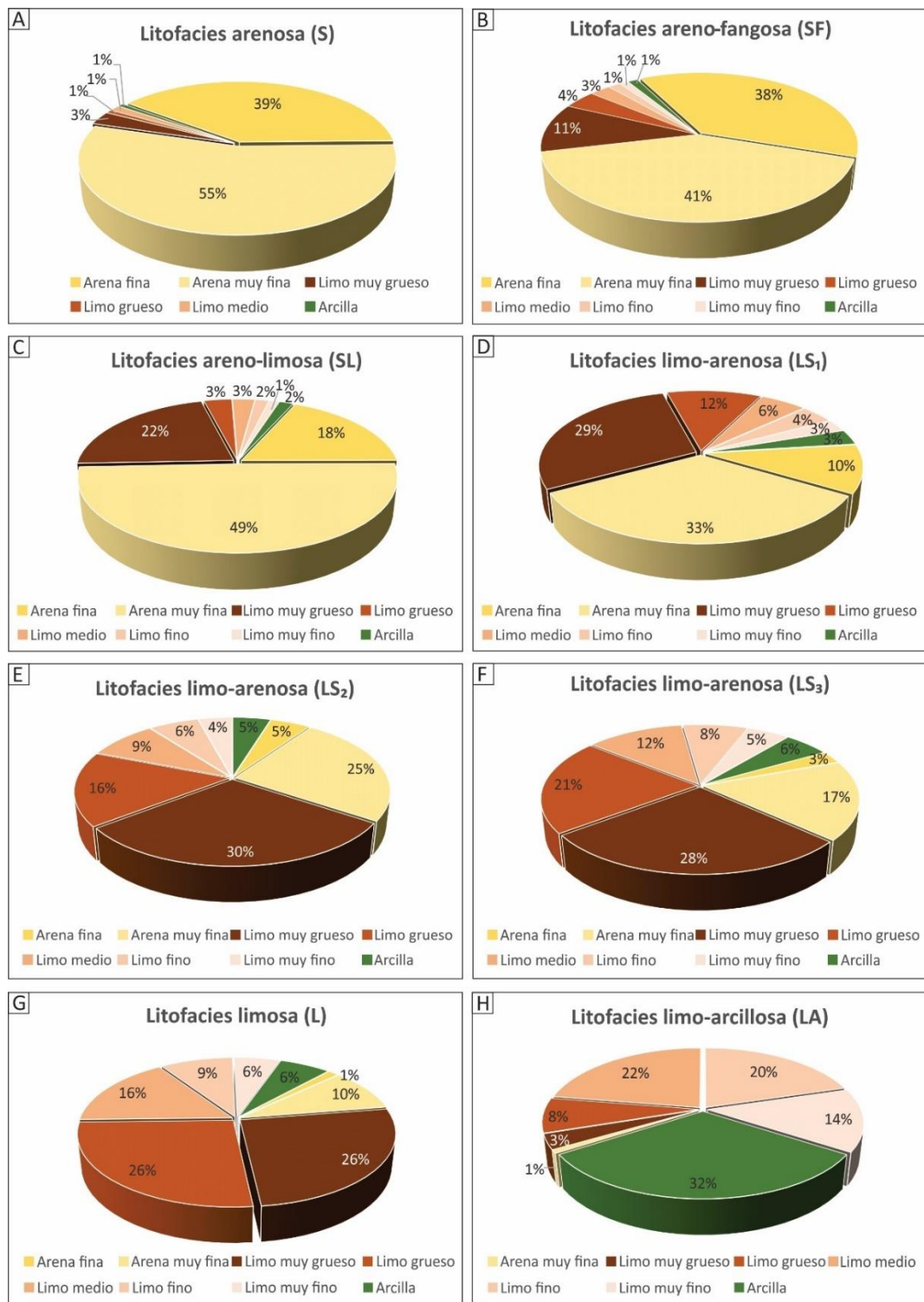


Figura 7.6: Gráficos circulares que representan los promedios de las proporciones en las que aparecen las distintas fracciones granulométricas en cada una de las litofacies definidas en esta tesis.



Litofacies	Rangos y valores promedio de ME	Características texturales y LOI	Estructuras sedimentarias	Procesos de transporte y deposición
<b>Litofacies gravosa (Gb)</b>	n/c	Gravas y guijarros (X: -6), clasto sostén con matriz arenosa, extremadamente mal seleccionados ( $\sigma$ : 4,1) LOI <sub>550</sub> <1% / LOI <sub>950</sub> >20%	Gb: bioclastos masivos	Deposición por procesos tractivos durante eventos de tormenta.
<b>Litofacies arenosa (S)</b>	ME1 muy bajos porcentajes < 1% ME2 muy bajos porcentajes < 1% ME3 bajos porcentajes < 15% <b>ME4 dominante &gt; 85%</b>  ME1:ME2:ME3:ME4: 0:0:14:93	Arenas finas a muy finas (X: 3,1 phi, A:L:Ar: 95:4:1), bien seleccionadas ( $\sigma$ : 0,5), con distribución simetría (SK <sub>1</sub> : 0,1) y mesocúrtica (K <sub>G</sub> :1,0). En testigos de fondo son color marrón a marrón claro (10YR 4/3- 10YR 5/4). LOI <sub>550</sub> ~1% / LOI <sub>950</sub> < 1% <b>Arenas &gt;90%</b> Limos < 6% Arcillas <1%	Sm: Masivas. Sh: Laminación horizontal. Sr: Laminación ondulítica de corriente.	Deposición por procesos tractivos. Sm: Rápida deposición. Sr: Corrientes tractivas uni-direccionales, bajo régimen de flujo. Sh: Corrientes tractivas uni-direccionales, alto régimen de flujo.
<b>Litofacies areno fangosa (SF)</b>	ME1 <18% ME2 <15% ME3 <25% <b>ME4 dominante 55-75%</b>  ME1:ME2:ME3:ME4: 16:6:15:64	Arenas muy finas (X: 3,3 phi, A:L:Ar: 81:17:2), pobremente seleccionadas ( $\sigma$ : 1,1), con asimetría positiva (SK <sub>1</sub> : 0,3) y distribución muy leptocúrtica (K <sub>G</sub> :1,6). En testigos de fondo son color marrón a marrón claro (10YR 4/3- 10YR 5/4). LOI <sub>550</sub> ~1% / LOI <sub>950</sub> < 1% <b>Arenas 77-85%</b> Limos 13-21% Arcillas <3%	SFm: Masivas. SFh: Laminación horizontal. SFr: Laminación ondulítica de corriente.	Dominan procesos tractivos, con subordinada decantación de finos. SFm: Rápida deposición o pérdida de estructuras por bioturbación o deformación. SFr: Corrientes tractivas uni-direccionales, bajo régimen de flujo. SFh: Corrientes tractivas uni-direccionales, alto régimen de flujo
<b>Litofacies areno limosa (SL)</b>	ME1 bajos porcentajes <20% ME2 subordinado < 20% <b>ME3 dominante 30-80%</b> ME4 subordinado 10-45%  ME1:ME2:ME3:ME4: 6:10:55:27	Arenas limosas (X: 3,7 phi, A:L:Ar: 67:30:3), moderadamente seleccionadas ( $\sigma$ : 1), con asimetría positiva (SK <sub>1</sub> : 0,3) y distribución leptocúrtica (K <sub>G</sub> :1,5). En testigos de fondo son color marrón (10YR 3/3), con lentes milimétricas de fango marrón grisáceo muy oscuro (10YR 5/4). LOI <sub>550</sub> 0,5-1,5% / LOI <sub>950</sub> < 1% <b>Arenas 55-80%</b> Limos 20-40% Arcillas <5%	SLf: Laminación heterolítica flaser SLo: Laminación heterolítica ondulosa SLm: Niveles masivos SLh: Laminación horizontal	Alternancia de flujos tractivos de bajo y alto régimen de flujo y subordinada decantación.
<b>Litofacies limo arenosa (LS<sub>1</sub>)</b>	Ningún ME dominante: ME1 <40% <b>ME2 &lt;60%</b> ME3 20-50% ME4 < 20%  ME1:ME2:ME3:ME4: 23:30:34:13	Limos arenosos (X: 4,5 phi, A:L:Ar: 45:49:6), pobremente seleccionados ( $\sigma$ : 1,5), con asimetría muy positiva (SK <sub>1</sub> : 0,4) y distribución leptocúrtica (K <sub>G</sub> :1,4). En testigos de fondo son color marrón medio (10 YR 4/3). LOI <sub>550</sub> 1-2,5% / LOI <sub>950</sub> < 1% <b>Arenas 35-60%</b> Limos 35-60% Arcillas <10%	LS <sub>1</sub> f: Laminación heterolítica flaser LS <sub>1</sub> o: Laminación heterolítica ondulosa LS <sub>1</sub> m: Niveles masivos LS <sub>1</sub> h: Laminación horizontal	Alternancia de flujos tractivos de alto y bajo régimen de flujo con decantación y bajo entrapamiento por vegetación.

<b>Litofacies limo arenosa</b>  <b>(LS<sub>2</sub>)</b>	Ningún ME dominante: ME1 30-50% ME2 20-40% ME3 15-35% ME4 < 15%  ME1:ME2:ME3:ME4: 36:35:23:5	Limos arenosos (X: 5,0 phi, A:L:Ar: 31:60:9), pobremente seleccionados ( $\sigma$ : 1,7), con asimetría muy positiva (SK <sub>1</sub> : 0,4) y distribución leptocúrtica (K <sub>G</sub> :1,2). En testigos de fondo son color marrón medio (10 YR 4/3). LOI <sub>550</sub> 1-2,5% / LOI <sub>950</sub> < 1% Arenas 25-35% <b>Limos 57-70%</b> Arcillas <10%	LS <sub>2</sub> f: Laminación heterolítica flaser LS <sub>2</sub> o: Laminación heterolítica ondulosa LS <sub>2</sub> l: Laminación heterolítica lenticular LS <sub>2</sub> m: Niveles masivos LS <sub>2</sub> h: Laminación horizontal	Alternancia de corrientes tractivas débiles y decantación, junto con entrapamiento de sedimentos por vegetación.
<b>Litofacies limo arenosa</b>  <b>(LS<sub>3</sub>)</b>	<b>ME1 dominante y variable 25-75%</b> ME2 subordinado 15-45% ME3 subordinado < 20% ME4 bajos porcentajes < 10%  ME1:ME2:ME3:ME4: 51:32:13:4	Limos arenosos (X: 5,4 phi, A:L:Ar: 18:71:11) pobremente seleccionados ( $\sigma$ : 1,7), con asimetría positiva (SK <sub>1</sub> : 0,3) y distribución leptocúrtica (K <sub>G</sub> :1,1). En testigos de fondo son color marrón grisáceo oscuro (10YR 4/2). LOI <sub>550</sub> 2-5% / LOI <sub>950</sub> 1% Arenas 16-22% <b>Limos 65-75%</b> Arcilla <15%	LS <sub>3</sub> f: Laminación heterolítica flaser LS <sub>3</sub> o: Laminación heterolítica ondulosa LS <sub>3</sub> l: Laminación heterolítica lenticular LS <sub>3</sub> m: Niveles masivos LS <sub>3</sub> h: Laminación horizontal	Domina la decantación junto con entrapamiento de sedimentos por vegetación y eventuales corrientes tractivas muy débiles.
<b>Litofacies limosa</b>  <b>(L)</b>	<b>ME1 dominante y variable 45-100%</b> ME2 subordinado <40% ME3 subordinado < 25% ME4 bajos porcentajes < 10%  ME1:ME2:ME3:ME4: 72:21:4:2	Limos (X: 5,8 phi, A:L:Ar: 6:80:13), pobremente seleccionados ( $\sigma$ : 1,6), con asimetría positiva (SK <sub>1</sub> : 0,3) y distribución leptocúrtica (K <sub>G</sub> :1,1). En testigos de fondo son color marrón grisáceo oscuro (10YR 4/2) y presentan abundantes restos de juncos y raíces. LOI <sub>550</sub> 3-11% / LOI <sub>950</sub> 1% Arenas <10% <b>Limos 77-80%</b> Arcilla 10-15%	Lm: Niveles masivos Lh: Laminación horizontal difusa	Rápida depositación y entrapamiento de sedimentos por vegetación.
<b>Litofacies limo-arcillosa</b>  <b>(LA)</b>	ME1 subordinado-45% <b>ME2 dominante 50-60%</b> ME3 subordinado < 15% ME4 muy bajos porcentajes < 1%  ME1:ME2:ME3:ME4: 38:58:4:0	Limos arcillosos (X:7,2 phi, A:L:Ar: 1:68:32), pobremente a muy pobremente seleccionados ( $\sigma$ : 2,0), con asimetría muy positiva (SK <sub>1</sub> : 0,4) y distribución mesocúrtica (K <sub>G</sub> :0,9). En testigos de fondo son color marrón grisáceo oscuro (10YR 4/2). LOI <sub>550</sub> 8% / LOI <sub>950</sub> 2% Arenas <3% <b>Limos 60-70%</b> Arcilla 30-35%	LAm: Niveles masivos LAl: Laminación horizontal	Domina la decantación de partículas en suspensión y entrapamiento por vegetación. Acumulación de detritos orgánicos.

Tabla 7.3: Propuesta de litofacies para sistematizar el estudio de depósitos del frente de progradación deltaica de deltas de cabecera de alimentados por ríos de carga limo-arenosa.

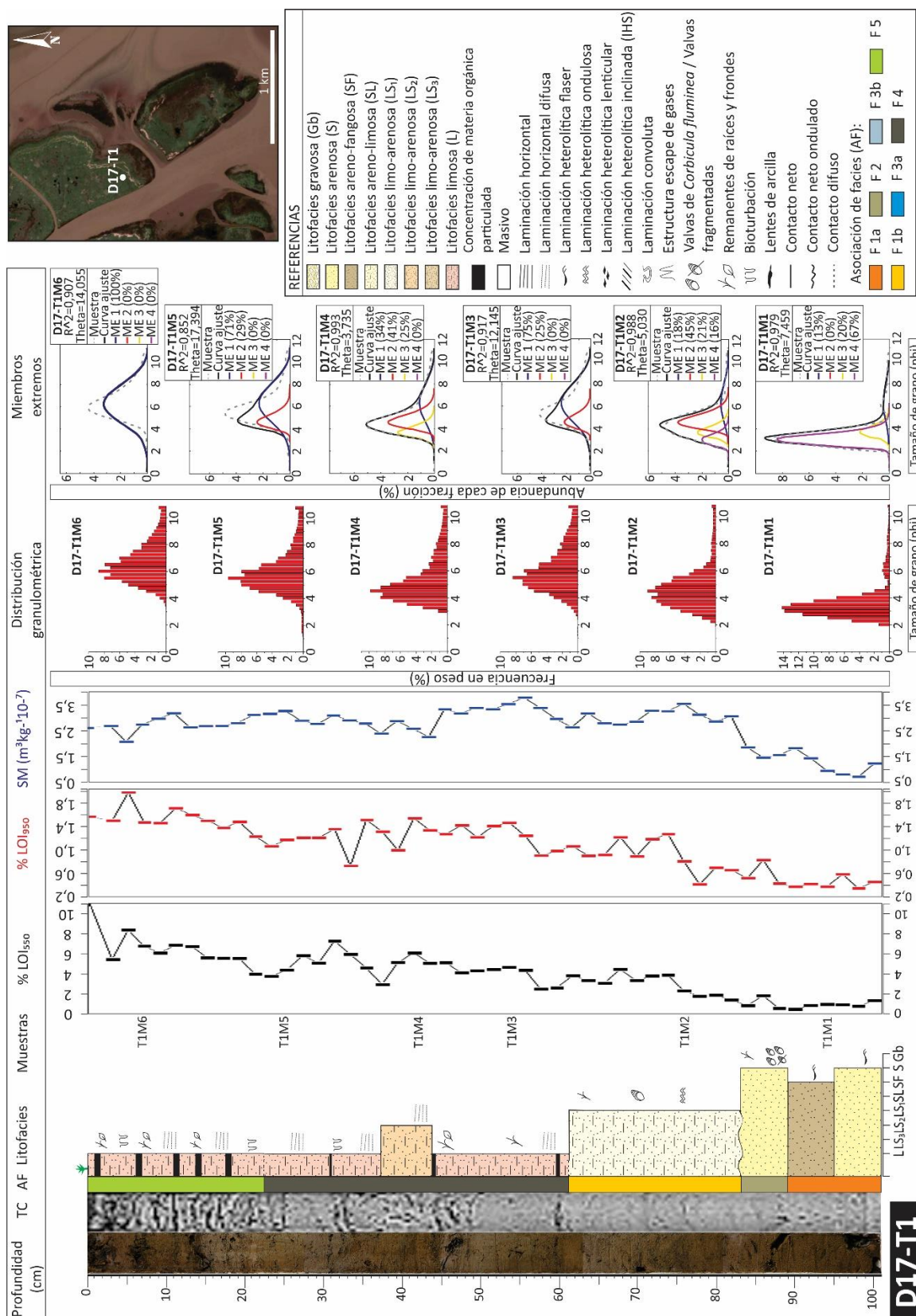


Figura 7.7: Testigo de sedimento D17-T1, de izquierda a derecha: fotografía del testigo, tomografía del testigo, asociaciones de facies (AF), sección sedimentaria y curvas de variación de LOI<sub>550</sub>, LOI<sub>950</sub> y susceptibilidad magnética (SM) ( $\text{m}^3/\text{kg} \cdot 10^{-7}$ ), distribución granulométrica, miembros extremos.

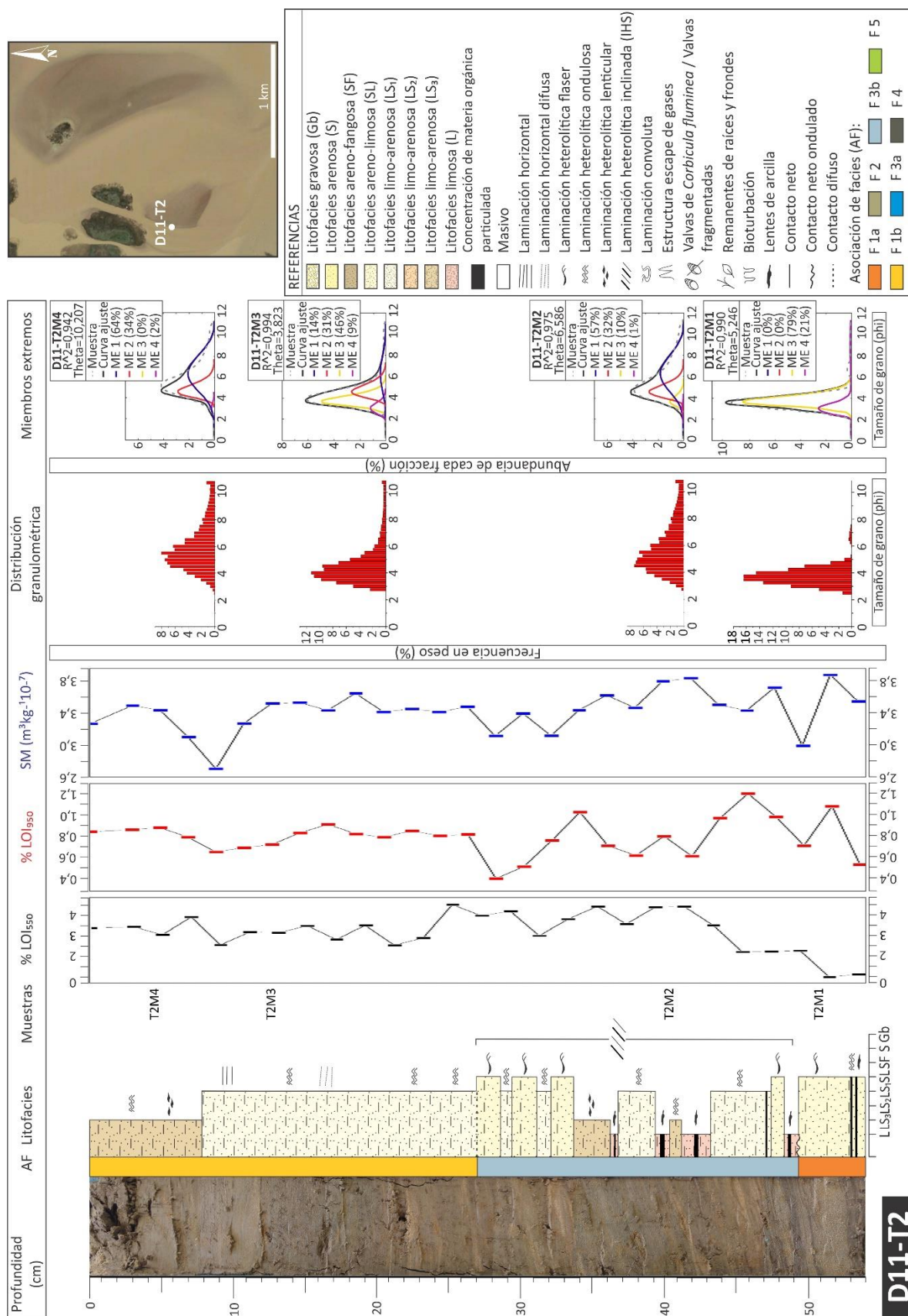


Figura 7.8: Testigo de sedimento D11-T2, de izquierda a derecha: fotografía del testigo, asociaciones de facies (AF), sección sedimentaria y curvas de variación de LOI<sub>550</sub>, LOI<sub>950</sub> y susceptibilidad magnética (SM) ( $m^3/kg \cdot 10^{-7}$ ), distribución granulométrica, miembros extremos.



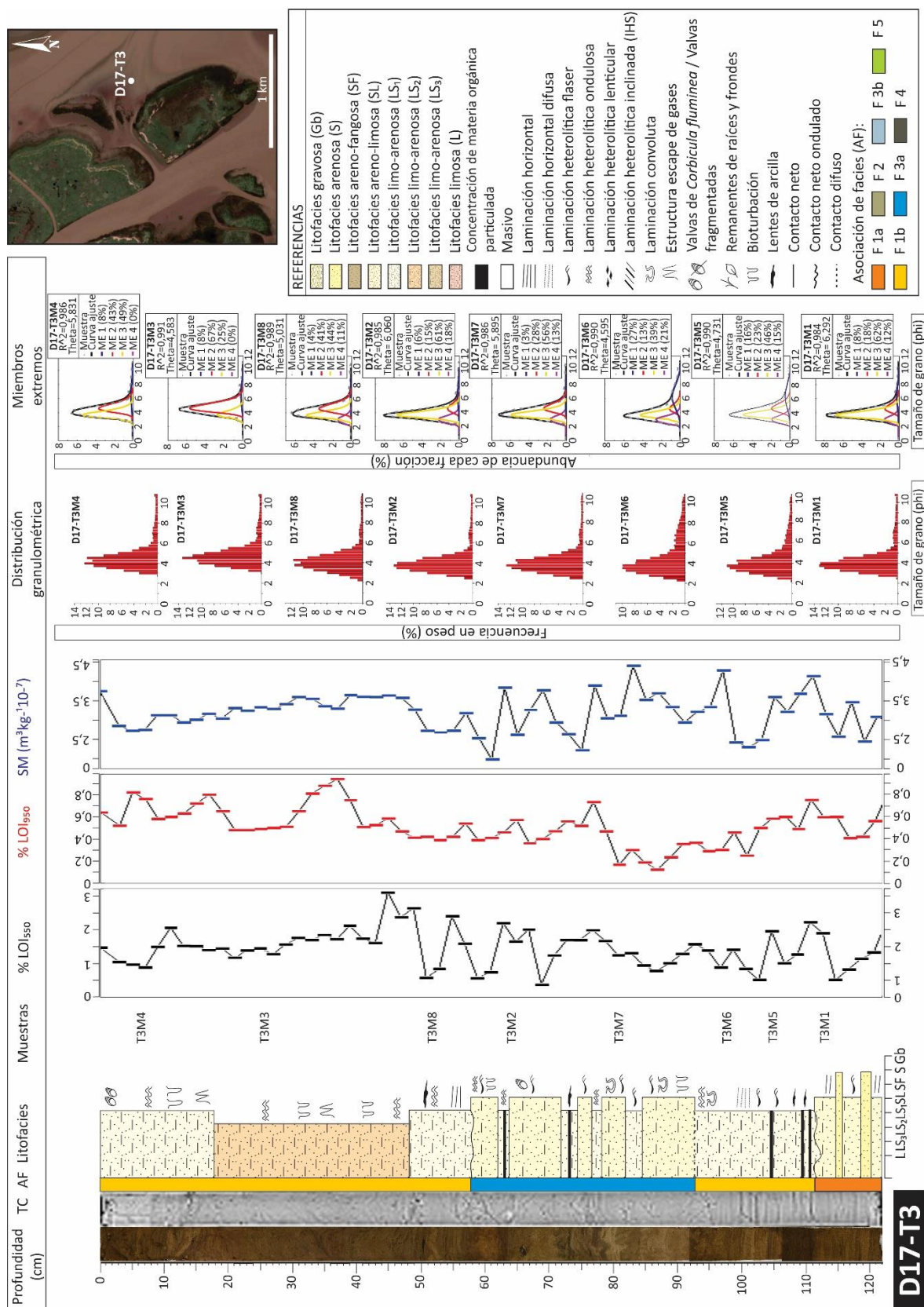


Figura 7.9: Testigo de sedimento D17-T3, de izquierda a derecha: fotografía del testigo, tomografía del testigo, asociaciones de facies (AF), sección sedimentaria y curvas de variación de LOI<sub>550</sub>, LOI<sub>950</sub> y susceptibilidad magnética (SM) ( $\text{m}^3/\text{kg } 10^{-7}$ ), distribución granulométrica, miembros extremos.



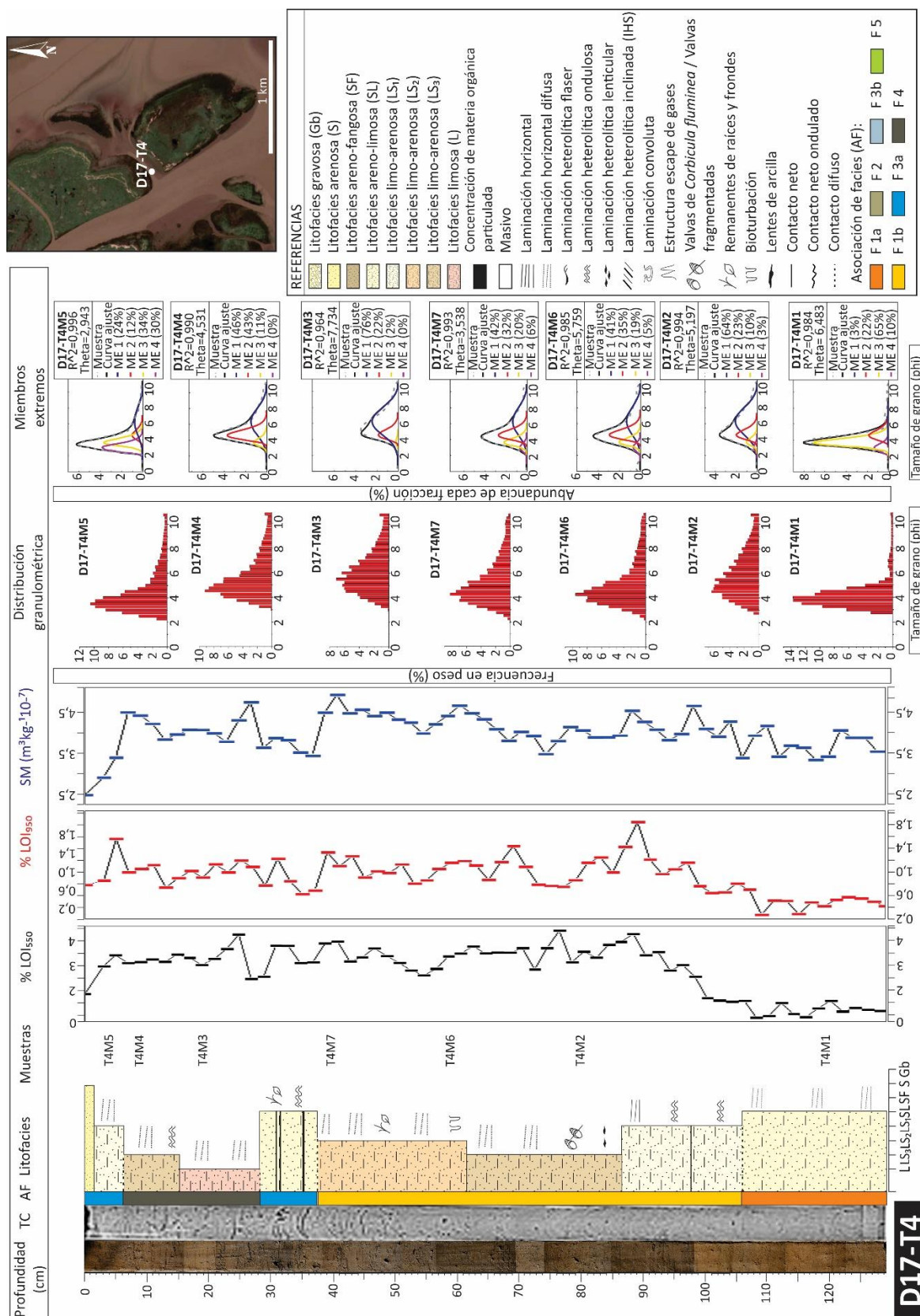


Figura 7.10: Testigo de sedimento D17-T4, de izquierda a derecha: fotografía del testigo, tomografía del testigo, asociaciones de facies (AF), sección sedimentaria y curvas de variación de LOI<sub>550</sub>, LOI<sub>950</sub> y susceptibilidad magnética (SM) ( $\text{m}^3/\text{kg } 10^{-7}$ ), distribución granulométrica, miembros extremos.

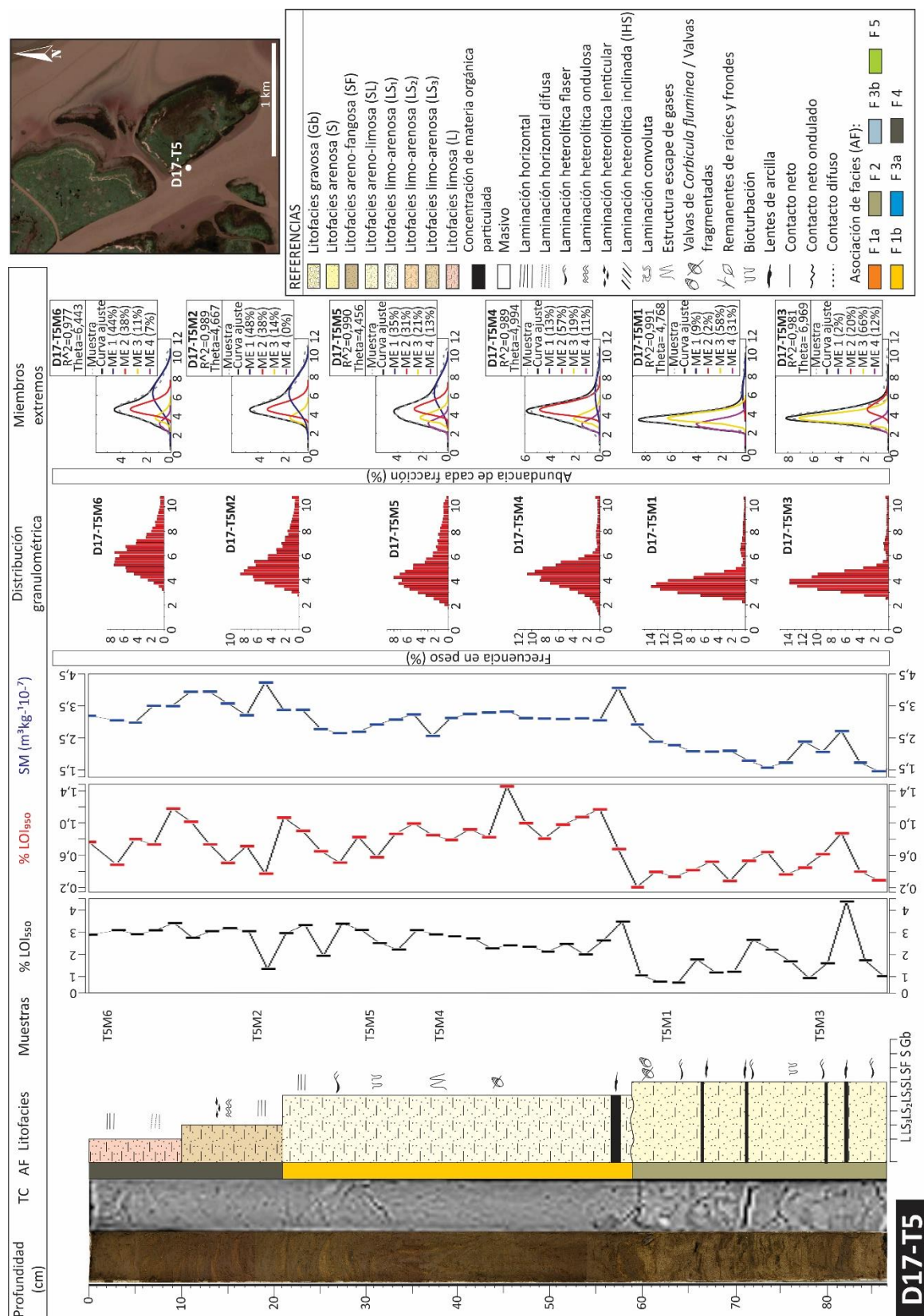


Figura 7.11: Testigo de sedimento D17-T5, de izquierda a derecha: fotografía del testigo, tomografía del testigo, asociaciones de facies (AF), sección sedimentaria y curvas de variación de LOI<sub>550</sub>, LOI<sub>950</sub> y susceptibilidad magnética (SM) ( $\text{m}^3/\text{kg} \cdot 10^{-7}$ ), distribución granulométrica, miembros extremos.



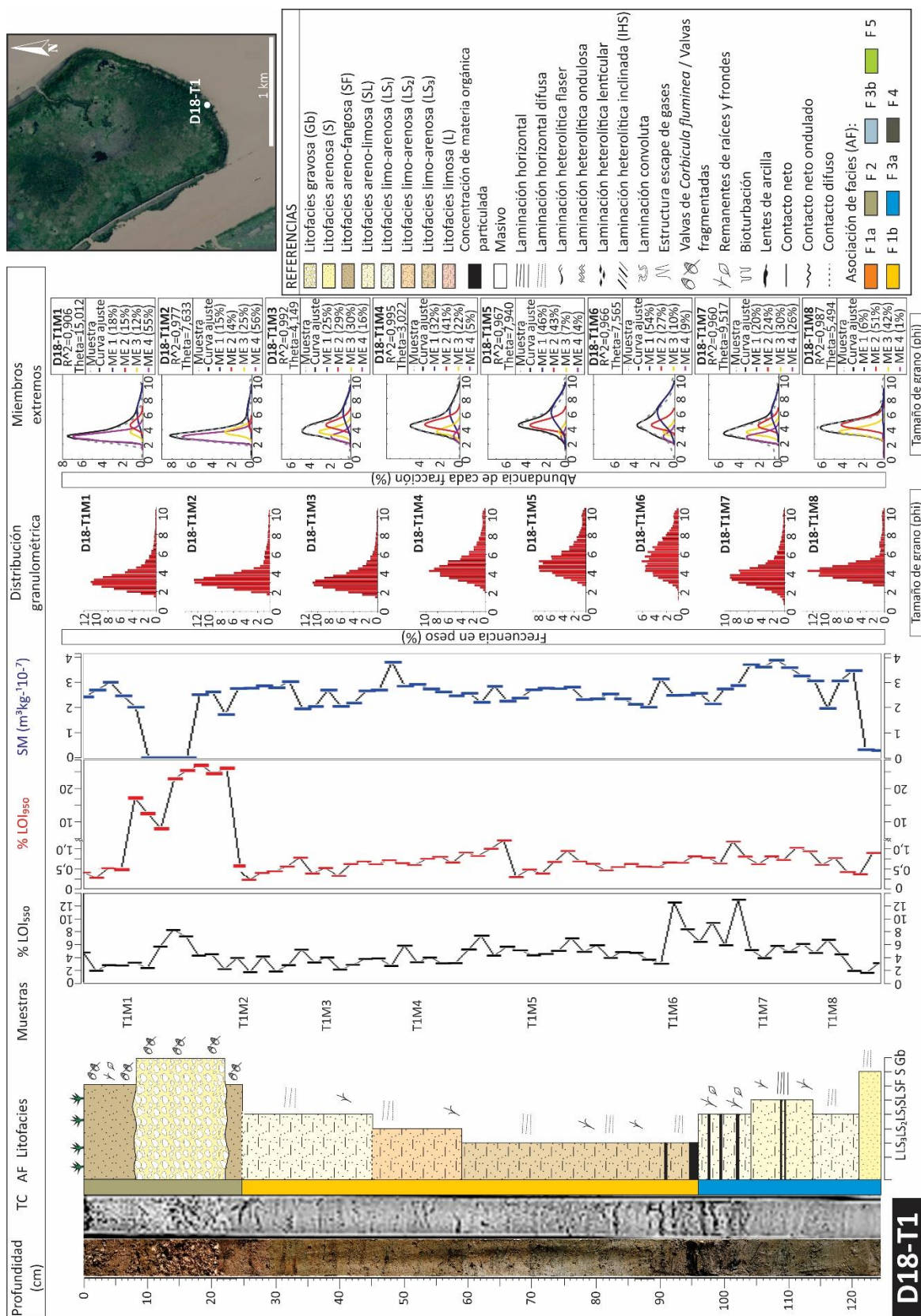


Figura 7.12: Testigo de sedimento D18-T1, de izquierda a derecha: fotografía del testigo, tomografía del testigo, asociaciones de facies (AF), sección sedimentaria y curvas de variación de  $LOI_{550}$ ,  $LOI_{950}$  y susceptibilidad magnética (SM) ( $m^3/kg \cdot 10^{-7}$ ), distribución granulométrica, miembros extremos.

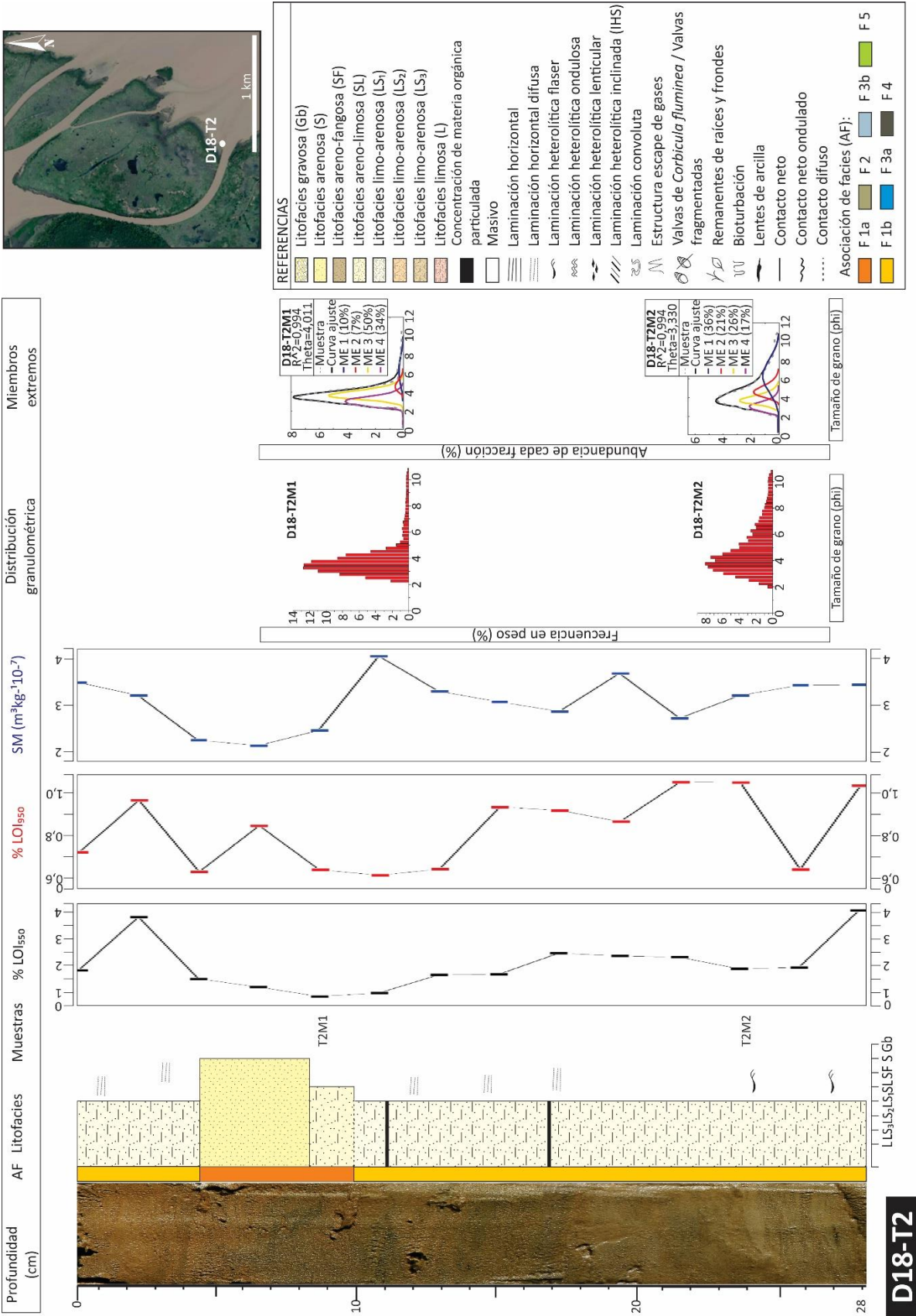


Figura 7.13: Testigo de sedimento D18-T2, de izquierda a derecha: fotografía del testigo, asociaciones de facies (AF), sección sedimentaria y curvas de variación de LOI<sub>550</sub>, LOI<sub>950</sub> y susceptibilidad magnética (SM) (m³/kg 10<sup>-7</sup>), distribución granulométrica, miembros extremos.



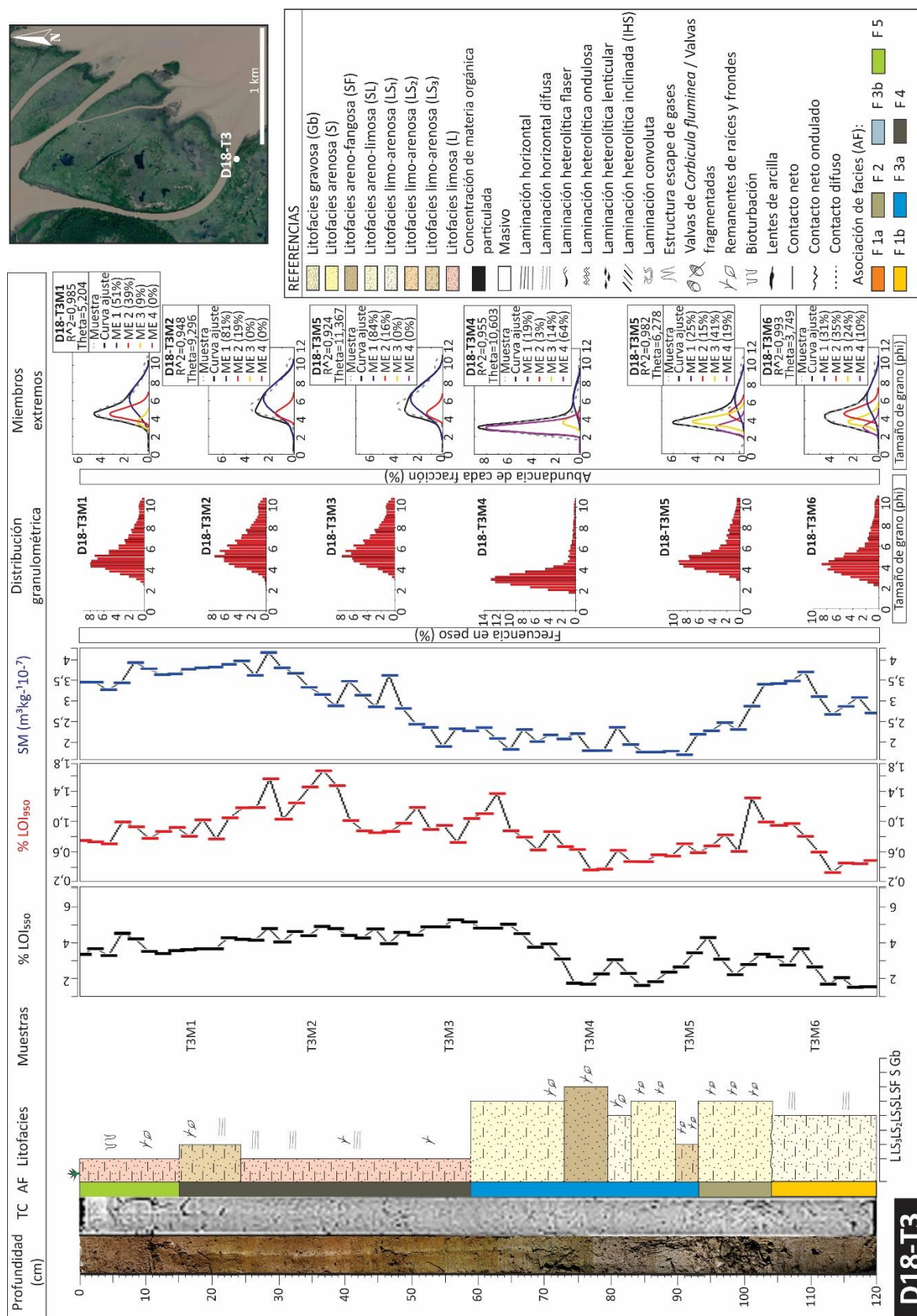


Figura 7.14: Testigo de sedimento D18-T3, de izquierda a derecha: fotografía del testigo, tomografía del testigo, asociaciones de facies (AF), sección sedimentaria y curvas de variación de LOI<sub>550</sub>, LOI<sub>950</sub> y susceptibilidad magnética (SM) ( $\text{m}^3/\text{kg } 10^{-7}$ ), distribución granulométrica, miembros extremos.



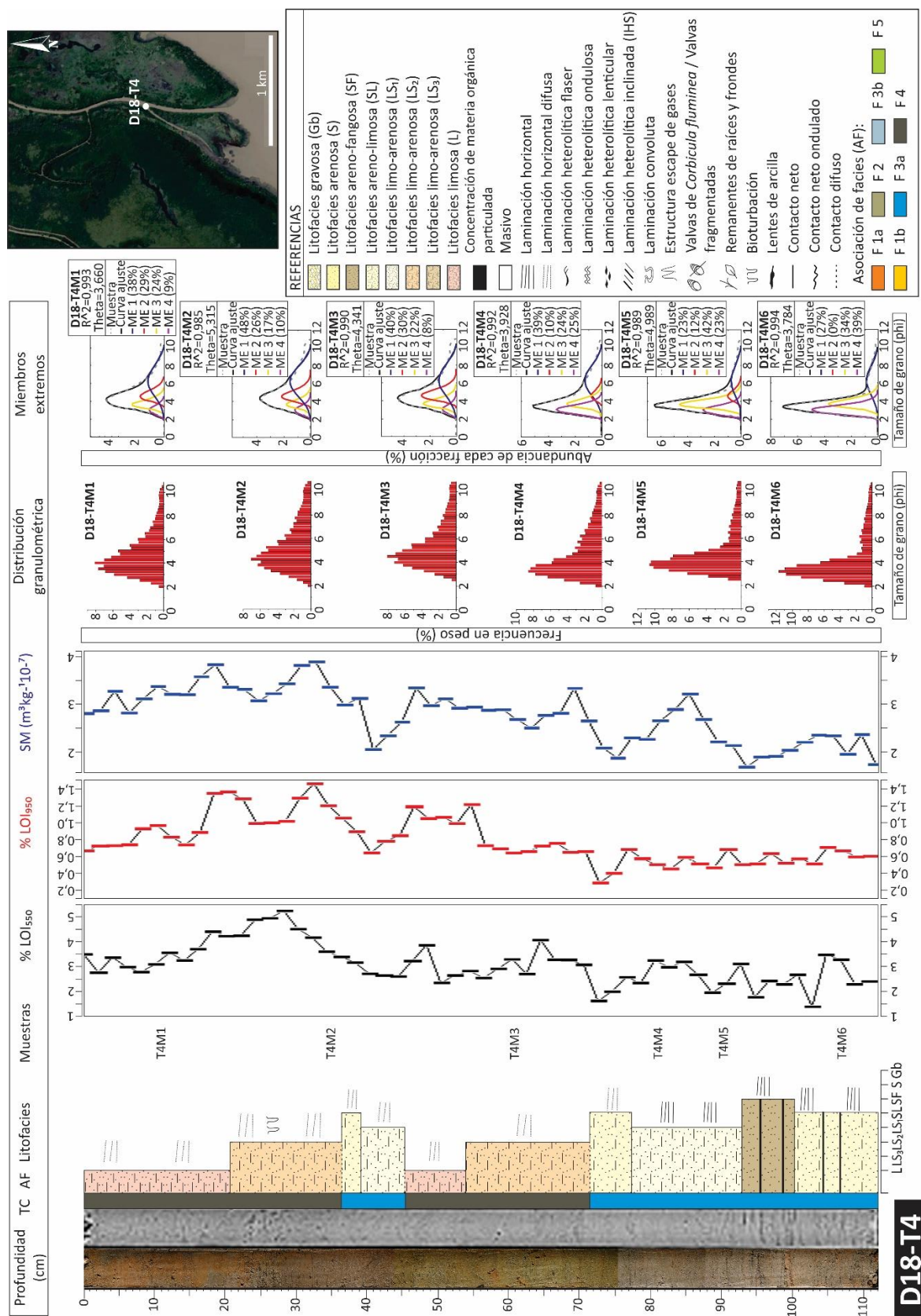


Figura 7.15: Testigo de sedimento D18-T4, de izquierda a derecha: fotografía del testigo, tomografía del testigo, asociaciones de facies (AF), sección sedimentaria y curvas de variación de LOI<sub>550</sub>, LOI<sub>950</sub> y susceptibilidad magnética (SM) ( $\text{m}^3/\text{kg} \cdot 10^{-7}$ ), distribución granulométrica, miembros extremos.

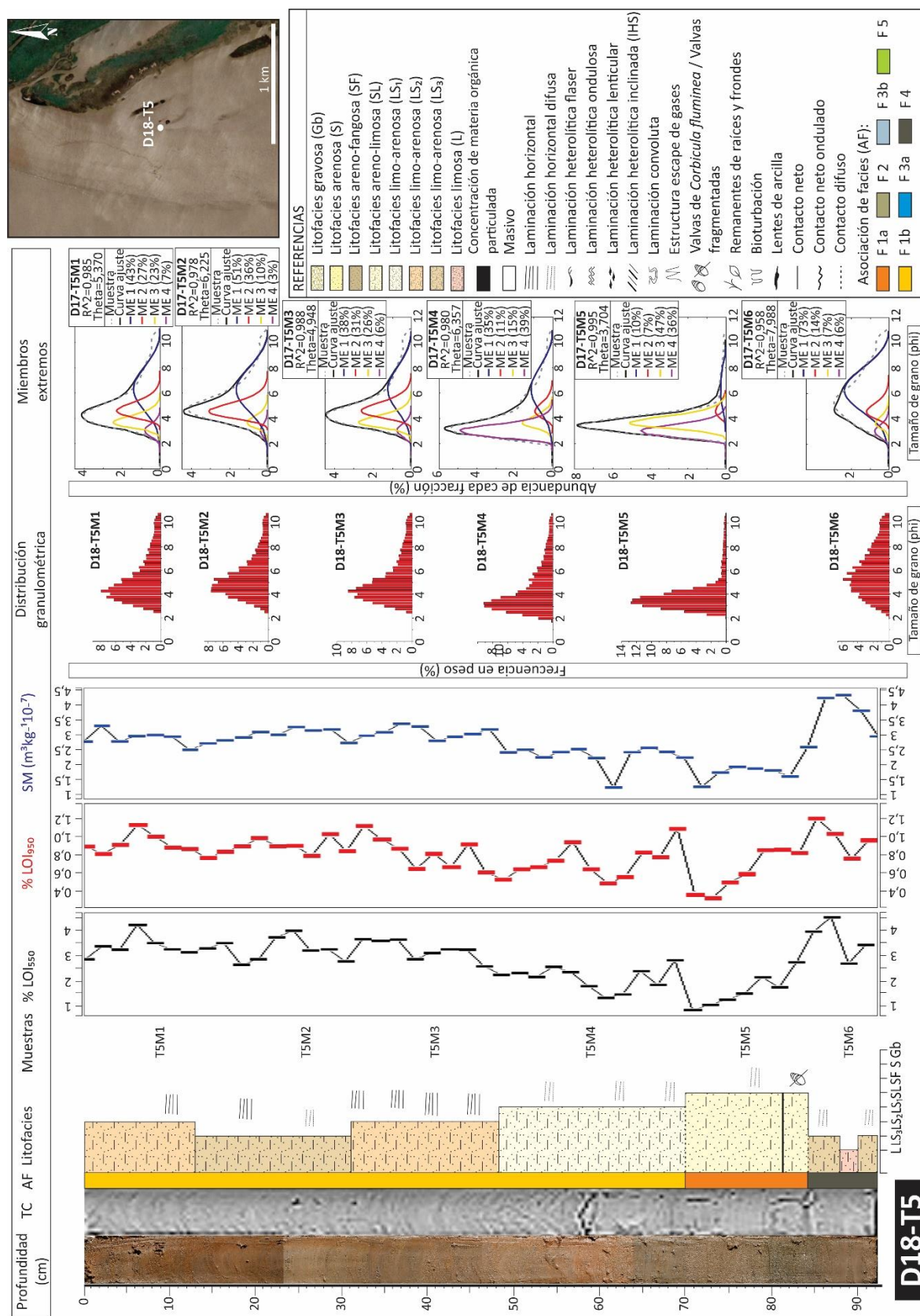


Figura 7.16: Testigo de sedimento D18-T5, de izquierda a derecha: fotografía del testigo, tomografía del testigo, asociaciones de facies (AF), sección sedimentaria y curvas de variación de LOI<sub>550</sub>, LOI<sub>950</sub> y susceptibilidad magnética (SM) ( $m^3/kg \cdot 10^{-7}$ ), distribución granulométrica, miembros extremos.



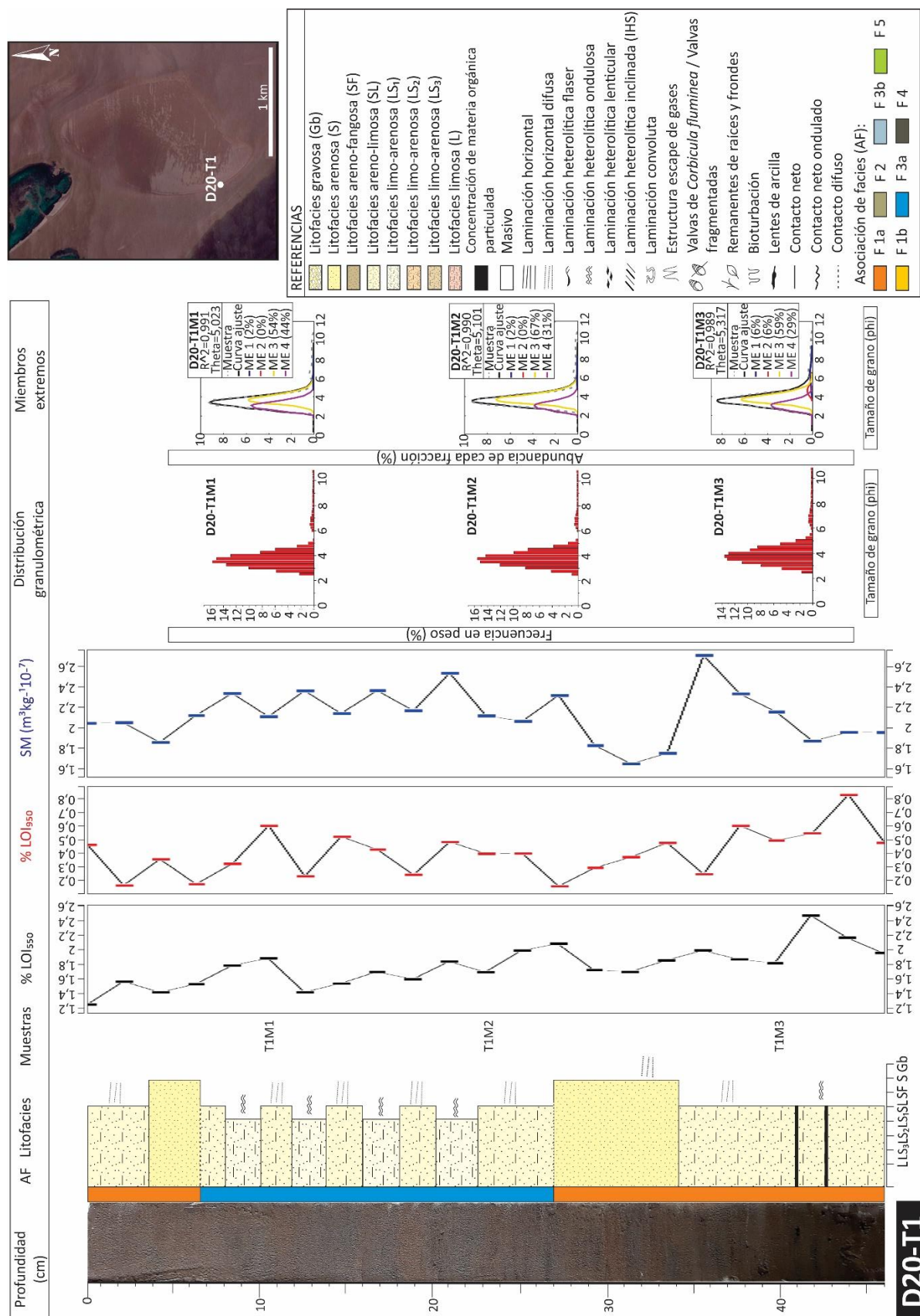
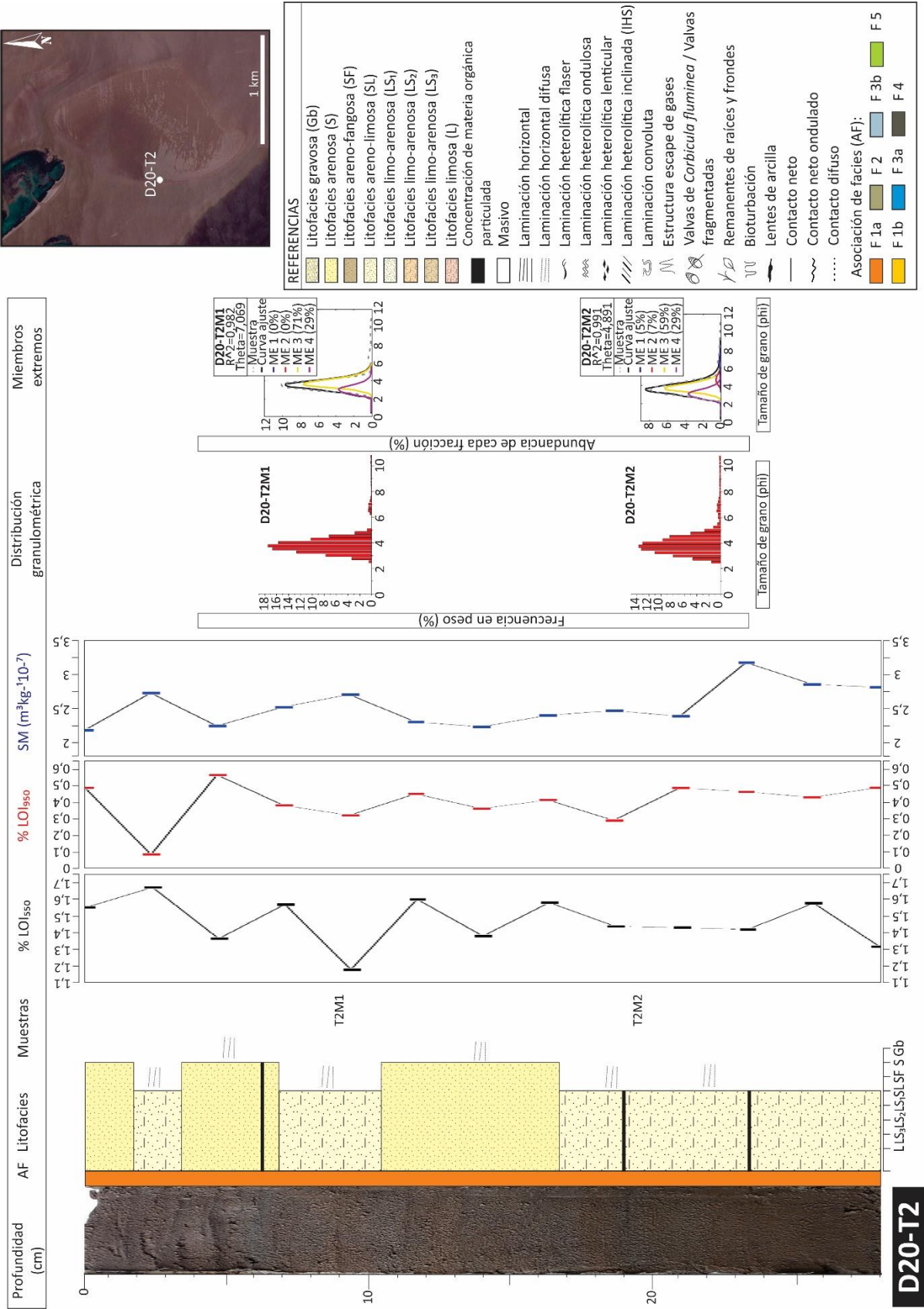


Figura 7.17: Testigo de sedimento D20-T1, de izquierda a derecha: fotografía del testigo, asociaciones de facies (AF), sección sedimentaria y curvas de variación de LOI<sub>50</sub>, LOI<sub>950</sub> y susceptibilidad magnética (SM) ( $\text{m}^3/\text{kg} \cdot 10^{-7}$ ), distribución granulométrica, miembros extremos.



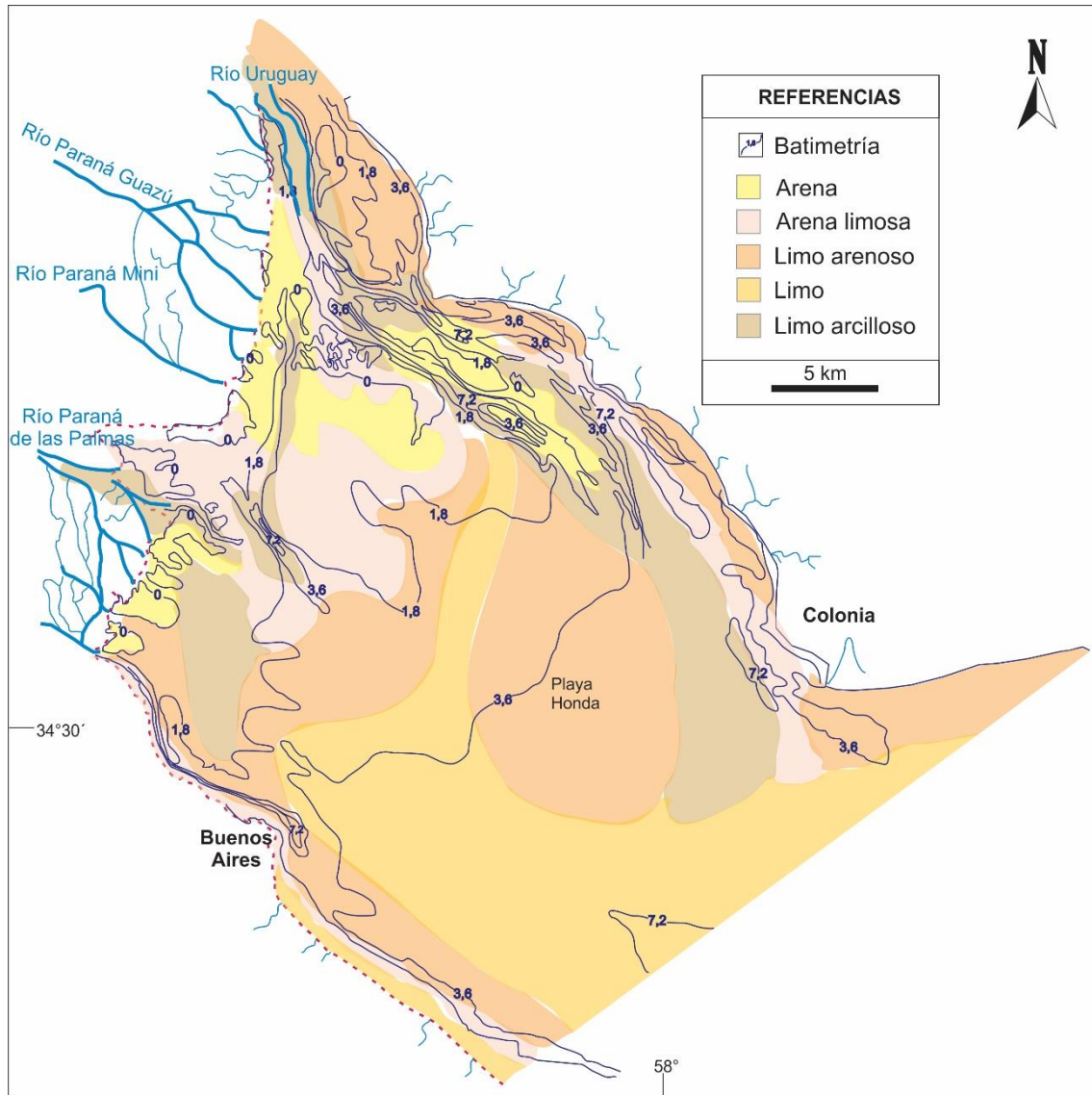


Figura 7.19: Batimetría y zonación de tipos granulométricos de sedimentos de fondo del frente de progradación del delta del río Paraná (delta subáqueo) para mediados de la década de 1960 (Tomada de Gallo *et al.*, 2021)

#### 7.4.1 Asociación de facies.

Los depósitos de las barras de desembocadura, acumulados bajo condiciones subáneas, están caracterizados por arenas muy finas, arenas fangosas, arenas limosas y limos arenosos, en bancos fundamentalmente masivos o con laminaciones horizontales. Estos depósitos fueron incluidos en la asociación de facies AF1, en la cual se diferencian dos subfacies (AF1a y AF1b). La asociación AF1a es predominantemente arenosa con intercalaciones de arena limosa y arenas fangosas. Se presenta en bancos



masivos o con laminaciones horizontales y escasa laminación heterolítica *flaser* y ondulosa. La AF1 se interpreta como los depósitos asociados a la zona de cresta de las barras de desembocadura (según el modelo de Wright, 1977) (Figs. 7.20, 7.7 a 7.10, 7.13, 7.16 a 7.18, Tabla 7.4). Los depósitos de barras de desembocadura también están formados por limos arenosos, que se presentan con dominantes estructuras heterolíticas y escasamente masivos o con laminación horizontal difusa, y que fueron incluidos en la subfacies AF1b (Figs. 7.20, 7.7 a 7.14 y 7.16, Tabla 7.4). Son estos los depósitos que más frecuentemente conforman las superficies de las barras de desembocadura, planicies de marea sobre barra de desembocadura y canalizaciones someras sobre barras.

En los testigos se interpretaron depósitos por flujos de alta energía, producto de eventos excepcionales, como flujos de tormenta más inundaciones en áreas costeras, conocidas como “sudestadas” e inundaciones fluviales, que fueron incluidos en la asociación de facies AF2. AF2 está formada por bioclastos, arenas finas a muy finas, limos arenosos y arenas fangosas, en capas masivas (litofacies Gbm, Sm, SLm, SFm) y abundante cantidad de frondes y raíces. (Figs. 7.20, 7.6, 7.11, 7.12, 7.14, Tabla 7.4). Estos eventos de alta energía determinan concentraciones de valvas y fragmentos de valvas, clasto soportadas y con escasa matriz arenosa (Litofacies Gbm). Las evidencias de valvas transportadas fueron interpretadas como depósitos de tormenta porque son los que pueden explicar la presencia de flujos de energía suficiente para la movilización de estos materiales. Es así que, un modelo numérico, a partir de mediciones meteorológicas, de un evento de sudestada en el estuario Río de la Plata mostró que en este ambiente pueden ocurrir flujos promovidos por tormentas con velocidades, de 50 cm/s (Framiñan *et al.*, 1999). Por su parte, un estudio sobre valvas de *Corbícula fluminea* en el lago Tahoe (USA), de tamaños semejantes a las encontradas en los testigos estudiados, mostró que el inicio del transporte de dichas valvas se produce a velocidades de 25 cm/(Forrest *et al.*, 2017).

Los análisis geomorfológicos y relevamientos de campo mostraron que las barras de desembocadura se asocian lateralmente a canales subácueos, que son la continuación de los canales distributarios del delta subaéreo (Fig. 7.22) Los depósitos de estos ambientes fueron incluidos en la asociación de facies AF3 en la cual se diferencian dos

subfacies AF3a y AF3b. En el caso del frente del delta del río Paraná, la sedimentación en estos canales subácueos se caracteriza por bancos de arenas limosas y limos arenosos (Litofacies LS<sub>1</sub>), con variadas estructuras sedimentarias como laminaciones heterolíticas, de diverso tipo desde flaser a lenticular, y horizontales. Presentan algunas intercalaciones de arenas fangosas y arenas muy finas, en bancos masivos o laminados. También es frecuente la presencia de abundante bioturbación y deformación sin-sedimentaria. Estos depósitos fueron incluidos en la asociación de facies AF3a. En estos depósitos las mediciones de SM permitieron reconocer patrones de variación textural a lo largo de las sucesiones. Es así que, los valores de SM sugieren abundante alternancia de litofacies de mayor (SL) y menor (LS<sub>1</sub>) granulometría que se interpretan que están relacionadas con el relleno de sucesivos canales subácueos (Figs. 7.20, 7.9, 7.10, 7.12, 7.14, 7.15, 7.17, Tabla 7.4).

En uno de los testigos de sedimento de sucesiones del delta subácueo proximal fue posible reconocer niveles con laminación heterolítica inclinada (IHS, Thomas *et al.*, 1987). Esta estructura sedimentaria se caracteriza por la alternancia rítmica de láminas muy delgadas de granulometrías finas (limos arenosos) y gruesas (arenas y arenas limosas) que ocurren con una inclinación de entre ~25 y 30° (Fig. 7.20, 7.8, Tabla 7.4). Estos depósitos fueron incluidos en la asociación de facies AF3b (Tabla 7.4). 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. La AF3b está caracterizada por arenas limosas y limos arenosos (LS<sub>1</sub>) con intercalaciones de limos arenosos (LS<sub>3</sub>) y limos, que aparecen en láminas inclinadas. En el testigo D11-T2 la subfacies AF3b aparece cubierta por sedimentos de AF1, que incluye a los depósitos de barra expuestos en el momento del muestreo.

Otros sedimentos dominantes en el frente de progradación del delta del río Paraná son los limos con intercalaciones de limos arenosos (LS<sub>2</sub>-LS<sub>3</sub>), que se presentan como depósitos masivos, con laminación horizontal o heterolítica y corresponden a la

sedimentación en sectores intermareales. Estos depósitos son aquí incluidos en la asociación de facies AF4. (Figs. 7.20, 7.7, 7.10, 7.11, 7.14 a 7.16, Tabla 7.4). Las características sedimentológicas y el contexto geomorfológico de los sitios de muestreo permiten interpretar a la AF4 como producto de esporádicos flujos tractivos por derrames distales desde canales distributarios determinando las intercalaciones de limos y limos arenosos (LS<sub>2</sub>-LS<sub>3</sub>).

Los sectores de barras estabilizadas están caracterizados por la abundancia de sedimentos limosos finos, que fueron reconocidos en los tramos superiores de los testigos D17-T1 y D18 T3, extraídos sobre la superficie de dos barras de desembocadura estabilizadas, una en el sector sur y otra en el sector central (Fig. 7.20, 7.7, 7.14). Estos depósitos se presentan de forma masiva o con laminaciones horizontales difusas, y contienen abundante cantidad de raíces y frondes y elevado contenido orgánico, y se incluyen en la asociación de facies AF5. AF5 resulta de una sedimentación dominada por decantación y abundante entrampamiento de sedimentos por vegetación subacuática (juncales).

#### **7.4.2 Interpretación de testigos de sedimento**

El testigo D17-T1 representa la sedimentación y estabilización de una barra de desembocadura de canales distributarios en la planicie deltaica inferior, muestra una sucesión grano-decreciente debido al desarrollo de distintos episodios de crecimiento y estabilización del cuerpo sedimentario que determinó la agradación del frente deltaico. Las litofacies más gruesas de la base muestran los depósitos arenosos característicos de una barra de desembocadura, en condiciones de delta subácuo, depositados por procesos predominantemente tractivos. Esporádicamente hay depositación por alternancia de tracción y decantación. El predominio de arenas masivas se infiere está asociado a una muy rápida depositación de los sedimentos por pérdida de capacidad de transporte de los flujos fluviales al entrar en el cuerpo de agua interior. Las fracciones más gruesas que vienen siendo transportados en los canales distributarios pierden rápidamente competencia debido a la fricción de fondo y a la expansión del flujo en este delta caracterizado por un área de desembocadura muy somera. Este tipo de procesos de sedimentación se corresponde con el modelo deltaico de efluentes dominado por

fricción propuesto por Wright (1977) (Fig. 7.22). Siguiendo dicho modelo sedimentario la AF1a se interpreta como depósitos de la zona de cresta de la barra. Por encima, dominan facies areno limosas que representan depósitos de planicies de marea sobre barras de desembocadura AF1b, acumulados bajo condiciones subácueas. Esporádicos episodios de mayor energía (tormentas) determinan la intercalación de niveles con abundantes restos vegetales y de valvas de la AF2. En este sector, luego la sedimentación comenzó a estar dominada por procesos de decantación y/o entrampamiento de sedimentos por la vegetación que comienza a colonizar las barras (AF4), presentando esporádicos flujos tractivos por derrames distales. El tope del testigo D17-T1 muestra depósitos muy finos, interpretados como la acumulación que tuvo lugar durante la estabilización/continentalización de la barra de desembocadura, con un aumento progresivo en la acumulación y preservación de materiales orgánicos (AF5).

El testigo D11-T2 está caracterizado por sucesiones con tendencia grano-crecientes y decrecientes, formados por distintos arreglos internos y espesores. En función de la predominancia de litofacies heterolítica, la presencia de un paquete con laminación heterolítica inclinada (AF3b), y la ubicación del testigo en el margen de un canal distributivo subáqueo, en el lateral de una barra de desembocadura en el momento del muestreo se interpretan estos depósitos como de canales distributivos, posiblemente relacionados al albardón subáqueo. El apilamiento de paquetes grano-crecientes representan sucesivas progradaciones que determina un cuerpo sedimentario progresivamente más somero, que promueve la depositación de litofacies arenosas y areno limosas gruesas transportadas por flujos tractivos (AF1a, b).

El testigo D17-T3 presenta gran variación litofacial, que se interpreta responde a la variabilidad geomorfológica que experimentó la zona donde se colectó este testigo. El análisis de series temporales de imágenes muestra para este sitio condiciones de delta subáqueo, en un inicio a casi 1500 m de la línea de costa (Fig. 6.20, II.2), y posiblemente con barras y frentes de barras de desembocadura expuestas o parcialmente expuestas a diferentes condiciones de flujo. La base de la sucesión (AF1a) corresponde a depósitos de barra de desembocadura y en condiciones de delta subáqueo, cubiertos por la asociación de facies (AF1b) de planicies de marea sobre barras o canalizaciones someras

sobre barras. Por encima, la sucesión se caracteriza por alternancia de bancos de variada granulometría (arenas limosas y limos arenosos) y estructura, abundante bioturbación y deformación sin-sedimentaria, que en conjunto se interpreta como depósitos de canales distributarios (AF3a). El patrón de variación de los valores de SM muestra ciertas tendencias grano-decrecientes que están relacionadas con rellenos sucesivos de estos canales. Finalmente, el tramo superior del testigo D17-T3 indica nuevamente sectores de superficies sobre barras de desembocadura (AF1b).

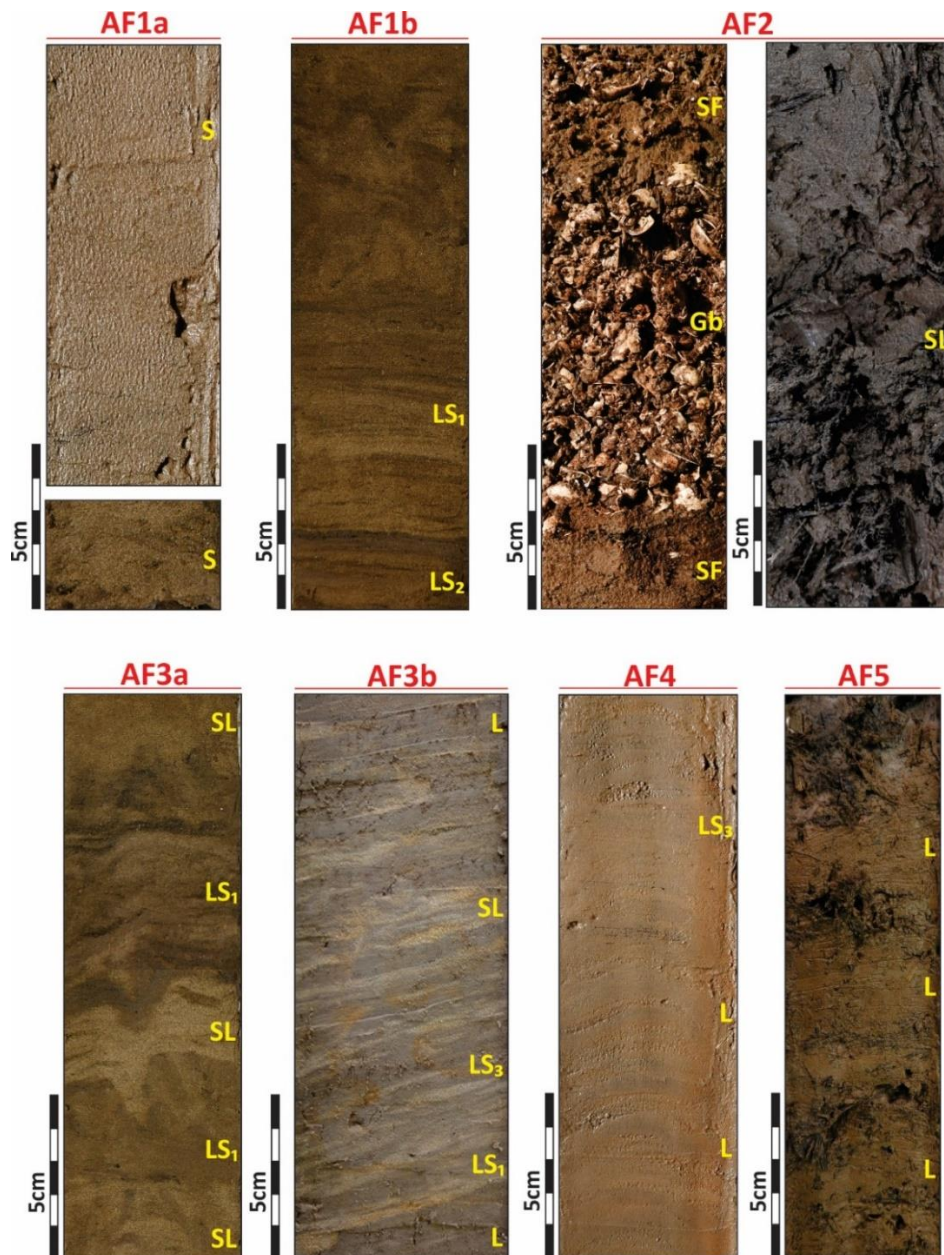


Figura 7.20: Aspectos de las asociaciones de facies descritas del frente de progradación deltaica del río Paraná.



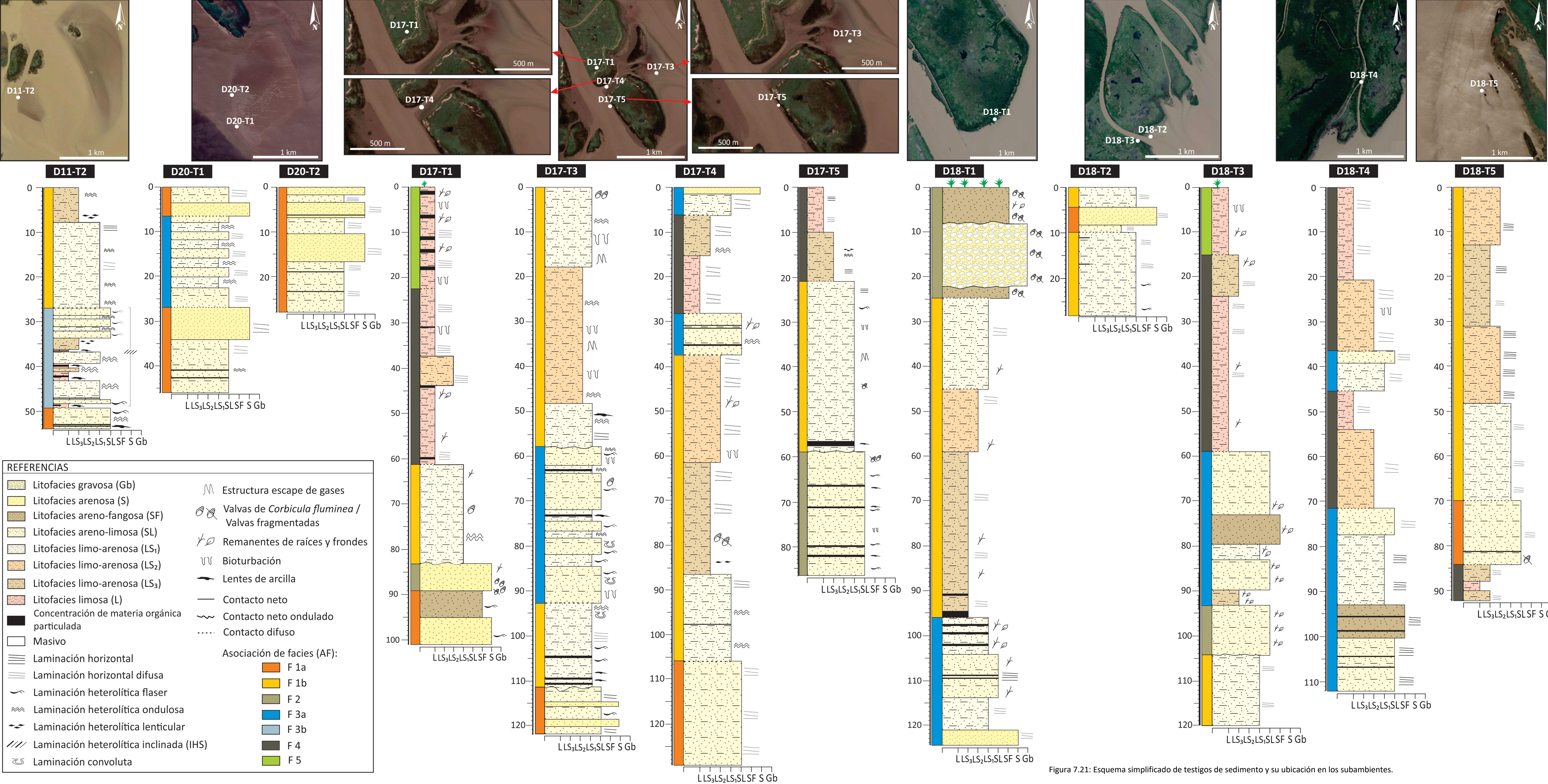


Figura 7.21: Esquema simplificado de testigos de sedimento y su ubicación en los subambientes.



Asociación de facies	Litofacies y proxies	Interpretación
<b>AF1a</b>	Sm/h/f SLm/h/f/o SFm/h/f LOI <sub>550</sub> <1,5 % LOI <sub>950</sub> 0,5% SM 2m <sup>3</sup> /kg 10 <sup>-7</sup> Frondes--- Raíces -- Valvas >>	Barras de desembocadura (zona de cresta) bajo condiciones subáneas. Sedimentación dominada por flujos tractivos y rápida depositación, escaso retrabajo por mareas. Depósitos producto de procesos fluviales.
<b>AF1b</b>	LS <sub>1</sub> m/h/f/o LS <sub>2</sub> m/h/o LS <sub>3</sub> m/h/o/l LOI <sub>550</sub> 2-3% LOI <sub>950</sub> 0,6-0,8% SM 3-3,5m <sup>3</sup> /kg 10 <sup>-7</sup> Frondes << Raíces > Valvas >>	Planicies de marea sobre barras de desembocadura bajo condiciones subáneas. Sedimentación por flujos tractivos débiles, canalizaciones someras sobre las barras y variable decantación. Depósitos producto de procesos fluviales y abundante retrabajo por flujos de marea, de deriva litoral y de tormentas.
<b>AF2</b>	Gbm Sm SLm/f SFm LOI <sub>550</sub> <2% LOI <sub>950</sub> 0,5-25% SM 1-3 m <sup>3</sup> /kg 10 <sup>-7</sup> Frondes >>>> Raíces >>>> Valvas >>>>	Depositación por flujos de alta energía, promovidos por eventos excepcionales de inundaciones fluviales u oleaje de tormenta (producto de sudestadas). Estos depósitos pueden acumularse en los distintos subambientes de la planicie deltaica subánea y subaérea inferior.
<b>AF3a</b>	SLm/h/f LS <sub>1</sub> m/h/f/o SFm/h Sm paquetes con abundante alternancia de litofacies LOI <sub>550</sub> 2-3 % LOI <sub>950</sub> 0,6% SM 2-3 m <sup>3</sup> /kg 10 <sup>-7</sup> Frondes>> Raíces>> Valvas---	Canales distributarios subáneos entre barras de desembocadura. Sedimentación por alternancia de flujos tractivos y decantación. Depósitos producto de procesos fluviales y abundante retrabajo por flujos de marea y de tormentas
<b>AF3b</b>	SLf LS <sub>1</sub> o/ LS <sub>3</sub> o/l Lm	Canales distributarios subáneos entre barras de desembocadura, sectores de albardón. Sedimentación por alternancia de flujos tractivos y decantación.

	formando paquetes con IHS. LOI <sub>550</sub> 4 % LOI <sub>950</sub> 0,8% SM 3,5 m <sup>3</sup> /kg 10 <sup>-7</sup> Frondes--- Raíces--- Valvas---	Depósitos producto de procesos fluviales y abundante retrabajo por flujos de marea y de tormentas
AF4	Lm/h LS <sub>3</sub> m/h/o/l LS <sub>2</sub> m/h LOI <sub>550</sub> 3-6% LOI <sub>950</sub> 0,8-1,4% SM 3-4,5 m <sup>3</sup> /kg 10 <sup>-7</sup> Frondes >> Raíces >> Valvas---	Marismas (área intermareal) Sedimentación dominada por decantación y entrapamiento de sedimentos por la vegetación subacuática en parches (juncales), junto con subordinados flujos tractivos débiles. Depósitos producto de procesos fluviales y abundante retrabajo por flujos de marea y de tormenta.
AF5	L m/h LOI <sub>550</sub> 4-11% LOI <sub>950</sub> 2% SM 3-4 m <sup>3</sup> /kg 10 <sup>-7</sup> Frondes >>> Raíces >>> Valvas---	Barra de desembocadura estabilizada por vegetación (planicie deltaica subaérea) Sedimentación por derrames desde los canales distributarios (eventos de crecidas), en sectores cercanos a la línea de costa depositación durante eventos de tormenta. Importante acumulación de detritos orgánicos.

Tabla 7.4.: Asociaciones de facies sedimentarias para sistematizar el estudio de depósitos del frente de progradación deltaica de deltas de cabecera alimentados por ríos de carga limo-arenosa.

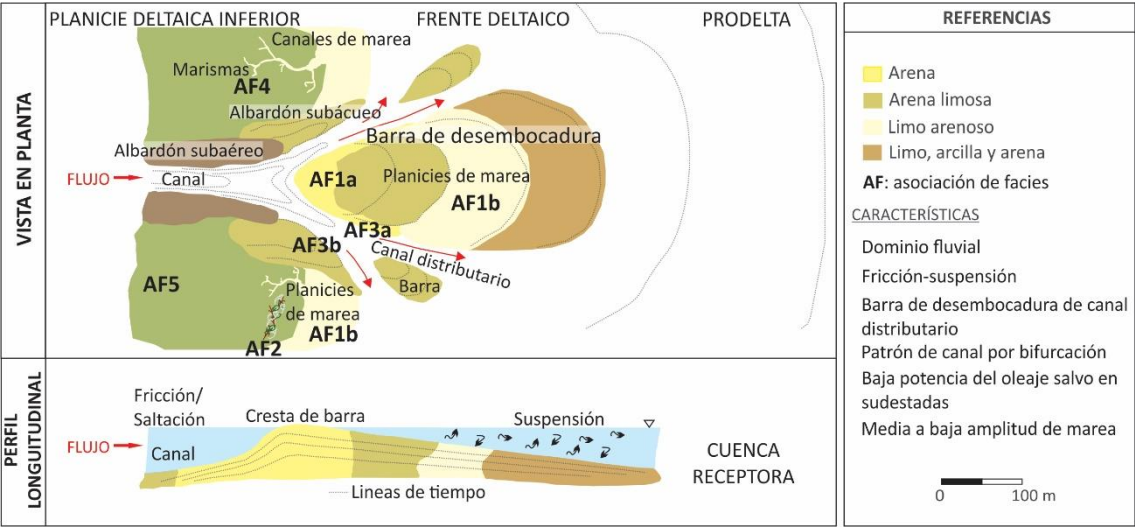


Figura 7.22: Esquema de patrón de distribución de sedimentos y perfil transversal de una barra de desembocadura de canal distributivo. Al bifurcarse los canales distributarios, los sedimentos

de mayor granulometría son depositados en el ápice de la barra, aguas abajo del punto de bifurcación y a lo largo de las márgenes de la barra (Modificado de Wright, 1977 y Suter, 1994).

El registro sedimentario del testigo D17-T4 se inicia con depósitos de barra de desembocadura (AF1a), por encima se depositan litofacies limo arenosas de planicies de marea sobre barras de desembocadura (AF1b) y depósitos de litofacies areno limosas de canales distributarios (AF3a). Continúan depósitos interpretados como producto de sedimentación en un delta subáqueo proximal, en sectores intermareales donde dominan condiciones de media a baja energía (AF4), que ocasionalmente eran alcanzados por flujos de canales distributarios (AF3a). Este ordenamiento de facies se interpreta que está relacionada con el pasaje de una sedimentación en una zona abierta o parcialmente limitada aguas afuera, primero con barras no vegetadas o condiciones de bahía interdistributaria a una acumulación en un sector restringido entre dos barras estabilizadas.

El testigo D17-T5 representa el pasaje de depósitos areno limosos, con fábrica desordenada y concentración de valvas enteras y fracturas en el techo, resultado de agradación por flujos de tormentas (AF2), que fueron cubiertos por limos arenosos de planicies de marea sobre barras de desembocadura (AF1b) y luego por depósitos intermareales (AF4). La sucesión de este testigo se corresponde con condiciones de delta subáqueo y, particularmente, en algunas de las imágenes satelitales (*p. e.* año 2009 que fueron tomadas durante bajantes extraordinarias, se observa una barra no vegetada. A medida que esa barra se fue estabilizando, el sector muestreado quedó en el margen de la barra y lateral a un canal distributario (canal San Antonio) según las condiciones de muestreo del año 2017. La posición lateral cercana a la barra estabilizada permite explicar tramos con granulometrías de arenas limosas y tramos con decantación y entrapamiento de partículas por la abundante vegetación asociada a estos sectores someros.

El testigo D18-T1 presenta una sucesión general granocreciente con abundancia de depósitos arenosos. Inicia con litofacies asociada a rellenos de canales distributarios (AF3b) para luego representar la sedimentación de un lugar más restringido o de menor energía con litofacies de menor granulometría, de lateral de barras o de planicies de marea sobre barras de desembocadura (AF1b) pero con una tendencia grano creciente

hacia el tope de la unidad. Por encima se depositaron facies areno fangosas con concentración de valvas enteras y fracturas de 15 cm de espesor (AF2). Por la abundancia y espesores de materiales arenosos y conchillas se infiere que luego de la estabilización de la barra, este sector estuvo más frecuentemente expuesto a eventos de sudestadas y tormentas.

El testigo D18-T2 representa la sedimentación de una planicie de marea sobre barra de desembocadura (AF1b), donde fue extraído. Predominan litofacies arenosas de barras de desembocadura (AF1a) y luego vuelven a depositarse facies limo arenosas de planicies de marea sobre barras. Este sector ha estado sometido a diversas condiciones diarias de nivel de agua y expuesto a constante retrabajo de los sedimentos por flujo y reflujo de las corrientes de marea.

El testigo D18-T3 representa la sedimentación en un subambiente de barras de desembocadura de canales distributarios, mostrando una sucesión grano-decreciente debido al desarrollo de distintos episodios en la estabilización del cuerpo sedimentario. La base inicia con depósitos limo-arenosos correspondientes a planicies de marea desarrolladas sobre barras esporádicamente expuestas (AF1b). Por encima yacen depósitos de tormenta (AF2), aumentando la granulometría a arenas limosas con abundantes restos de frondes y raíces. Le siguen depósitos de canales (AF3a) mostrando una alternancia de sedimentos de mayor y menor granulometría como arenas fangosas, limos arenosos y arenas limosas. Posteriormente, se interpretan condiciones intermareales más restringidas que posibilitan mayor decantación y/o entrapamiento de sedimentos por la vegetación que comienza a colonizar las barras. Hacia el tope del testigo D18-T3 se definen depósitos limosos, interpretados como de acumulación durante la estabilización de la barra de desembocadura, con un aumento progresivo en la acumulación y preservación de materiales orgánicos (AF5).

El testigo D18-T4 muestra sucesiones grano decrecientes determinadas por dos ambientes bien diferenciados. La base inicia con alternancia de sedimentos gruesos como arenas fangosas, arenas limosas y limos arenosos gruesos característicos de ambientes de canales (AF3a); luego continúan limos arenosos medios y limos de ambientes intermareales representando la asociación de facies AF4. Por encima yace la misma sucesión. Estos depósitos son característicos de canales y bordes de canales,



sector donde fue extraído el testigo, donde el ambiente transita por estadios de variada energía de flujo y aporte de sedimentos.

El testigo D18-T5 muestra una sucesión basal de sedimentos finos correspondiente a ambientes intermareales de la asociación de facies AF4. Luego continua una sucesión grano decreciente que inicia con arenas limosas (AF1a) y continua con limos arenosos gruesos a limos arenosos más finos correspondiente a depósitos de planicies de marea sobre barras de desembocadura representando a la asociación de facies AF1b. Estos depósitos corresponden a sectores de lateral de barra en proceso de estabilización.

El testigo D20-T1 muestra sucesiones arenosas y limo arenosas formadas por distintos arreglos internos y espesores. La base comienza con una sucesión grano creciente de arenas limosas a arenas correspondientes a depósitos de núcleo de barra (AF1a), continua una alternancia de arenas limosas y limos arenosos asociados a depósitos de canales (AF3a) y por último yace una sucesión grano decreciente de arenas a arenas limosas representando la asociación de facies (AF1a) de barras y laterales de barras de desembocadura, lugar donde fue extraído el testigo. Son depósitos producto de sucesivas progradaciones, que promueve la depositación de litofacies arenosas y areno limosas gruesas transportadas por flujos tractivos.

El testigo D20-T2 muestra sucesiones con tendencia grano-crecientes, formados por variados arreglos internos y espesores. Corresponden a depósitos que comienzan con arenas limosas masivas y continúan con arenas representando facies de barra de desembocadura (AF1a) donde fue extraído el testigo. El apilamiento de paquetes grano-crecientes representan sucesivas progradaciones generando un cuerpo sedimentario progresivamente más somero, que promueve la depositación de litofacies arenosas y areno limosas gruesas transportadas por flujos tractivos (AF1a).

## **7.5 ESTIMACIÓN DE RANGOS TEMPORALES DE LOS TESTIGOS DE SEDIMENTO**

Las sucesiones de los testigos analizados se estima que representan la sedimentación del frente deltaico ocurrida entre *ca.* el año 1915 y los años 2011, 2017, 2018 y 2020 (años de muestreo y relevamiento). Este intervalo de tiempo fue inferido en base a dos elementos principales. Por un lado, la correlación con un testigo de

sedimento extraído en un sector del frente de progradación deltaica por Schuerch *et al.* (2016), que se ubica al norte del sector central definido en este trabajo ( $58^{\circ}28,25'S$ - $34^{\circ}17,17'O$ ). 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 de  $^{210}\text{Pb}$  y  $^{137}\text{Cs}$  (Schuerch *et al.*, 2016). Dichos autores calcularon una tasa de agradación vertical promedio de 1,52 cm por año para dicho testigo, la cual fue utilizada para estimar los rangos temporales de los testigos aquí estudiados (Tabla 7.5). Por otro lado, se realizó una evaluación de cronología relativa a partir de la presencia de valvas de *Corbícula fluminea* en los testigos analizados. Ituarte (1981) estimó que dicha especie de bivalvo invasor ingresó al estuario Río de la Plata entre fines de la década de 1960 y principios de 1970. En cinco de los doce testigos analizados se reconocieron valvas, enteras o fragmentadas, de *Corbícula fluminea* cerca de la base o en la mitad inferior de la sucesión sedimentaria.

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 *Corbícula fluminea* (Tabla 7.5).

En los testigos D17-T1, D17-T4 y D18-T5 aparece una discrepancia entre la edad máxima que pueden tener los niveles con valvas de *Corbícula fluminea* (*ca.* 1970; Ituarte, 1981) y la edad de dichos niveles según la tasa de agradación vertical empleada (Tabla 7.5). Esto podría deberse a que la entrada del mencionado bivalvo invasor al estuario Río de la Plata 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. Se juzga más probable la segunda opción, siendo que si se considera que los primeros niveles con valvas de *Corbícula fluminea* fueron acumulados alrededor del año 1970 se obtienen tasas de sedimentación de entre 1,7 y 2 cm por año, y testigos de sedimento 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 (Schuerch *et al.*, 2016).

Testigo	Espesor (cm)	Espesor (cm) considerando la compactación durante el muestreo (% de compactación)	Edad aproximada de la base	Profundidad de niveles con valvas ( <i>Corbícula fluminea</i> ) y edad estimada de esos niveles
D17-T1	103	130 (20%)	ca. año 1932	72 cm – ca. año 1970 93 cm – ca. año 1956
D11-T2	55	75 (36%)	ca. año 1962	Sin valvas
D17-T3	122	145 (19%)	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
D18-T1	124	151 (22%)	ca. año 1919	Sin valvas
D18-T2	28	40 (43%)	ca. año 1992	Sin valvas
D18-T3	120	152 (27%)	ca. año 1918	Sin valvas
D18-T4	112	126 (12,5%)	ca. año 1935	Sin valvas
D18-T5	92	104 (13%)	ca. año 1950	84cm – ca. año 1963
D20-T1	46	-	ca. año 1990	Sin valvas
D20-T2	28	-	ca. año 2002	Sin valvas

Tabla 7.5: 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).

Debe tenerse en cuenta en estas estimaciones de cronología relativa en función de la presencia de valvas de *Corbícula fluminea* en los testigos analizados posee un grado de incertidumbre en tanto estos organismos no necesariamente pueden acumularse en todos los sitios muestreados.

Otra herramienta de estimación temporal, fue el análisis geomorfológico y sedimentológico de testigos y su correlación con fotografías aéreas e imágenes satelitales de los testigos descriptos.

El testigo D17-T1 muestra una sucesión grano-decreciente y de agradación de una barra de desembocadura estabilizada. Esta sucesión inicia con arenas finas a muy finas (Litofacies S y SF, asociación de facies F1a) correspondientes a una barra de desembocadura que de acuerdo con fotografías aéreas e imágenes satelitales podría haberse empezado a depositar entre ca. los años 1956 y 1957. El año ca. 1991 podría ser el límite con la sucesión superior que corresponde a limos arenosos (Litofacies LS<sub>1</sub>,

asociación de facies F1b) de planicies de marea sobre barras de desembocadura. El límite entre esta sucesión y la suprayacente se estima entre *ca.* el año 1996. Continúa con limos arenosos y limos (Litofacies LS<sub>2</sub> y L, asociación de facies F4) correspondiente a sectores intermareales como marismas.

La sucesión superior de 28 cm representada por limos arcillosos (Litofacies L, asociación de facies F5) de barras de desembocadura estabilizadas y corresponde al rango temporal entre 2008 y 2017 (año de extracción del testigo) sectores sometidos a procesos de derrame y decantación de finos en crecidas extraordinarias del río Paraná e inundaciones por eventos de sudestada.

Se observa que los rangos temporales estimados, resultan congruentes con la evolución geomorfológica inferida a partir de las series temporales de imágenes satelitales y fotos aéreas y de la relación entre esta evolución y las sucesiones sedimentarias de los testigos.

## **CAPÍTULO 8: MINERALOGÍA DE SEDIMENTOS DELTAICOS**

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos de los análisis composicionales de sedimentos superficiales y sedimentos de testigos mediante dos técnicas de análisis: cortes petrográficos (CRPT) para la fracción arena fina- limo grueso (2 a 5 phi) y difracción de rayos X (DRX) para la fracción arcillas, menor a 2  $\mu\text{m}$ .

### **8.1 CARACTERIZACIÓN MEDIANTE CORTES PETROGRÁFICOS**

Para el análisis de la composición y clasificación de los sedimentos del frente deltaico del río Paraná, se describieron un total de 29 secciones delgadas de grano suelto en microscopio petrográfico de polarización, 9 muestras superficiales correspondientes a distintos ambientes de frente deltaico como barras de desembocadura, planicies de marea sobre barras de desembocadura, canales fluviales, márgenes de canales y canales de marea y 20 muestras de sedimentos de testigos ubicadas a distintas profundidades y seleccionadas texturalmente de acuerdo al mayor contenido de la fracción arena fina - limo grueso. Las muestras corresponden a las asociaciones de facies AF1a, AF1b, AF2, AF3a y AF4 de sedimentos de testigos. El conteo de los clastos se realizó siguiendo la metodología de Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et al.*, 1984).

La figura 8.1 muestra la ubicación de las muestras analizadas. El análisis petrográfico de la fracción arena fina - limo grueso permite reconocer en orden de abundancia cuarzo entre 81 y 51% (promedio 66%), fragmentos líticos entre 36 y 5% (promedio 20%), feldespatos entre 22 y 5% (promedio 11%) y menor proporción de minerales accesorios entre 0 y 11% (promedio 3%) y bioclastos (promedio 1%) (Tabla 8.1; Fig. 8.2 y 8.3).

#### **8.1.1 Componentes detríticos**

##### Cuarzo:

En los sedimentos analizados, predomina el cuarzo monocristalino (Qm) entre 81 y 50% y se reconocen escasos granos de cuarzo policristalino (Qp) en promedio 2%, que incluye a los clastos de cuarzo compuestos por más de dos subgranos. El cuarzo monocristalino se presenta con extinción ondulosa o relámpago, los granos presentan



contornos irregulares de subangulosos a subredondeados, y ocasionalmente aparecen fracturados o parcialmente alterados. Se reconocen varios individuos rodeados por patinas de material arcilloso o ferruginoso con valores altos de birrefringencia.

#### Feldespatos:

Entre los feldespatos se reconocieron feldespatos potásicos, como ortosa (FK: 9% en promedio) y microclino (Mc: <1% en promedio), y plagioclasas (Pl: 2% en promedio). En general los clastos presentan forma alargada con hábito tabular a subredondeado. Algunos clastos de ortosa presentan maclas tipo Carsbald, el microclino en general se presenta fresco con macla en enrejado y las plagioclasas presentan maclas polisintéticas. Los feldespatos en general se presentan con variable alteración desde bien preservados a muy alterados con pequeños cristales de minerales de arcilla y pátinas de óxidos de hierro dándole aspecto turbio, en ocasiones se identificaron inclusiones.

#### Fragmentos líticos:

Dentro de los fragmentos líticos se reconocen litoclastos metamórficos, volcánicos y sedimentarios. En general se presentan como clastos subredondeados de variadas dimensiones. Los fragmentos líticos metamórficos son los más abundantes y corresponden a rocas metamórficas principalmente de bajo a medio grado en los que se puede observar una leve alineación paralela de filosilicatos o foliación característica de este tipo de rocas. También se reconocen fragmentos líticos volcánicos, algunos clastos con presencia de fenocristales tabulares e inclusiones y diferentes texturas, y por último fragmentos líticos sedimentarios pelíticos con un característico color castaño y amarillo anaranjado, con abundantes óxidos de hierro y algunos fragmentos de silcretos (tipo chert). También se reconocen alteritas que constituyen granos subredondeados de color castaño oscuro a rojizo.

#### Minerales accesorios:

Como minerales accesorios se presentan micas tanto biotitas, muscovitas como cloritas de hábito planar y forma acicular ya que se presenta en pequeños fragmentos. Se reconocieron fragmentos de anfíboles, representados por hornblenda de forma prismática y alargada con bordes angulosos a subredondeados, de piroxenos posiblemente hipersteno de forma rómbica muy redondeada, así como circones y

minerales opacos. Esta fracción es, en general, minoritaria, pero en ocasiones alcanza hasta un 11% como es el caso de la muestra D17-T5M2 debido a la gran presencia de fragmentos micáceos.

### Bioclastos:

En la mayoría de las muestras analizadas se reconoce la presencia de bioclastos (BC). Se trata principalmente de bioclastos silíceos con formas alargadas y prismáticas que corresponderían a espículas de espongiarios y restos de diatomeas (Fig. 8.3 D y E). También se reconocieron bioclastos de composición carbonática que corresponden a fragmentos de valvas.

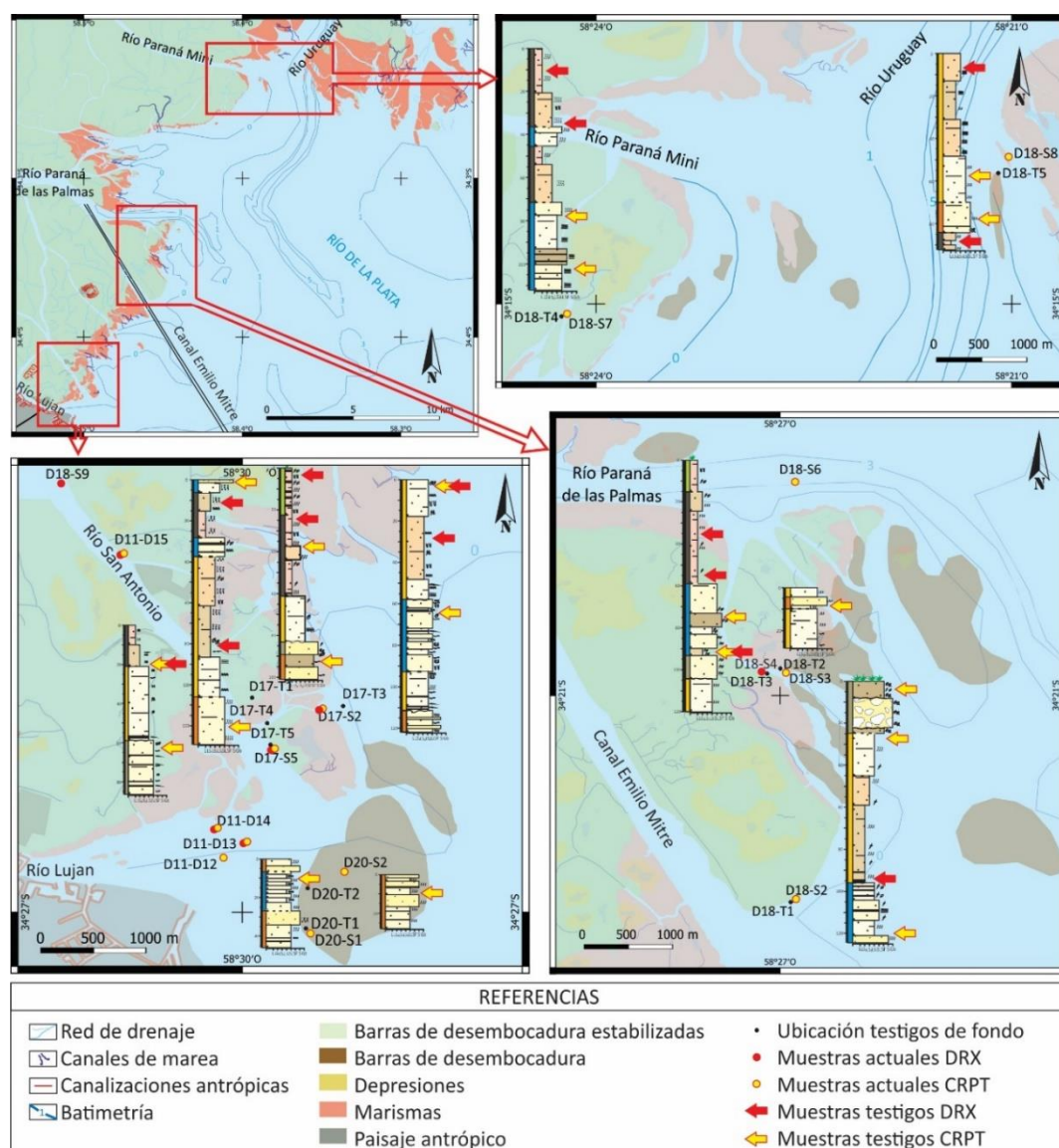
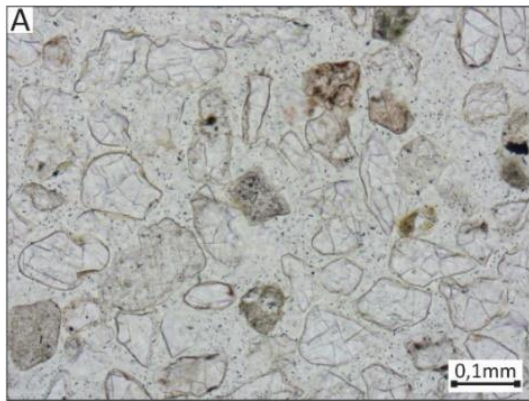


Figura 8.1: Ubicación de las muestras actuales y de testigos de fondo para análisis mineralógico de los tres sectores en estudio del frente del delta del río Paraná

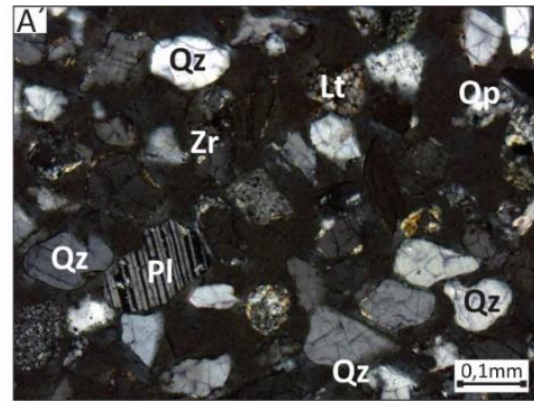
MUESTRA	COMPOSICION DE LOS GRANOS										FOLK <i>et al.</i> 1970		
	Qm	Qp	Qt	Lt	Pl	Mc	Fk	Ft	Acc	BC	%Qm	%Lt	%Ft
D18-T1M1	73	2	75	12	2	1	8	11	1	1	74	15	11
D18-T1M2	66	1	68	21	1	1	8	8	2	0	67	23	10
D18-T1M8	63	2	65	21	2	0	7	7	5	1	67	24	9
D18-T2M1	71	2	73	17	1	0	7	8	2	0	73	19	9
D18-T3M4	56	2	56	21	3	2	12	20	2	1	58	27	16
D18-T3M5	63	1	65	21	2	1	10	12	2	0	65	23	12
D18-T4M5	50	1	51	36	2	1	8	10	2	0	52	38	10
D18-T4M6	52	2	54	35	2	0	7	9	1	0	53	39	9
D18-T5M4	65	4	69	14	2	1	12	14	2	1	67	22	14
D18-T5M5	72	1	73	16	3	1	7	10	1	0	73	18	10
D20-T1M1	64	2	65	22	1	0	9	10	2	0	65	26	10
D20-T2M2	72	1	73	18	2	1	6	8	1	0	73	20	8
D18-S2	80	0	80	12	1	0	5	6	1	1	88	12	7
D18-S3	61	1	62	27	1	0	5	7	4	0	63	31	7
D18-S6	72	3	74	9	3	1	9	13	3	1	76	15	13
D18-S7	72	1	73	16	2	0	9	11	0	0	72	18	11
D18-S8	62	0	62	21	1	0	10	12	5	0	67	22	12
D20-S1	81	1	81	12	1	0	4	5	1	0	82	14	5
D20-S2	80	0	80	8	2	1	10	12	0	0	80	8	12
D17-T1M1	63	2	65	19	3	0	12	14	2	1	64	23	15
D17-T1M4	66	3	69	5	2	0	18	20	6	0	71	11	22
D17-T3M2	58	3	62	24	3	0	6	9	4	2	62	31	9
D17-T3M4	59	2	60	27	2	0	7	9	3	1	61	31	9
D17-T4M1	56	1	57	16	2	0	20	22	4	1	60	19	23
D17-T4M5	51	3	54	29	3	1	9	11	4	2	54	36	12
D17-T5M1	60	2	62	20	3	0	13	16	1	1	61	24	16
D17-T5M2	53	2	55	23	1	0	10	11	11	0	60	29	13
D17-S2	63	4	66	21	3	0	7	9	3	1	65	28	9
D17-S5	50	3	53	27	4	0	9	12	7	1	55	34	13
D12*	41	3	44	27	9	3	13	25	4	0	44	31	25
D13*	40	2	42	20	7	2	14	23	12	3	48	25	27
D14*	29	2	31	21	7	1	15	23	12	12	42	28	30
D15*	34	2	36	31	7	3	14	24	5	5	40	34	26

Tabla 8.1: Composición mineralógica de sedimentos actuales y sedimentos de testigos de fondo de la fracción arena fina-limo grueso recalculados al 100%. Clasificación de los sedimentos según Folk *et al.* (1970).

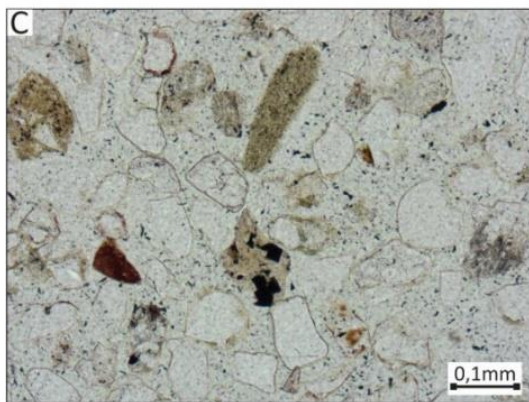
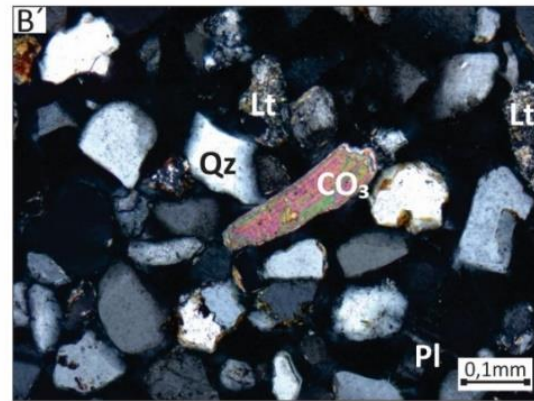




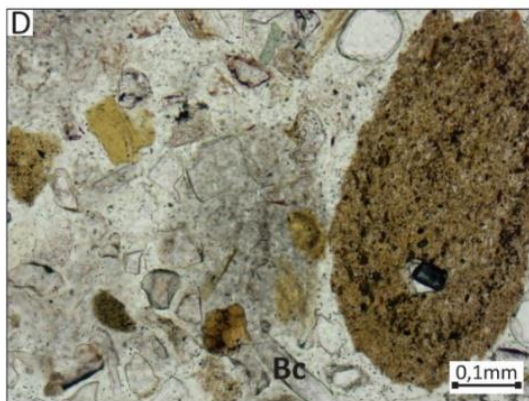
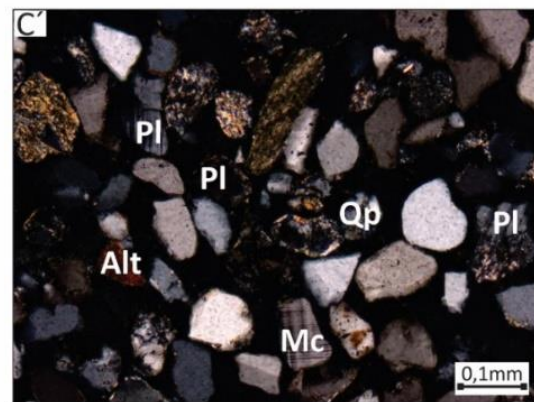
Muestra D18-T5M4 - AF1b



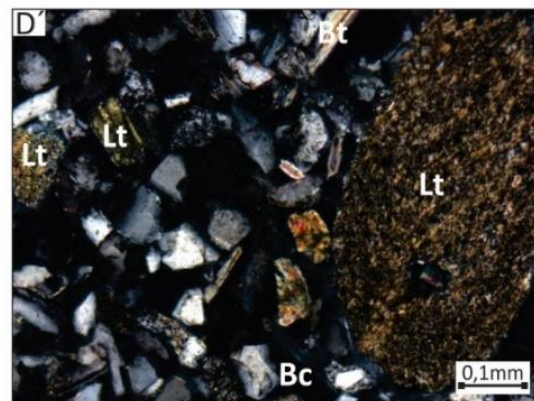
Muestra D18-T1M1 - AF2



Muestra D18-T4M6 - AF3a



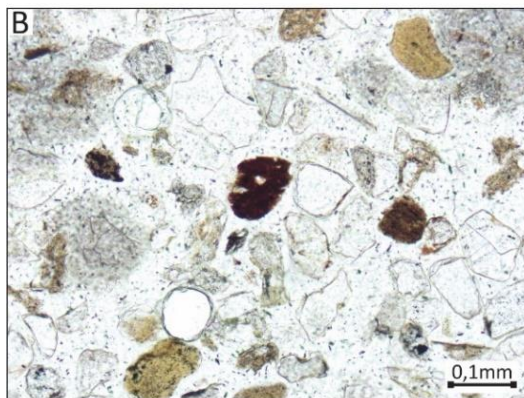
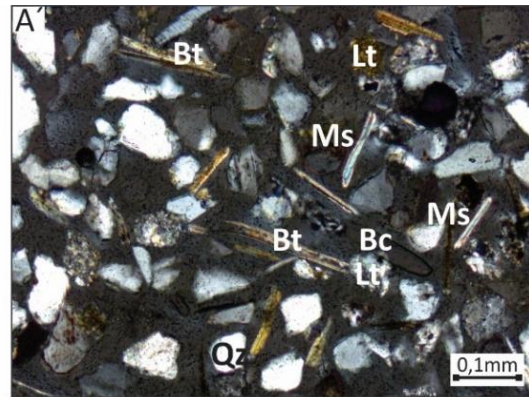
Muestra D18-T1M8 - AF3a



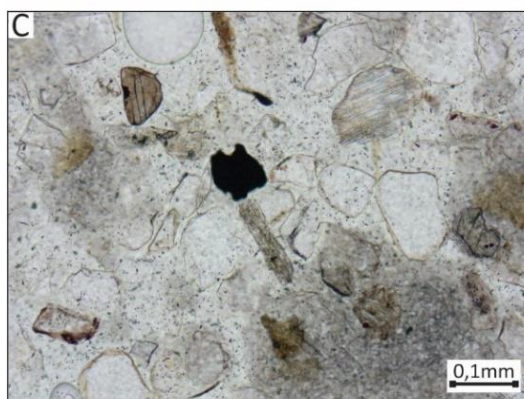
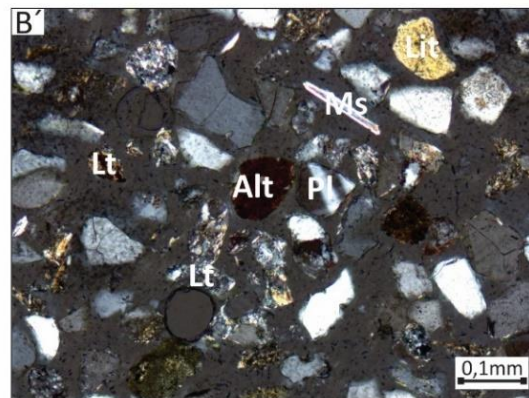




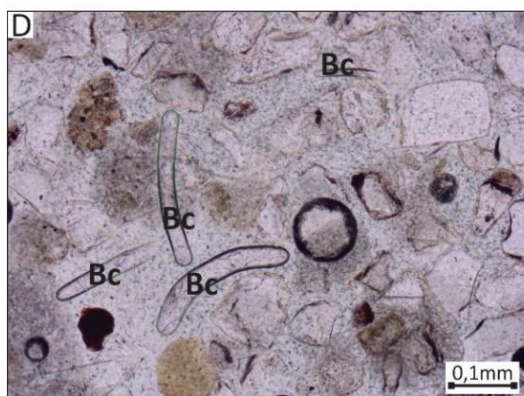
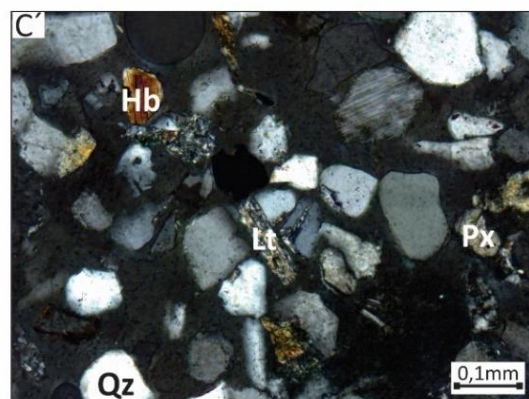
Muestra D17-T5M2 - AF4



Muestra D18-S3 - Planicie de marea sobre barra de desembocadura



Muestra D18-S2 - Depósito de tormenta



Muestra D17-S5 - Margen de canal

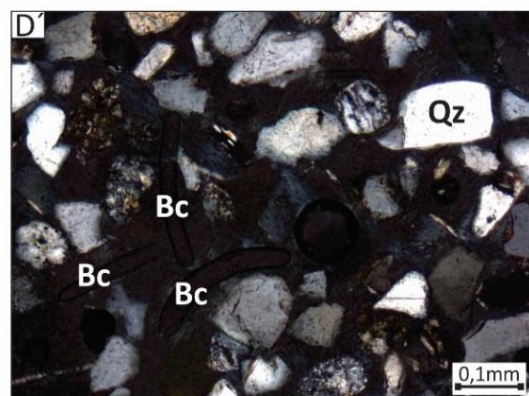




Figura 8.2 -8.3: Composición de la fracción granulométrica arena fina - limo grueso de las muestras más representativas. Fotografías bajo microscopio de polarización, se muestran con nicoles paralelos (izq. A, B, C, D) y nicoles cruzados (der. A', B', C', D'). Qz: Cuarzo monocristalino, Qp: cuarzo policristalino, Pl: plagioclasa, Mc: microclino, Lit: fragmento lítico, Ms: muscovita, Alt: alterita, Bt: biotita, Hb: hornblenda, Px: piroxeno, CO<sub>3</sub>: carbonato, Zr: Circón, BC: bioclasto.

### 8.1.2 Clasificación petrográfica de las arenas deltaicas

La composición de las arenas finas y limos gruesos del frente deltaico fue clasificada utilizando la propuesta por Folk *et al.* (1970), empleándose el termino arenas en lugar de arenitas debido a que resultan sedimentos inconsolidados. Las muestras resultan principalmente litoarenas feldespáticas en un 62%. En menor porcentaje, se clasificaron muestras como litoarena (21%), subfeldarenas (7%), feldarenas (7%) y sublitoarenas (3%) (Fig. 8.4). Estos resultados se deben a que, si bien el porcentaje de cuarzo es mayoritario en la totalidad de las muestras, los porcentajes de líticos y feldespatos muestran ligeras variaciones en las distintas muestras, aunque sin un patrón definido de acuerdo al ambiente o la ubicación geográfica.

Una proporción de los sedimentos correspondientes a depósitos de tormentas y barras de desembocadura se clasifican como subfeldarenas y sublitoarenas y corresponden a los sedimentos con mayor porcentaje de cuarzo. Sin embargo, los depósitos de tormenta definidos en la asociación de facies AF2, presentan menor contenido de cuarzo y fueron clasificadas como litoarenas feldespáticas. Los depósitos definidos en la asociación de facies AF1a y AF1b correspondientes a barras de desembocadura se clasifican como litoarenas feldespáticas y en menor cantidad a litoarenas y feldarenas. Los sedimentos colectados en canales y márgenes de canales como así también los definidos en la AF3a corresponden a litoarenas feldespáticas y en menor cantidad a litoarenas. Los sedimentos correspondientes a planicies de marea sobre barras de desembocadura y canales de marea entre barras de desembocadura se clasifican como litoarenas feldespáticas y litoarenas. Los sedimentos pertenecientes a la asociación de facies AF4 definida como depósitos de ambientes de marismas corresponden a litoarenas feldespáticas y feldarenas.

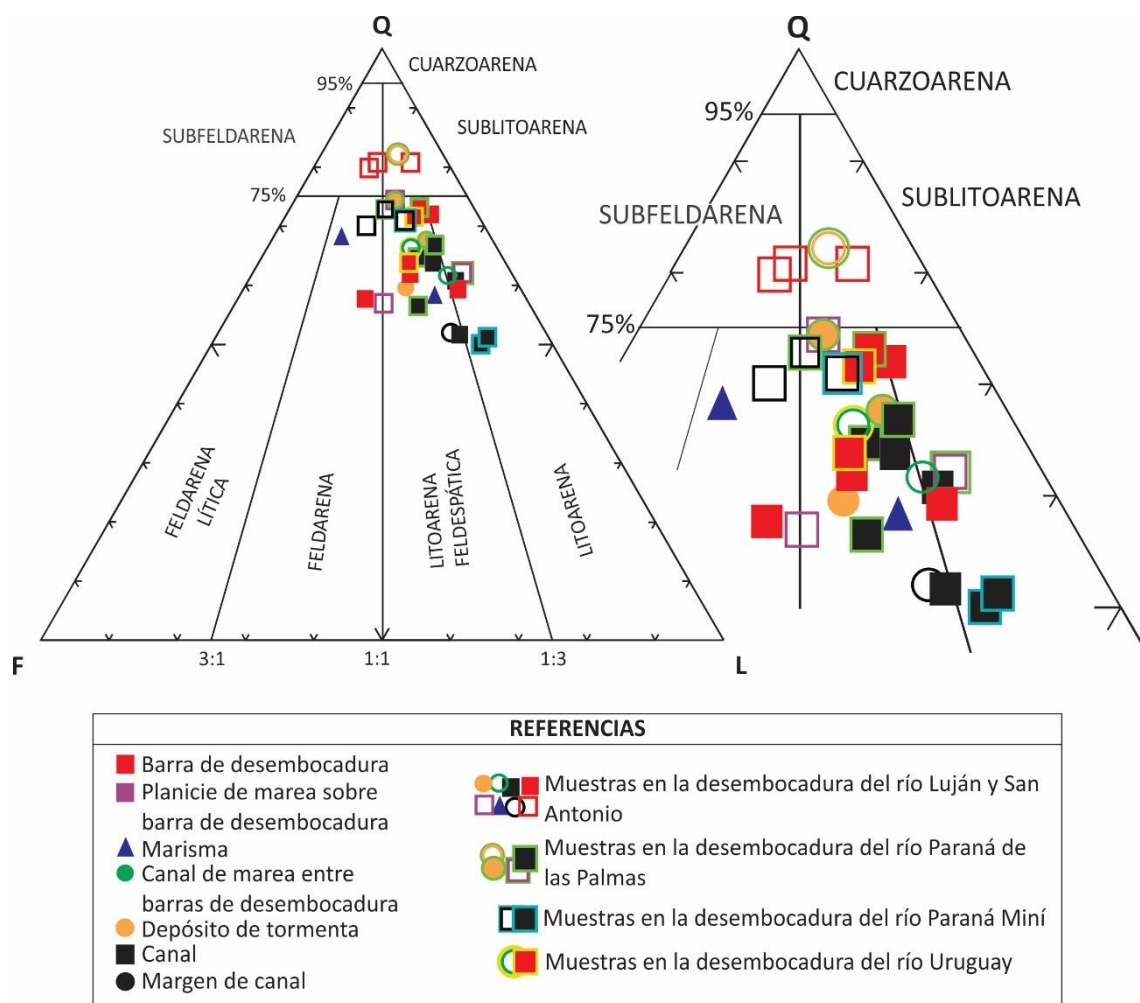


Figura 8.4: Clasificación petrográfica de los sedimentos según Folk *et al.* (1970). Q: cuarzo monocrystalino, L: fragmentos líticos totales, F: feldespatos potásicos y plagioclasas. Los iconos sin relleno corresponden a muestras de sedimentos superficiales y los iconos rellenos a muestras de sedimento de testigos.

## 8.2 CARACTERIZACIÓN MEDIANTE DIFRACCIÓN DE RAYOS X

Para el análisis de la composición de minerales de arcilla correspondiente a fracciones menores a 2  $\mu\text{m}$ , se procesaron 19 muestras; 4 muestras superficiales de ambientes actuales del frente deltaico del río Paraná como barras de desembocadura estabilizadas, margen y fondo de canales y canales de marea entre barras de desembocadura y 15 muestras de sedimentos de testigos ubicadas a distintas profundidades y seleccionadas texturalmente de acuerdo al mayor contenido de arcillas las cuales corresponden a las asociaciones de facies AF1b, AF3a y AF4. Para el análisis de esta fracción se procesaron muestras desorientadas de roca total de material

pulverizado y muestras orientadas de manera natural (N), con tratamiento etilenglicol (EG) y calcinadas a 450°.

### 8.2.1 Muestras desorientadas – Roca total

Las muestras de agregados desorientados se encuentran dominadas por cuarzo con porcentajes que varían entre 89 y 40%, en abundancia le siguen las arcillas y los filosilicatos entre 50 y 2%, mientras que las plagioclasas y feldespatos potásicos se encuentran en proporciones escasas entre 25 y 0% y 18 y 0% respectivamente (Tabla 8.2, Fig. 8.5 A).

MUESTRA	CUARZO	ARCILLAS Y FILOSILICATOS	PLAGIOCLASAS	FELDESPATOS K	OTROS
D17-T1M5	52	26	15	7	
D17-T1M6	57	33	6	5	
D17-T3M3	47	43	11	0	
D17-T3M4	73	2	25	0	Tr CO <sub>3</sub>
D17-T4M2	53	26	13	8	
D17-T4M4	40	34	10	16	
D17-T5M2	50	29	12	9	
D18-T1M6	49	43	4	4	
D18-T3M2	45	49	6	0	
D18-T3M3	42	48	10	0	
D18-T3M5	89	11	0	0	
D18-T4M1	60	32	3	5	
D18-T4M2	47	36	5	9	Ol 3%
D18-T5M1	65	24	8	4	
D18-T5M6	85	13	2	0	
D17-S2	54	34	12	0	
D17-S5	54	41	4	1	
D18-S4	42	50	4	4	
D18-S9	66	20	10	5	
D13*	55	----	5	20	----
D14*	80	----	5	10	----

Tabla 8.2: Mineralogía de fracción menor a 2 µm de muestras de roca total. Ol: Olivino, Tr CO<sub>3</sub>: trazas de carbonatos. Las muestras indicadas con \* fueron publicadas en Marcomini *et al* (2018).

La identificación del cuarzo se realizó en base al pico de mayor intensidad ubicado en 3,34Å además de sus dos armónicos en 4,25Å y 1,81Å. La identificación de

los feldespatos se realizó en base a los picos de mayor intensidad, localizados entre 3,16Å y 3,28Å, donde se pueden distinguir las plagioclasas de los feldespatos potásicos respectivamente. Además, otras reflexiones localizadas alrededor de 6,5Å de mediana intensidad y una serie de tres reflexiones con valores alrededor de 4,04Å, 3,74-3,37Å y 3,65Å ayudan a corroborar esta identificación. La identificación de los filosilicatos se realizó en base a los picos de mediana a baja intensidad localizados en 9,98Å (Muscovita o illita) y 4,99Å, las arcillas en las posiciones 28,4Å, 4,49Å y 2,57Å y la vermiculita en la posición 14,21Å y 7,1Å (Fig. 8.5 A).

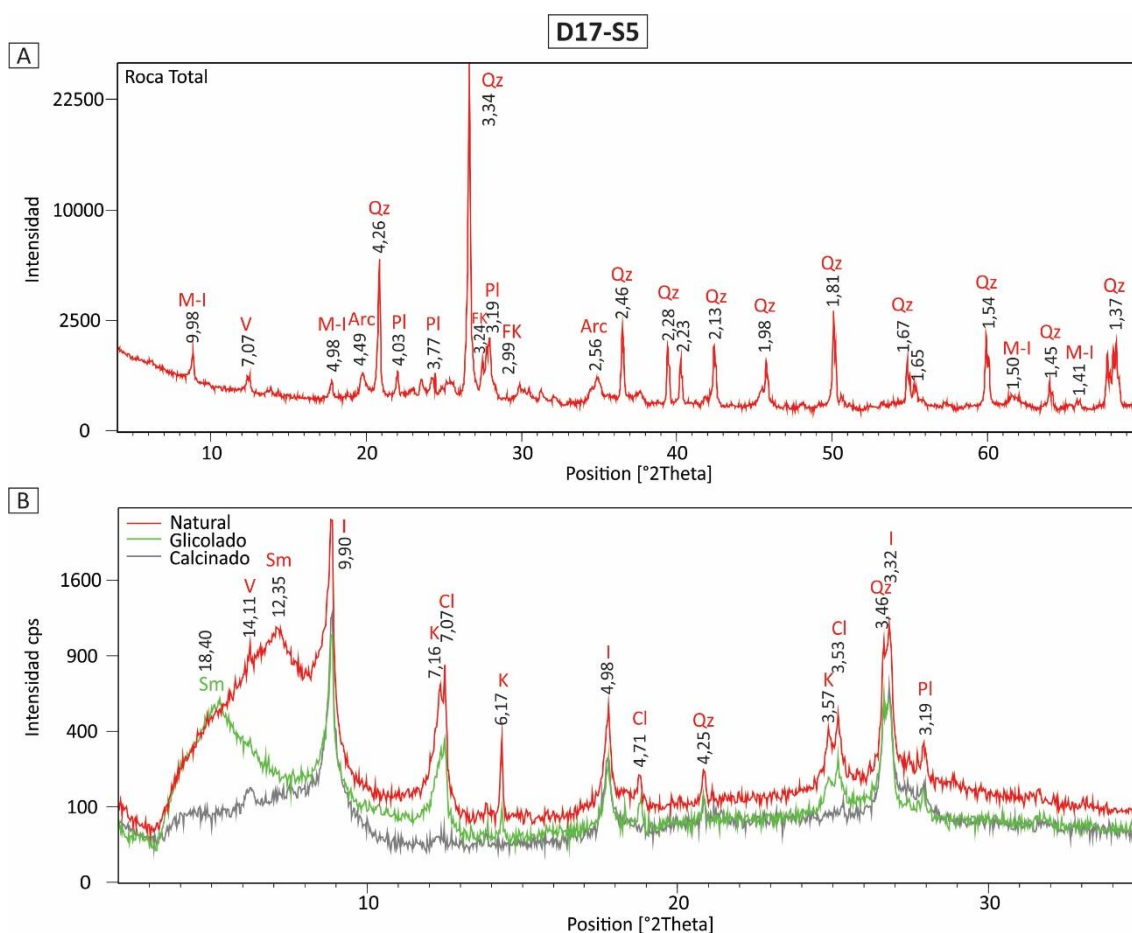


Figura 8.5: Difractogramas de la muestra D17-S5. La muestra corresponde a limos arenosos del margen de canal del río San Antonio. A: Composición mineralógica sobre roca total. B: Composición mineralógica sobre fracción arcilla (< 2 μm). Qz: cuarzo, PI: plagioclasa, FK: feldespato potásico, M-I: muscovita-Illita, Arc: arcillas, I: Illita, Sm: esmectita, K: caolinita, Cl: clorita, V: vermiculita.

### 8.2.2 Muestras orientadas

Las muestras orientadas muestran una composición dominada por illita (I) entre un 43 y 72%, le siguen en abundancia las esmectitas (Sm) entre 4 y 33%, luego caolinita (K) entre 11 y 25% y por último clorita (Cl) entre 4 y 17% en ocasiones asociada a la illita. Se identifican trazas de interestratificados de Illita-esmectita (I-Sm). Se informa también la existencia de vermiculita (V) y minerales como cuarzo, plagioclasas y feldespatos potásicos (Tabla 8.3, Fig. 8.5 B).

MUESTRA	ILLITA	ESMECTITA	I/Sm	CLORITA	CAOLINITA	OTROS
D17-T1M5	59	22	Tr	9	11	Tr: Qz, Pl, V
D17-T1M6	43	33	Tr	10	14	Tr: Qz, Pl, V
D17-T3M3	56	17	Tr	11	16	Tr: Qz, V
D17-T3M4	48	29	Tr	11	13	Tr: Qz, Pl
D17-T4M2	58	14	Tr	14	14	Tr: Qz, Pl, V
D17-T4M4	53	20	Tr	11	16	Tr: Qz, Pl
D17-T5M2	47	11	Tr	17	25	Tr: Qz, Pl, V
D18-T1M6	70	4	Tr	5	20	Tr: Qz, V
D18-T3M2	68	6	Tr	8	17	Tr: Qz, V
D18-T3M3	66	11	Tr	6	17	Tr: Qz, V
D18-T3M5	72	5	Tr	6	17	Tr: Qz, V
D18-T4M1	70	5	Tr	5	20	Tr: Qz, V
D18-T4M2	56	19	Tr	6	19	Tr: Qz, Pl, V
D18-T5M1	61	9	Tr	10	19	Tr: Qz, V
D18-T5M6	59	11	Tr	10	19	Tr: Qz, V
D17-S2	52	20	Tr	9	19	Tr: Qz, Pl
D17-S5	45	30	Tr	10	14	Tr: Qz, Pl, V
D18-S4	69	4	Tr	5	21	Tr: Qz, V
D18-S9	68	7	Tr	4	21	Tr: Qz, Pl, V
D13*	60	20	Tr	10	10	-----
D14*	60	>1	Tr	20	20	-----
D15*	40	20	Tr	25	15	-----

Tabla 8.3: Mineralogía de fracción menor a 2  $\mu\text{m}$  de muestras orientadas. Qz: cuarzo, Pl: plagioclasa, V: vermiculita, Tr: trazas. Las muestras indicadas con \* fueron publicadas en Marcomini *et al.* (2018).

La illita (I) se encuentra presente en todas las muestras analizadas y se convierte en el mineral principal de la fracción inferior a 2  $\mu\text{m}$ ., alcanzando un porcentaje promedio del 59%. La illita se presenta con un pico agudo y bien definido en la posición



de 9,96Å y 10,08Å en el difractograma natural, los picos en la segunda y tercera posición corresponden a 4,98 - 5,01Å y 3,33Å respectivamente. En el difractograma sometido a vapores de etilenglicol (EG), la posición e intensidad del pico se mantiene estable, aunque es común que el ancho total disminuya, debido a la existencia de minerales interestratificados tipo Illita – esmectita (I-Sm). En el registro del difractograma con la muestra calcinada a 450°C, el pico mantiene tanto la posición como la intensidad.

Los minerales del grupo de las esmectitas (Sm) identificados en la mayoría de las muestras, poseen un porcentaje promedio de 15% de la fracción arcillosa. Se caracterizan por presentar un pico ancho e irregular en el difractograma natural entre 12,14Å y 12,60Å con desviaciones hacia los ángulos bajos que se expande hasta valores entre 15,43Å y 16,98Å en el difractograma sometido a vapores de etilenglicol (EG) y colapsan en el difractograma calcinado. La interpretación de los difractogramas natural y con tratamiento etilenglicol (EG) junto con el hecho de que el pico y las desviaciones colapsan en el difractograma calcinado, confirma la presencia de capas de illita-esmectitas (I-Sm) interestratificadas al azar (Moore y Reynolds, 1997).

La caolinita (K) se encuentra presente en todas las muestras con un porcentaje promedio de 18%. Está representada en el difractograma natural por picos irregulares ubicados en las posiciones 7,14Å y 3,57Å, que se mantiene estable al momento de ser glicolado y colapsan por completo al ser calcinado a 450°C. En la muestra D17-S5 se reconoce un pico a los 6,17Å con las mismas características en los tres difractogramas.

La clorita (Cl) se encuentra presente en todas las muestras con un porcentaje promedio de 9%. Está representada en el difractograma natural por picos irregulares ubicados en las posiciones 7,06Å y 3,53Å, que se mantiene estable al ser glicolado y colapsan en parte al ser calcinado a 450°C. En la muestra D17-S5 se reconoce un pico a los 4,71Å con el mismo comportamiento.

La vermiculita (V) se encuentra presente en casi todas las muestras menos en D17-T3M4 y D17-S2. Está representada en el difractograma natural en los picos ubicados en la posición 14,1-14,2Å, al ser glicolado muestra ligeras expansiones y al ser calcinado colapsa en algunas ocasiones, pudiendo representar interestratificados con otros minerales de arcilla. La vermiculita no se tiene en cuenta para el cálculo de la semi

cuantificación de arcillas. También se reconocen minerales accesorios como cuarzo en la posición 3,46Å y 4,28Å y plagioclasas en la posición 3,19Å (Fig. 8.5 B).

Las muestras orientadas fueron graficadas en un diagrama ternario que relaciona las proporciones de illita (+clorita), caolinita y esmectita (Fig. 8.6) donde se puede observar una asociación rica en illita con porcentajes variables de esmectita entre 4 y 33% y menor variabilidad de caolinita entre 11 y 25%.

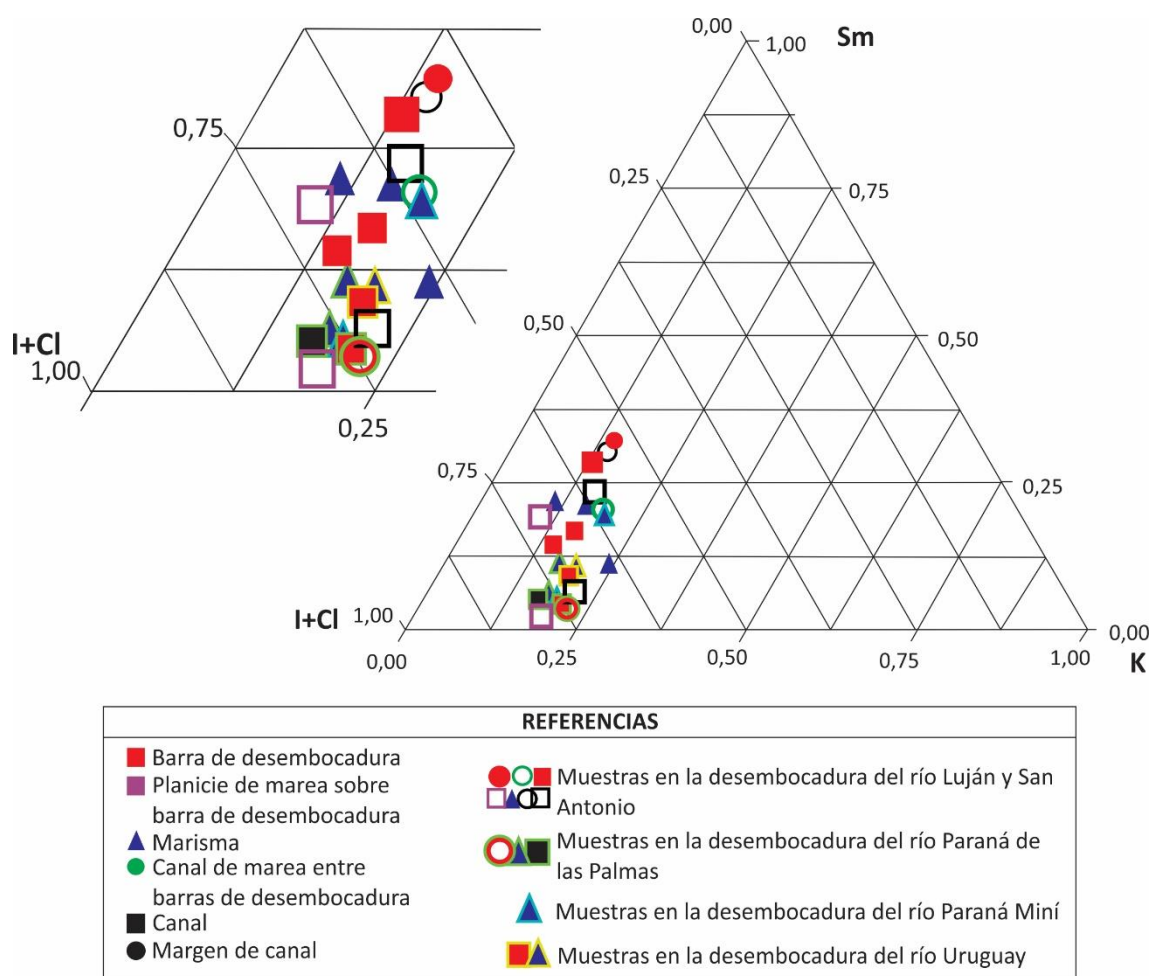


Figura 8.6: Contenido relativo de minerales de arcilla de los sedimentos analizados. I+Cl: illita + clorita, Sm: esmectita. K: caolinita. Los iconos sin relleno corresponden a muestras de sedimentos superficiales y los iconos rellenos a muestras de sedimento de testigos.

### 8.3 ANÁLISIS DE LA COMPOSICIÓN DE LOS SEDIAMENTOS EN LA DESMBOCADURA DE LOS PRINCIPALES RÍOS Y SEGÚN LOS AMBIENTES DEPOSITACIONALES

El análisis de la composición de los sedimentos en la desembocadura de los principales ríos, muestra que los sedimentos que presentan los mayores porcentajes de cuarzo se encuentran en la desembocadura de los ríos Paraná de las Palmas (69% fracción arena fina-limo grueso; 53% fracción arcilla-RT) y Uruguay (67% fracción arena fina-limo grueso; 75% fracción arcilla-RT). Los sedimentos de estos sectores presentan igual porcentaje de fragmentos líticos (21%) y similares porcentajes de feldespatos, entre 10 y 12% (fracción arena fina-limo grueso) y 7% (fracción arcilla-RT; plagioclasas 5% y feldespatos potásicos 2%). Los sedimentos presentes en la desembocadura del río Paraná de las Palmas presentan los mayores porcentajes de arcillas y filosilicatos (40%). Para los sedimentos en la desembocadura del río Uruguay los porcentajes de estos minerales son de 18%.

Los sedimentos en la desembocadura de los ríos Luján y San Antonio están caracterizados por un 64% (fracción arena fina-limo grueso), 55% (fracción arcilla-RT) de cuarzo, 24% de fragmentos líticos y 12% (fracción arena fina-limo grueso), 17% (fracción arcilla-RT; plagioclasas 12% y feldespatos potásicos 5%) de feldespatos. Estos sedimentos también presentan un 28% de arcillas y filosilicatos.

Los sedimentos en la desembocadura del río Paraná Miní son los que presentan menores porcentajes de cuarzo (58%) pero los mayores porcentajes de fragmentos líticos (32%) y 10% (fracción arena fina-limo grueso), 17% (fracción arcilla-RT; plagioclasas 12% y feldespatos potásicos 5%) de feldespatos. Los porcentajes de arcillas y filosilicatos son de 35% (Fig. 8.7 A; 8.8 A).

Los sedimentos de ambientes de canales presentan los mayores porcentajes de cuarzo (77% fracción arcilla-RT; 59% fracción arena fina-limo grueso). Sedimentos correspondientes a depósitos de tormenta y barras de desembocadura también presentan elevados porcentajes de cuarzo, entre 71 y 69% respectivamente (fracción arena fina-limo grueso). A su vez los sedimentos de estos ambientes presentan los menores porcentajes de fragmentos líticos, entre 18 y 19%. Menores porcentajes de cuarzo se determinan en sedimentos de canales de marea entre barras de desembocadura (64% fracción arena fina-limo grueso; 54% fracción arcilla-RT), marismas (63% fracción arena fina limo grueso; 55% fracción arcilla-RT), planicies de marea sobre barras desembocadura (62% fracción arena fina-limo grueso) y barras de

desembocadura estabilizadas (49% fracción arcilla-RT). Los mayores porcentajes de fragmentos líticos se presentan en sedimentos de planicies de marea sobre barras desembocadura y canales (31 y 30% respectivamente). Los porcentajes de fragmentos líticos en sedimentos de canales de marea entre barras de desembocadura son de 25% y en marismas de 20%.

Los mayores porcentajes de arcillas y filosilicatos se presentan en las barras de desembocadura estabilizadas 41% (fracción arcilla-RT). Ambientes de barra de desembocadura y canales entre barras presentan 34% (fracción arcilla-RT) de estos. Las marismas presentan 31% (fracción arcilla-RT) y los canales 15% (fracción arcilla-RT) de arcilla y filosilicatos

Los porcentajes de feldespatos varían entre 7 y 17% (fracción arena fina-limo grueso) y entre 8 y 14% (fracción arcilla-RT) en todos los ambientes analizados salvo en canales entre barras donde no fueron identificados feldespatos potásicos con la técnica de DRX, pero si plagioclasas (12%). Los menores porcentajes corresponden a sedimentos de depósitos de planicies de marea sobre barras de desembocadura 7% (fracción arena fina-limo grueso) y canales 8% (fracción arcilla-RT, plagioclasas 5% y feldespatos potásicos 3%) y los mayores porcentajes a sedimentos de marismas (17% fracción arena fina-limo grueso; 14% fracción arcilla-RT, plagioclasas 9% y feldespatos potásicos 5%). Sedimentos de canales, canales de marea entre barras de desembocadura y depósitos de tormenta presenta 11% (fracción arena fina limo grueso) de feldespatos. Los sedimentos de barras de desembocadura contienen 12% (fracción arena fina limo grueso) de feldespatos (Fig.8.7 B, 8.8 B). Las barras de desembocadura presentan plagioclasas 9% y feldespatos potásicos 4% (fracción arcilla-RT) y las barras de desembocadura estabilizadas plagioclasas 5% y feldespatos potásicos 5% (fracción arcilla-RT) (Fig. 8.8 B).

El análisis de la composición mineralógica de la fracción arcilla de los sedimentos en la desembocadura de los principales ríos, muestra que los sedimentos presentes en la desembocadura del río Paraná de las Palmas muestran los mayores porcentajes de illita (69%), en abundancia le siguen los sedimentos presentes en la desembocadura del río Paraná Miní (63%), luego sedimentos presentes en la desembocadura del río Uruguay (60%) y por último sedimentos presentes en la desembocadura de los ríos Luján

y San Antonio. La esmectita presenta altos porcentajes en sedimentos en la desembocadura de los ríos Luján y San Antonio (20%). Sedimentos presentes en la desembocadura de los ríos Paraná Miní y Uruguay presentan entre 10 y 12% de esmectita. Los menores porcentajes se presentan en sedimentos presentes en la desembocadura del río Paraná de las Palmas. Los porcentajes de caolinita varían entre 16 y 20%. Los menores porcentajes se presentan en sedimentos en la desembocadura de los ríos Luján y San Antonio y los mayores en sedimentos en la desembocadura del río Paraná Miní. Sedimentos en la desembocadura de los ríos Uruguay y Paraná de las Palmas presentan 19% de caolinita. La clorita se presenta mayormente en sedimentos presentes en la desembocadura de los ríos Uruguay, Luján y San Antonio (11%). Menores proporciones de clorita se encuentra presentes en sedimentos en la desembocadura de los ríos Paraná de las Palmas (6%) y Paraná Miní (5%) (Fig. 8.9 A).

Los ambientes de canales presentan los mayores porcentajes de illita (70%), luego le siguen en abundancia ambientes de barras de desembocadura (61%), marismas (59%), barras de desembocadura estabilizadas (56%) y canales de marea entre barras (52%). Los porcentajes de esmectita se presenta en abundancia de manera inversa a la illita. Los mayores porcentajes se presentan en canales de marea entre barras (20%) y los menores porcentajes en canales (6%). Las barras estabilizadas presentan 18% de esmectita, las marismas 14% y las barras de desembocadura 11%. Los porcentajes de caolinita son de entre 18 y 19% en todos los ambientes analizados. La clorita tampoco presenta grandes variaciones, entre 5 y 10%. Los mayores porcentajes se presentan en ambientes de barras de desembocadura y los menores porcentajes en ambientes de canales. Los porcentajes de clorita son del 9% en marismas y canales de marea entre barras y del 8% en barras de desembocadura estabilizadas (Fig. 8.9 B).

En general se observa una significativa homogeneidad composicional a lo largo de las áreas de desembocadura y los subambientes analizados.



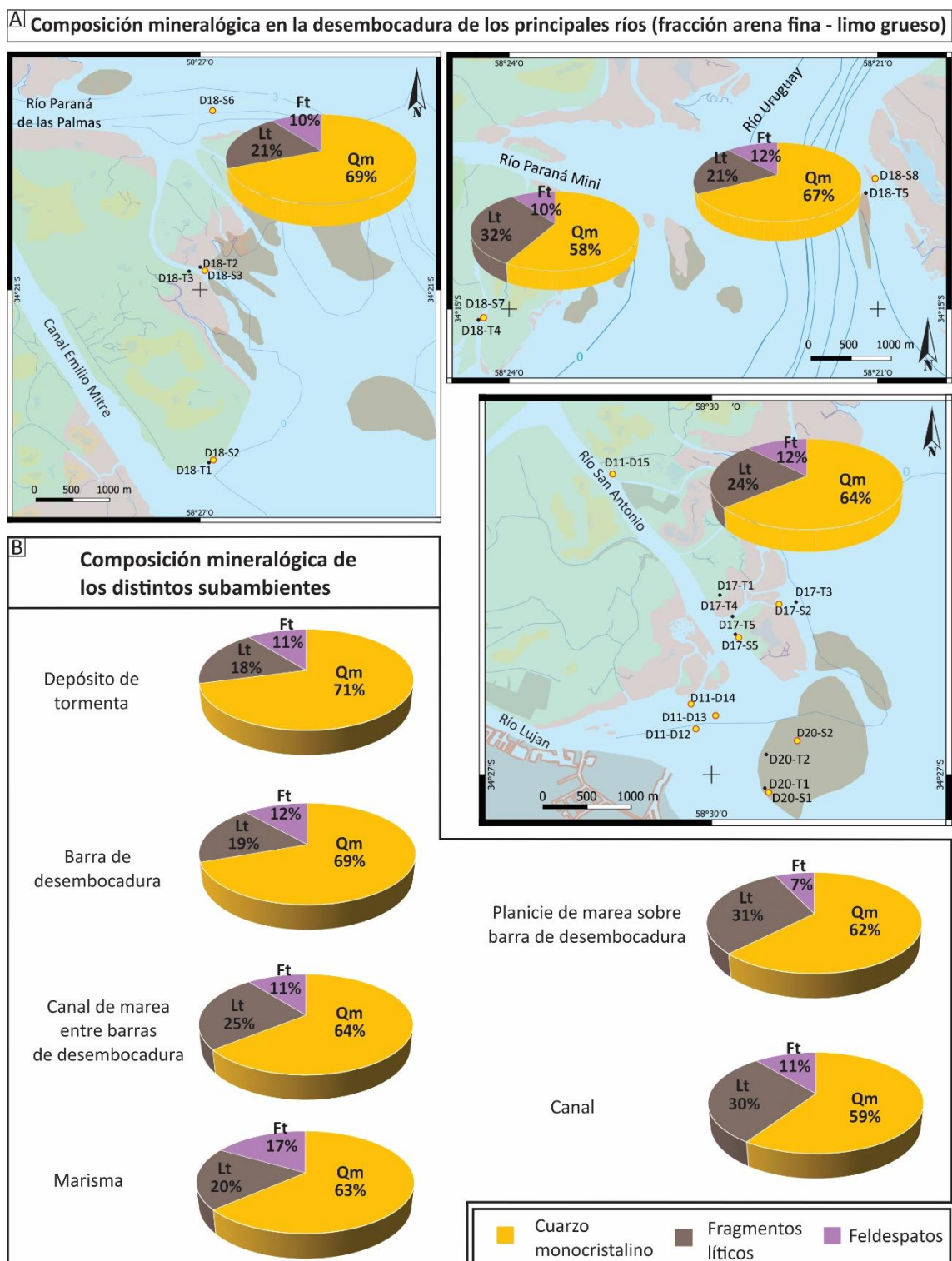


Figura 8.7: A: Gráficos circulares que representan la composición mineralógica de muestras de la fracción arena fina-limo grueso en la desembocadura de los principales ríos. B: Gráficos circulares que representan la composición mineralógica de muestras de la fracción arena fina-limo grueso en los distintos subambientes del frente deltaico.

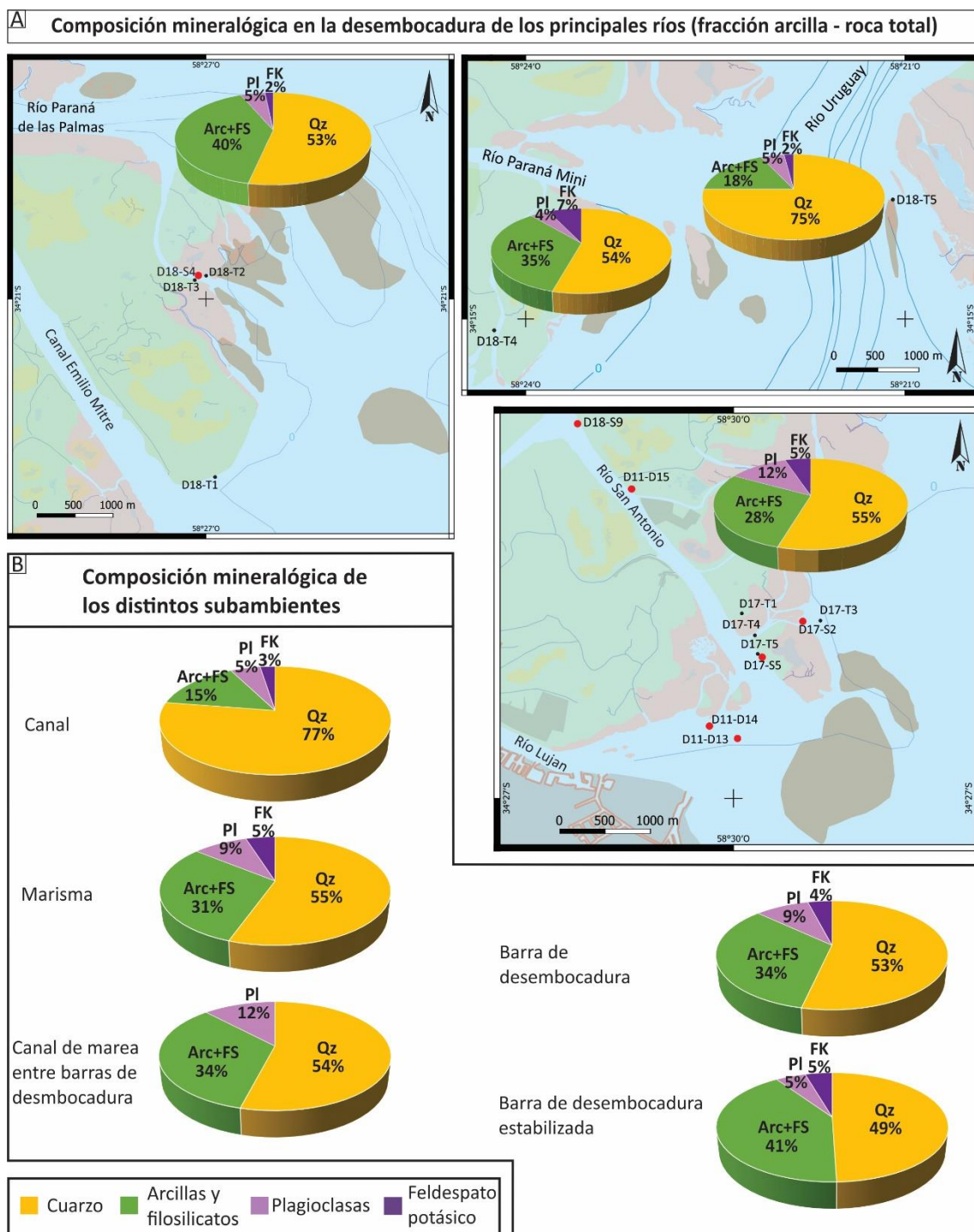


Figura 8.8: A: Gráficos circulares que representan la composición mineralógica de muestras de la fracción arcilla - roca total (DRX) en la desembocadura de los principales ríos. B: Gráficos circulares que representan la composición mineralógica de muestras de la fracción arcillas - roca total (DRX) en los distintos subambientes del frente deltaico.

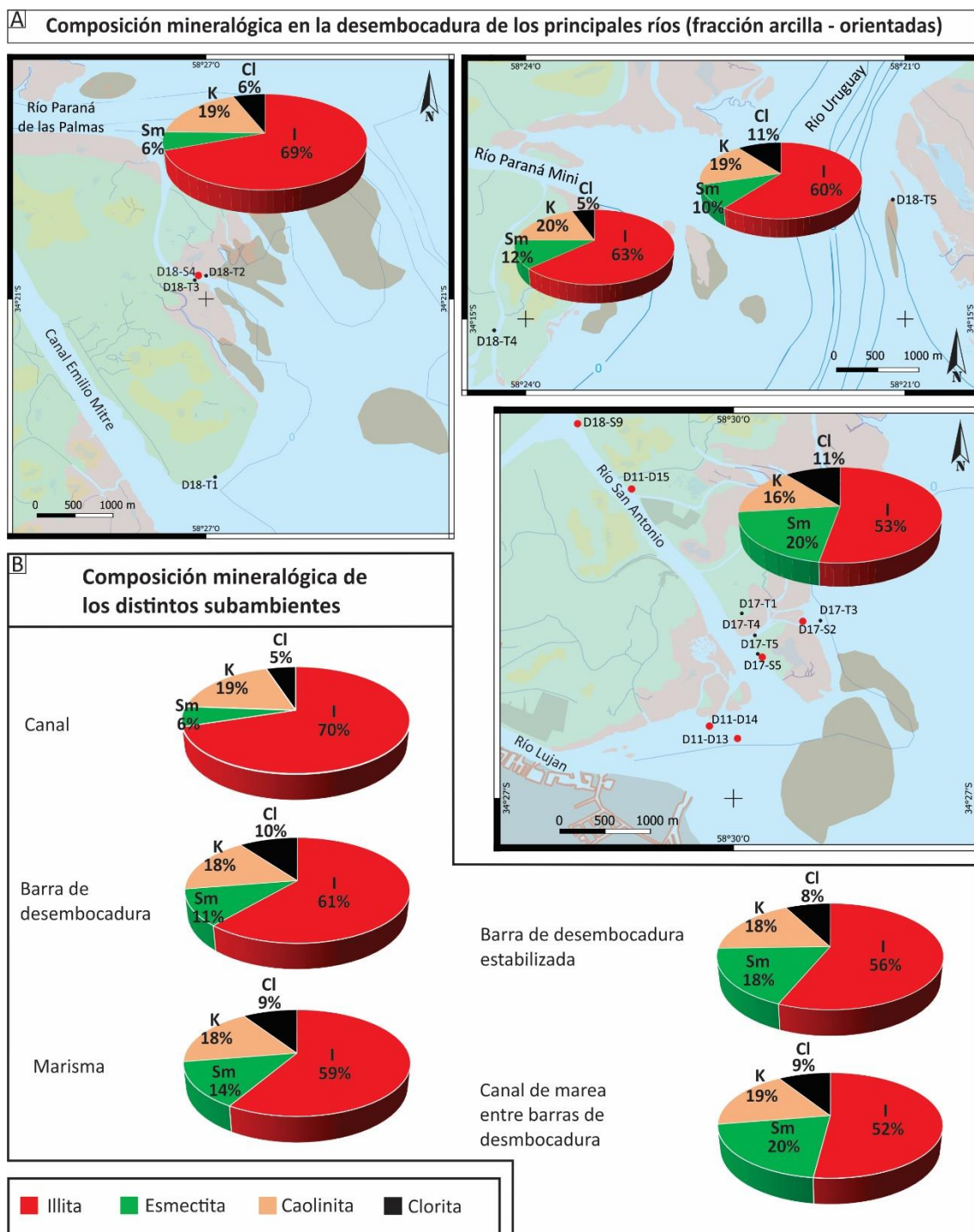


Figura 8.9: Gráficos circulares que representan la composición mineralógica de la fracción arcillas - muestras orientadas (DRX) en la desembocadura de los principales ríos. B: Gráficos circulares que representan la composición mineralógica de la fracción arcillas - muestras orientadas (DRX) en los distintos subambientes del frente deltaico.

#### 8.4 MINERALOGÍA Y ÁREAS DE APOORTE DE SEDIMENTOS DELTAICOS

Existen varios trabajos que describen la mineralogía de los sedimentos de las áreas de aporte al frente del delta del Paraná. A continuación, se realiza una breve descripción de estos antecedentes los cuales se ven resumidos en la figura 8.10.

Con respecto a la composición mineralógica de la fracción arcilla, González Bonorino (1965), Depetris (1968), Depetris y Griffin (1968), Bonetto y Orfeo (1984), Bertolino y Depetris (1992), Bonetto *et al.* (1994), Orfeo (1995, 1999), Iriondo y Kröhling (1996, 2008), Kröhling (1999), Kröhling y Orfeo (2002), Depetris *et al.* (2003), Manassero *et al.* (2008), Amato y Silva Busso (2009) y Marcomini *et al.*, (2018), establecen una composición illítica-esmectítica dominante para los afluentes del río Paraná.

La illita proviene de sectores andinos y de la llanura Chaqueña a través de los ríos Bermejo y Pilcomayo, el río Juramento-Salado y el río Paraguay y fue aportada al loess pampeano desde la cordillera andina y movilizada por acción eólica y fluvial durante el Cuaternario tardío (González Bonorino, 1965; Depetris, 1968; Brea *et al.*, 1996; Iriondo, 1997; Kröhling, 1999). El río Carcarañá que atraviesa la llanura loésica pampeana aporta importante cantidad de illita y proporciones subordinadas de caolinita, esmectitas e interestratificados de illita/esmectita (Kröhling y Orfeo, 2002). Los minerales arcillosos illíticos, productos de la erosión de rocas madre no meteorizadas, son característicos de regiones frías, áridas y semiáridas y topografía escarpada, típico de ambientes andinos, donde la erosión mecánica interfiere con la formación del suelo (Bertoldi de Pomar, 1984; Manassero *et al.*, 2008).

La esmectita deriva de la alteración de rocas volcánicas en áreas tropicales mal drenadas, siendo las áreas de origen de este mineral detrítico, la Cordillera de los Andes, la llanura Chaqueña del Alto Paraná y formaciones de la cuenca media del río Paraná, como así también, la meseta basáltica (basalto potásico alterado) de la alta cuenca del río Uruguay (Iriondo y Kröhling, 2008; Garzanti *et al.*, 2021). La Formación Ituzaingó presenta altos porcentajes de esmectita con caolinita subordinada e illita en la cuenca media del río Paraná (Iriondo, 1980; Thalmeier *et al.*, 2021).

Los ríos que presentan abundante esmectita con interestratificados illita/esmectita (I/S) son el río Pilcomayo, el río Pilagá y el río Paraguay en la cuenca del Alto Paraná; para el Paraná Medio: el río Corrientes y el río Guayquiraró; y en el Bajo Paraná: el río Arrecifes (Bertolino *et al.*, 1991; Bertolino y Depetris, 1992; Manassero *et*

*al.*, 2008). Estos interestratificados son relativamente más abundantes en los afluentes del río Paraná Medio debido a su asociación con depósitos de loess y paleosuelos de formación reciente (Manassero *et al.*, 2008). Las capas mixtas de I/Sm están ligadas a la alteración por meteorización o degradación de las arcillas esmectíticas anteriores (Johnsson y Reynolds, 1986), aunque no se descarta un origen diagenético.

La caolinita se forma en suelos tropicales sobre superficies bien drenadas de diversas rocas que reciben altas precipitaciones. Es el principal componente mineral arcilloso de los suelos lateríticos y de los basaltos mesozoicos de la cuenca alta del río Paraná y Uruguay. Este mineral arcilloso podría representar el 30% del contenido de arcilla en el Alto Río Paraná (Bonetto *et al.*, 1994). Bertolino *et al.* (1991) y Bertolino y Depetris (1992) definieron como fuente de caolinita para la carga suspendida del río Paraná, el río Bermejo y el ambiente tropical de la cabecera del río Paraguay, junto con sedimentos marinos, rocas volcánicas e intrusivas expuestas en esta área. La Formación El Palmar que es una antigua planicie de inundación del río Uruguay en su cuenca media presenta la neoformación de un mineral del Grupo de las Caolinitas que se genera por la combinación directa de alúmina y sílice (Iriondo y Kröhling, 2003).

Las arcillas de clorita se forman en ambientes de clima frío, por la meteorización física de rocas básicas y metamórficas de bajo grado ricas en Mg (Ehermann *et al.*, 1992). La clorita se encuentra presente en sedimentos de diferentes sectores de la cuenca del río Paraná (Depetris, 1968; Bertolino y Depetris, 1992; Bonetto *et al.*, 1994; Manassero *et al.*, 2008) y es relativamente más abundante en el Alto Paraná (Bonetto y Orfeo, 1984). Este mineral arcilloso deriva probablemente de rocas básicas del Escudo brasileño y de la Cordillera de los Andes (Manassero *et al.*, 2008) y de retrabajo de depósitos de la llanura Pampeana.

La fracción más gruesa (2-20  $\mu\text{m}$ ) de los sedimentos de la carga suspendida del río Paraná mostró una composición definida por abundante cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, mica y fragmentos líticos, indicando basamento cristalino de rocas ígneas ácidas como la fuente principal (Depetris y Griffin, 1968; Depetris *et al.*, 2003; Marcomini *et al.*, 2018).

La mineralogía de sedimentos superficiales del sector sur de la llanura Chacoparanaense determinan distintas áreas de aporte: un origen volcánico piroclástico



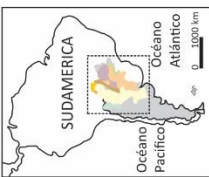
que deriva en gran parte de sedimentos pampeanos y postpampeanos, un aporte de origen metamórfico con contribución ígnea y sedimentaria procedente del cratón aflorante en Brasil y Uruguay como así también de las sucesiones sedimentarias superpuestas (Etchichury y Tófaló, 2004). Las principales áreas de aporte de sedimentos loésicos pampeanos fueron la Cordillera de los Andes y las Sierras Pampeanas.

La cuenca baja del río Carcarañá, afluente del río Paraná, presenta dominancia de materiales de origen volcanoclástico andino (vidrio, cuarzo policristalino y fragmentos líticos), con un aporte regular de las Sierras Pampeanas (cuarzo, feldespatos, fragmentos líticos y alteritas). Esta mineralogía se ve representada en el loess de la Formación Tezanos Pinto en la fracción arena muy fina y de distintas subfracciones del limo (Kröhling, 1999; Kröhling y Orfeo, 2002).

Diversos cursos de agua que atraviesan la llanura loésica, como los arroyos del Medio, Ramallo, Tala, Arrecifes, y Areco todos desembocando en el río Paraná o el río Luján, aportando diversas cantidades de arena, limo y arcilla (Manassero *et al.*, 2004), siendo la illita el argilomineral dominante. Este material loésico presenta una composición muy variada, con áreas de aporte volcánico y de rocas ígneo-metamórficas (Iriondo y Kröhling, 1995).

La caracterización mineralógica de los calcretes de la Formación Puerto Yerúa en los afloramientos de las barrancas del río Uruguay, determinan que están constituidos por un 65 y 90% de carbonato. El material detrítico constituye entre el 10 y 35% de la roca y está compuesto por cuarzo mono y policristalino, feldespatos, fragmentos líticos de areniscas cuarzosas, de rocas volcánicas básicas, fragmentos pelíticos, clastos de calcedonia y minerales accesorios (Tófaló, 1990).

La composición de sedimentos generados por meteorización de basaltos de inundación continentales en la cuenca del río Uruguay, determina para las arenas proporciones variables de cuarzo, fragmentos de roca volcánica vítrea a enrejada, plagioclasa y clinopiroxeno augítico, y la grava consiste predominantemente en clastos volcánicos con calcedonia o geodas de cuarzo que ocurren localmente. El cuarzo reciclado se encuentra en cantidades invariablemente significativas lo que demuestra el potencial de generación de arena de la exposición local de areniscas ricas en cuarzo y depósitos de loess subyacentes, intercalados o suprayacentes (Garzanti *et al.*, 2021).



178

La Formación Botucatú (Formación Misiones) aflorante en la cuenca del río Paraná, de edad Triásico y Jurásico y está compuesta por arenas de origen eólico y fluvial. Las areniscas cuarzosas generadoras de cuarzo reciclado.

También se deben considerar los aportes de los ríos Nogoyá y Gualeguay, tributarios del río Paraná, y del río Gualeguaychú, tributario del río Uruguay que atraviesan la planicie entrerriana formada por depósitos fluviales y palustres y representados por la Formación Hernandarias y el Grupo Punta Gorda (Brunetto *et al.*, 2017). La Formación Punta Gorda está caracterizada por loess muy afectado por pedogénesis en varios niveles y cementado por precipitación de carbonatos. Los materiales tienen procedencia andina, con contribuciones menores del escudo brasileño (Iriondo y Kröhling, 2008). La Formación Hernandarias fue definida por Iriondo (1980). Es una secuencia sedimentaria limosa que representa un antiguo barreal depositado por el río Uruguay con aportes eólicos menores. Los aportes de sedimentos a esta formación son de origen fluvial y volcaniclásticos andinos (Iriondo y Kröhling, 2008).

## ***CAPÍTULO 9: DISCUSIÓN***

Las características geomorfológicas y las sucesiones sedimentarias aquí estudiadas en el frente de avance del delta del río Paraná aportan una necesaria base de datos. Esta información es clave para investigar la configuración y dinámica de las geoformas que determinan la progradación del sistema. Asimismo, es útil para analizar las características de las facies sedimentarias y los arreglos internos que se depositan a partir del avance de un delta dominado por acción fluvial y altamente constructivo, desarrollado en la cabecera de una cuenca con configuración estuarina, donde predominan los procesos mareales, mientras que la acción del olaje cobra relevancia en situaciones de tormentas excepcionales.

### **9.1 GEOMORFOLOGÍA – SEDIMENTOLOGÍA**

Hasta el momento, y según los antecedentes científicos publicados, la franja costera de progradación del frente deltaico del río Paraná no contaba con un estudio geomorfológico y sedimentológico detallado como el presentado en esta tesis. En base a los datos obtenidos y a las propuestas conceptuales de Bates (1953), Wright (1977), y Suter (1994), junto con antecedentes del delta del río Paraná (Urien, 1972; Parker y Marcolini, 1989; Cavallotto y Violante, 2015; Marcomini *et al.*, 2018) se evaluó la relación entre las geoformas y los sedimentos. En este sentido, la relación entre el esquema de la distribución general de tipos texturales de sedimentos de fondo del sector interior del estuario del Río de la Plata con la batimetría (según datos del Servicio de Hidrografía Naval, SHN, de mediados de la década de 1960; Urien, 1972), resultó una herramienta útil ya que permitió contextualizar geomorfológicamente los depósitos colectados (Fig. 7.19). A pesar de que este esquema corresponde a un periodo diferente al del muestreo realizado (2011, 2017, 2018 y 2020), 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.

Para determinar la progradación de un sistema deltaico es fundamental el estudio de la formación de barras en la desembocadura de los canales distributarios de un delta (Bates, 1953; Wright, 1977). Para ello, en este trabajo, se analizaron mediante sensores remotos, series temporales de imágenes e información de campo permitiendo detallar la configuración y dinámica de las mismas, así como las características de los depósitos que las originan.

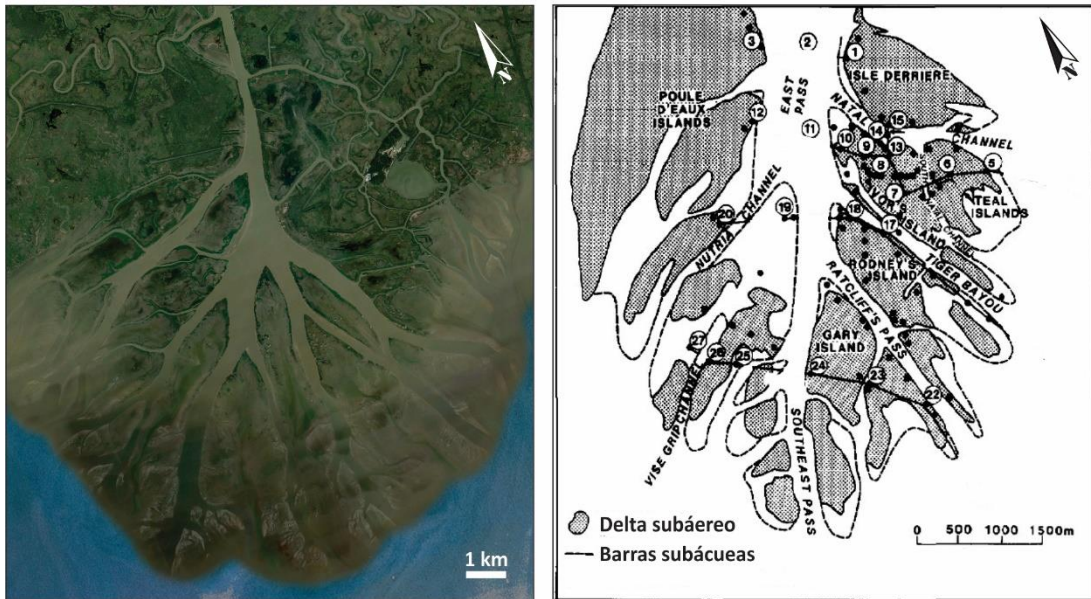
En cuanto a la morfología de las barras, en el frente de progradación se observaron las típicas barras radiales, semejantes a las descritas por Wright (1977) y reconocidas en otros deltas (e.g., Kostaschuk, 1985; van Heerden y Roberts, 1988; Olariu y Bhattacharya, 2006). Según el modelo de efluentes dominado por fricción de Wright (1977), se puede comprobar que las barras de desembocadura estudiadas en la zona responden, de manera coherente, a la configuración batimétrica de la cuenca donde desemboca el río Paraná. (Fig. 7.22). Estas barras de desembocadura comienzan como depósitos arenosos, compatibles con dicho modelo de sedimentación por fricción, que es característico de deltas formados en cuerpos de agua somera. Las barras presentan inicialmente una morfología radial para luego crecer en dirección mayormente perpendicular a la línea de costa, conformando entonces barras elongadas (Fig. 6.8 A, B, C) determinando ciclos de crecimiento y adosamiento de barras de desembocadura a la planicie deltaica inferior (Marcomini *et al.*, 2018). Algunas barras radiales se mantienen como tales, y es así como en la zona activa de progradación deltaica se reconocen ambos tipos de morfologías, radiales y elongadas (Fig. 9.1).

La progradación de las barras de desembocadura determina la extensión del patrón de canales distributarios de diseño bifurcante. Este diseño consiste en sucesivas bifurcaciones de canales en dirección a la desembocadura, generando un gran número de cursos hacia el frente deltaico (Coleman y Wright, 1975; Wright, 1977). La abundancia de estos canales distributarios en la desembocadura controla la distribución de sedimentos en este sector del delta y la geometría de los cuerpos de arena, así como la forma general de la costa sumado a la reelaboración de los depósitos por procesos de la cuenca receptora (Coleman y Wright, 1975; Martini y Sandrelli, 2015) (Fig. 9.1, 9.2). Observaciones realizadas por Quesada (2019) en el delta del río Paraná mostraron que la evolución de los canales distributarios ocurre en base a dos fases: la primera, de



génesis de canales distributarios por depositación y adosamiento de barras de desembocadura en el frente de avance deltaico y una segunda, de desarrollo de canales en la planicie deltaica de acuerdo con tres etapas, reducción del ancho, migración lateral de tramos sinuosos y migración de embocadura.

**A** van Heerden y Roberts (1988)  
Delta del río Atchafalaya



**B** Delta del río Paraná

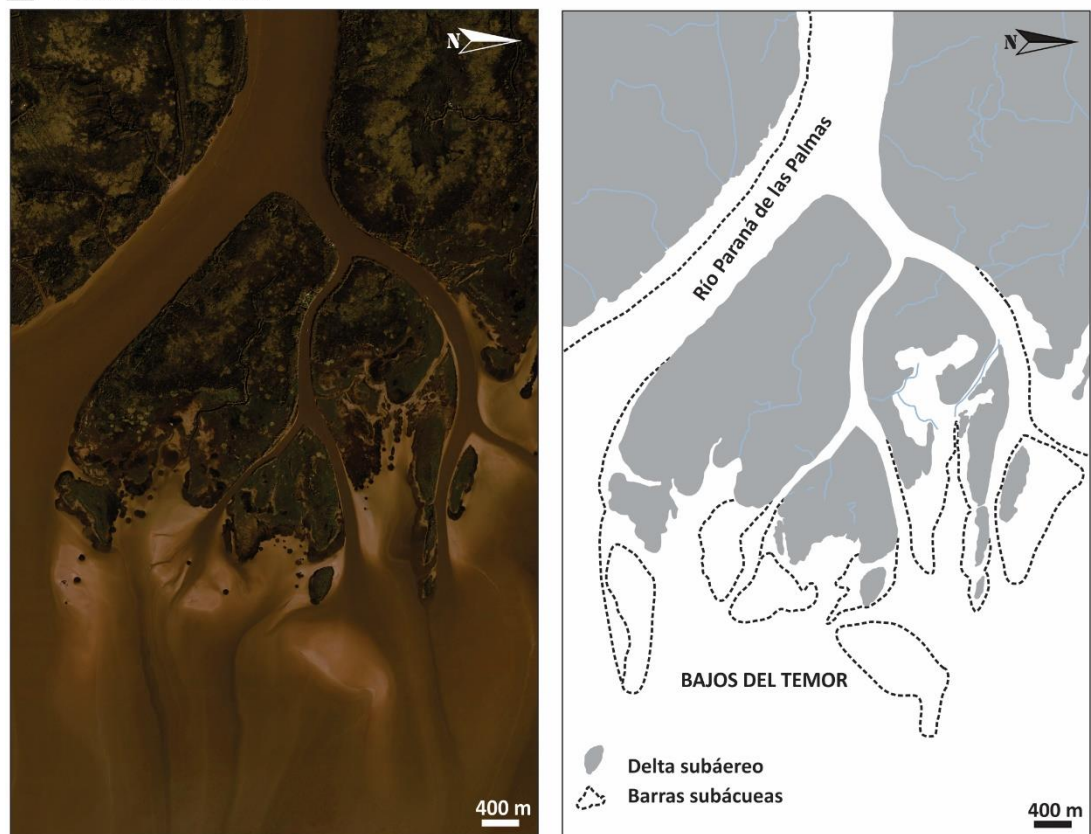


Figura 9.1: A: Morfología de barra de desembocadura, distribución radial y elongada y canales distributarios con diseño bifurcante del delta del río Atchafalaya, en el golfo de México, a la izquierda imagen satelital año 2023, a la derecha esquema de dicho delta según un relevamiento del año 1981, tomado de van Heerden y Roberts (1988). B: Morfología de barra de desembocadura, distribución radial y elongada y canales distributarios con diseño bifurcante del delta del río Paraná, a la izquierda imagen satelital del año 2017 y a la derecha representación esquemática.

Se reconoce un cambio en el patrón de distribución del delta en base al análisis de imágenes satelitales (Fig.9.3 A). Hacia el este  $\sim 58^{\circ} 48' O$ , el patrón de barras radiales-elongadas es reconocido en la planicie deltaica, es decir, el sector del delta que muestra las primeras bifurcaciones del río Paraná Guazú (Fig. 9.3 B, C). Se considera que aguas arriba de esta zona la planicie deltaica se desarrolló a partir de un frente deltaico que no mostraba las mismas morfologías actuales, debido, tal vez, a una menor influencia del río Uruguay. Por su parte, la zona donde deja de reconocerse este patrón de las barras coincide, mayormente, con el límite que propusieron Milana y Kröhling (2015) para el cambio entre un delta dominado por acción de oleaje a un delta, aguas abajo, dominado por acción fluvial. El análisis mediante sensores remotos de sectores del delta subaéreo del río Paraná, aguas arriba del frente de progradación activo, permitió reconocer remanentes de morfologías radiales y elongadas parcialmente desdibujadas debido a los procesos que modelan el paisaje del delta subaéreo. También, en varios sectores, se percibió la presencia de paleocanales de marea en el margen de las barras elongadas resultando una evidencia de antiguas líneas de costa (Fig. 9.3 C-1, 2). Los resultados sobre la evolución de los canales distributarios de Quesada (2019) y el reconocimiento aquí realizado de remanentes de barras radiales y elongadas en el actual delta subaéreo permiten inferir que la morfología de las barras es un condicionante de primer orden en el diseño de la red de canales distributarios del delta estudiado. Cabe destacar que estas inferencias resultan preliminares en tanto provienen únicamente de observaciones en imágenes satelitales, ya que no fue un objetivo planteado para esta tesis. Estudios futuros basados en información de campo, por ejemplo, mediante el uso de barreno helicoidal para analizar el tipo de relleno sedimentario, podrían reforzar o rectificar las hipótesis aquí planteadas.

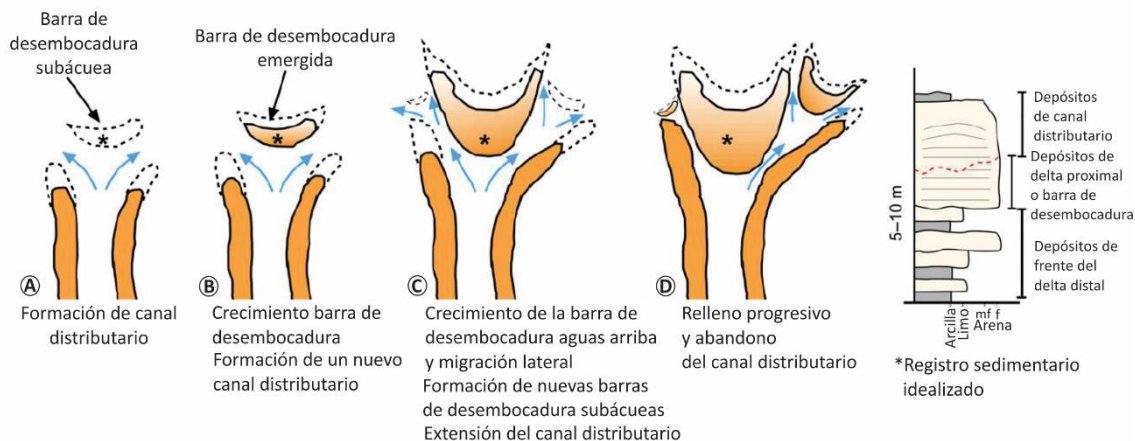
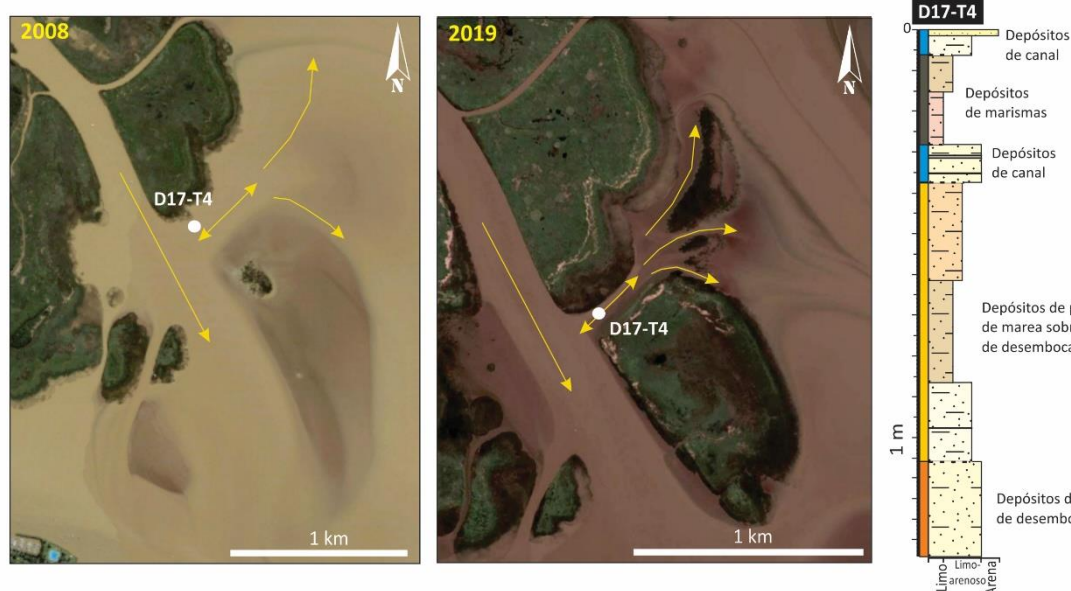
**A Martini y Sandrelli (2015)****Evolución de canales distributarios:****B Canales distributarios y registro de sedimento del frente del delta del río Paraná**

Figura 9.2: A: Propuestas de evolución de canales distributarios y su registro sedimentario, según Martini y Sandrelli (2015). B: Propuestas de evolución de canales distributarios y su registro sedimentario para el sector sur del frente del delta del río Paraná.

En base al análisis de las sucesiones sedimentarias y los resultados granulométricos, se documentó la amplia predominancia de arenas finas limosas y limos arenosos, con un amplio predominio de facies heterolíticas (tanto flaser, ondulosa como lenticular), seguidas por bancos masivos. La propuesta de una serie de asociaciones de facies (AF) realizada en este trabajo que, se infiere, representan distintos subambientes de los tres sectores deltaicos estudiados (Tabla 7.4), permitirá sistematizar los estudios del frente de progradación deltaica del delta del río Paraná, constituyendo una

herramienta para el análisis de deltas de cabecera de estuario formados por grandes ríos, de carga sedimentaria limo-arenosa, en cuerpos de agua someros dominados por mareas.

Si comparamos las sucesiones de nuestro caso de estudio con sistemas deltaicos similares, deltas con barras de desembocadura de tipo radial, encontramos que los depósitos aquí estudiados resultan, en algunos casos, semejantes a los descritos por van Heerden (1983), Olariu y Bhattacharya (2006), y Martini y Sandrelli (2015). Estos ejemplos corresponden a deltas actuales y a sucesiones interpretadas como producto de sistemas deltaicos.

Los registros de sedimentos del delta actual del río Atchafalaya (golfo de México) (van Heerden, 1983; van Heerden y Roberts, 1988) mostraron que las barras de desembocadura estaban compuestas por arenas finas y limos, con una laminación fina, paralela y entrecruzada, y cubiertas por arcillas con laminación horizontal, en ciclos granodecrecientes, centimétricos (3-9 cm). Según dicho autor, 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. Los depósitos de barras descritos en esta tesis representan sucesiones arenosas finas a arenas limosas (AF1a) masivas o con laminación horizontal en paquetes granodecrecientes, depositados bajo las mismas condiciones de ambientes protegidos.

En las sucesiones de edad pliocena (cuenca de Siena, Italia) (Martini y Sandrelli, 2015) que fueron interpretadas como producto de depositación deltaicas con dominio de acción fluvial, en una cuenca marina relativamente poco profunda, sin efectos de las mareas e influencia local de acción de las olas, se reconocieron abundantes facies heterolíticas y bancos amalgamados de areniscas en las facies de frente deltaico, distal y proximal respectivamente. Los registros analizados en esta tesis mostrarían solamente la parte superior de los rellenos postulados en este, debido probablemente a que, por cuestiones técnicas, no se obtuvieron testigos más largos (Fig. 9.2).



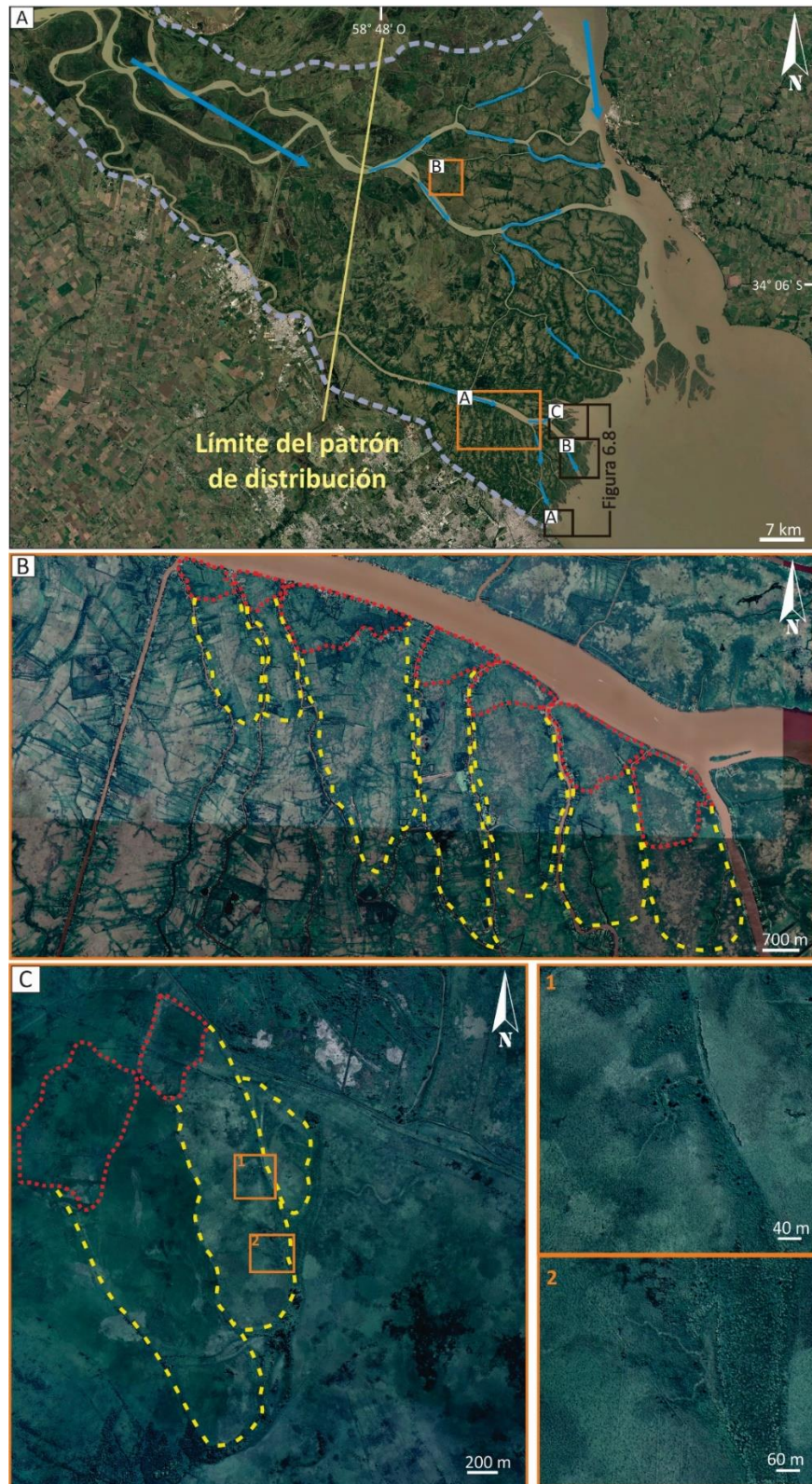


Figura 9.3: Patrón de distribución de barras en planicie deltaica inferior A) Modificación del patrón de distribución y morfología de las barras de desembocadura en el frente del delta del río Paraná. B) Barras de desembocadura estabilizadas de morfología elongada y dirección NO-SE sobre la planicie deltaica inferior. C) Barra de desembocadura elongada en planicie deltaica subaérea donde se observa el remanente de canales de marea; 1, 2) Detalle de los canales de



marea donde puede observarse la típica disminución del ancho del canal y somerización aguas arriba. Línea punteada roja: núcleo inicial de sedimentación de morfología lobada. Línea punteada amarilla: prolongación elongada de la barra de desembocadura

Como era previsible, en función de la predominancia de procesos mareales por sobre el oleaje en la cuenca receptora del delta del río Paraná, 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. Estos autores describieron paquetes grano-crecientes y refieren que internamente están formadas por depósitos de flujos hiperpícnicos.

Una característica de los depósitos estudiados es la abundancia de bancos masivos en los intervalos arenosos y areno limosos. Estos niveles no siempre presentan rasgos de bioturbación o deformación sinsedimentaria que permita explicar la falta de estructuras sedimentarias. El origen de las arenas masivas ha constituido un extenso tema de debate en la comunidad científica, y para ellas se han planteado distintos modelos de generación (e.g., Martin y Turner 1998; Zavala, 2020). En el caso aquí estudiado se postula que el carácter masivo de las arenas finas, arenas limosas y limos arenosos responde principalmente 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. 6.9), 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, los limos arenosos, con abundantes estructuras heterolíticas, son los depósitos más frecuentes que conforman las planicies de marea sobre barras de desembocadura. Estos fueron incluidos en la subfacies AF1b (Tabla 7.4, Fig. 7.20).

Es sabido que los paquetes con estructuras entrecruzadas son característicos de los depósitos de frente deltaico (e.g., Reading y Collinson, 1996). Por esta razón,

especulamos que para el delta del río Paraná la escasa presencia de este tipo de estructuras sedimentarias resulta del carácter extremadamente somero de la cuenca receptora, donde dominan profundidades menores a 1 m hasta 5 km aguas afuera de la línea de costa. A su vez, no se descarta que un muestreo más extendido de testigos de sedimento pueda revelar la presencia de depósitos con laminaciones entrecruzadas.

En cuanto al espesor de las sucesiones arenosas de las barras de desembocadura se infiere que estos depósitos (incluidos en la AF1 de esta tesis) pueden alcanzar un espesor mayor al reconocido en las sucesiones estudiadas (< 40 cm), en vista de los descritos en otros sistemas deltaicos (e.g., Olariu y Bhattcharya, 2006), además 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 delta del río Paraná no se presumen depósitos de barras de gran espesor, mayores a un metro, debido a que la profundidad promedio es menor a 2 m para los sectores proximales del estuario interior (ver Fig. 4.3, batimetría del estuario del Río de la Plata) y al escaso espacio de acomodación vertical

A partir de mediciones meteorológicas, Framiñan *et al.* (1999) exponen un modelo numérico de un evento de sudestada determinando el desarrollo de flujos de tormenta con velocidades de 50 cm/s en el interior del estuario. Por otro lado, Forrest *et al.* (2017) realizaron un estudio sobre valvas de *Corbicula fluminea* en un lago de USA, de tamaños semejantes a las encontradas en los testigos estudiados, determinando el inicio de transporte de dichas valvas por velocidades de flujo de 25 cm/s. En función de estos datos es posible definir a los depósitos documentados en el frente del delta formados por bioclastos (litofacies Gb) y arenas finas a muy finas, en menor medida limosas y fangosas (Tabla 7.4, Fig. 7.20) como depósitos de tormenta. El intenso retrabajo que se genera en el frente de progradación deltaica y el transporte de partículas de mayor granulometría se evidencia por la sucesión descrita en los 25 cm superiores del testigo D18-T1 de una acumulación de 10 cm de espesor de valvas y fragmentos de valvas y la presencia de abundantes raíces y restos de frondes (ver figura 7.12). A su vez, en el delta de cabecera de bahía de Mobile en el Golfo de México se describen depósitos de estas características en testigos extraídos, interpretando la unidad como facies de frente de delta (Greene *et al.*, 2007).

La sedimentación en los canales del delta del río Paraná está caracterizada por depósitos de arenas limosas y limos arenosos y en menor medida arenas fangosas y arenas, con variadas estructuras sedimentarias, abundante bioturbación y deformación sin-sedimentaria (Tabla 7.4, Fig. 7.20). Se presentan en sucesiones con abundante alternancia de litofacies y los valores de SM sugieren ciertas tendencias grano-crecientes que estarían relacionadas con rellenos sucesivos de estos canales. Esto coincide con los registros de canales estudiados por Olariu y Bhattacharya (2006) muestran sucesiones típicas de facies del frente delta grano-crecientes, estructuras sedimentarias características de flujo de efluentes unidireccionales, pero también muestran evidencia de reelaboración por olas y mareas.

En las sucesiones estudiadas también pudo reconocerse la presencia de bancos con laminación heterolítica inclinada (IHS en Fig. 7.8) (Tabla 7.4, Fig. 7.20), en particular en facies del delta subáqueo proximal. La estructura IHS indica típicamente ciclicidad estacional en la sedimentación y fue interpretada como producto de la acreción lateral de barras en espolón (*point bar*), bajo acción diaria de las mareas (Thomas *et al.*, 1987). Por la configuración geomorfológica del sitio de muestreo del testigo D11-T2 y la sucesión sedimentaria estudiada, se interpreta que los depósitos con IHS responden a sedimentación en canales distributarios subáqueos, en sectores laterales a las barras de desembocadura (albardón subáqueo) generando una serie de “láminas de acreción” que marcan los diferentes episodios de depósito. Se describe como un depósito singular donde no pudo determinarse su continuidad lateral. En dicho testigo la AF3b aparece cubierta por sedimentos de AF1, que incluye a los depósitos de barra expuestos en el momento del muestreo (ver figura 7.8). Sisulak y Dashtgard (2012) describieron depósitos con similares características en deltas dominados por procesos fluviales e influenciados por mareas. Sugirieron que las IHS pueden desarrollarse en otros contextos además de los de barras por acreción lateral 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 (albardón o lateral de barra) con influencia de mareas, unos 5-10 km aguas arriba de la línea de costa. De igual manera que el ejemplo aquí descripto, las IHS se reconocieron en un testigo

extraído en el contexto de una barra de desembocadura lindera a un canal subáqueo (Mapa 6.2, Fig. 7.8). Estas estructuras rítmicas son potencialmente generadas por corrientes de marea alternas donde casi todas las estructuras sedimentarias están orientadas hacia el reflujo.

Se estimaron rangos temporales en las sucesiones en base al análisis geomorfológico temporal, el registro estratigráfico y la información publicada del delta estudiado. En función de la correlación con testigos fechados de áreas cercanas a las aquí estudiadas dentro del frente del delta (Schuerch *et al.*, 2016) y de la presencia de valvas de *Corbicula fluminea*, especie invasora presente en el delta del Paraná desde el año 1970 (Ituarte, 1981), se estimó que las sucesiones de los testigos analizados representan la sedimentación ocurrida en el frente de progradación del delta del río Paraná entre *ca.* el año 1915 y los años 2011, 2017, 2018 y 2020 (años de muestreos y relevamientos). La tasa de sedimentación estimada es de 1,7 a 2 cm por año. Estos valores de acreción vertical se encuentran en un rango adecuado en comparación con los resultados obtenidos de dataciones por Schuerch *et al.* (2016). Las estimaciones de rangos temporales que abarcan como máximo los últimos 105 años corresponden a depósitos del Antropoceno propuesto por Crutzen y Stoermer (2000). Debido a falta de financiamiento suficiente, no se pudieron realizar fechados numéricos en los depósitos estudiados.

## 9.2 PROGRADACIÓN DEL FRENTE DELTAICO

La velocidad de progradación de los deltas altamente constructivos es un tema de valiosa relevancia para el desarrollo de las poblaciones que habitan dichas regiones, entre otras cuestiones por la generación de nuevos terrenos continentales. Semejante a lo que fue relevado en otros deltas del mundo, siendo un ejemplo paradigmático el delta del río Mississippi en el golfo de México, las tasas de avance reconstruidas para el delta del río Paraná por otros autores son muy elevadas, del orden de varias decenas de metros por año. El avance del frente deltaico presenta una tendencia general de crecimiento estable hasta los años 1982-83 y luego manifiesta una mayor tasa de avance debido al aumento de las descargas fluviales del río Paraná generada por un notable aumento de las precipitaciones sobre la alta cuenca del Plata, con una nueva tendencia

a la estabilización (Sarubbi *et al.*, 2006; Sarubbi, 2007; Pittau *et al.*, 2007; Medina y Codignotto, 2013; Marcomini *et al.*, 2018).

Sobre la planicie deltaica inferior de los tres sectores analizados se reconocieron antiguas líneas de costa (ej. Fig. 6.20 a 6.23). Estas morfologías están representadas por escarpas de erosión, cordones litorales y algunos canales, observados en las imágenes satelitales. El reconocimiento de estas geoformas permite reconstruir con mayor exactitud las posiciones de paleocostas a lo largo de la progradación del delta. Marcomini *et al.* (2018) describieron, para el sector entre el río Luján y el río San Antonio, paleocostas semejantes, que fueron interpretadas como resultado de la acción del oleaje e incremento del nivel del agua del estuario durante tormentas. Depósitos de estas características denominados *chenniers*, han sido también descriptos en otros deltas, como por ejemplo el del Mississippi (Penland y Suter, 1989).

El análisis geomorfológico temporal del frente deltaico del río Paraná realizado en esta tesis para el periodo 1936/1956-2022 muestra una elevada tasa de avance y agradación del mismo sobre el estuario, con valores lineales de 1 a 50 km. Para un mismo delta, la morfología y la tasa de avance del frente deltaico puede variar a lo largo de su área litoral debido a la presencia de distintas relaciones entre el aporte fluvial y las condiciones de la cuenca receptora como olas y mareas (Bhattacharya y Giosan, 2003). Reforzando esta afirmación, para el frente deltaico del río Paraná, se determinó un incremento areal para los tres sectores en estudio. Los mismos son de 1424 ha para el sector sur en los últimos 86 años, de 1767 ha para el sector centro y de 266 ha para el sector norte en los últimos 66 años. El área que comprende las islas Solís y Oyarbide aumentaron 4513 ha su superficie en los últimos 38 años.

Los mayores valores de crecimiento del delta se registraron en el sector sur entre el río Luján y el río Paraná de las Palmas, con tasas de 55,70 m/año. Para este sector Medina y Codignotto (2013) establecieron un avance de 30 m/año para el periodo 1750-2010 y Marcomini *et al.* (2018) de entre 42 y 45,13 m/año para el periodo 1933-2016. El incremento areal de la zona de las islas Solís y Oyarbide fue mayor al establecido anteriormente con un aumento de 4531 ha. Para este sector Sarubbi *et al.* (2006) establecieron un incremento areal de 3149,1 ha para el periodo 1969-2002 y Pittau *et al.* (2007) de 3145,3 ha para el periodo 1905-2002. Los resultados aquí obtenidos son



semejantes a los establecidos en los antecedentes del área y se estima que los sectores en donde se calculó mayor incremento areal se debe al periodo estudiado en esta tesis.

Una interpretación relativa sobre las diferencias en las tasas de avance de los distintos sectores estudiados es la cantidad de carga sedimentaria que aporta cada afluente y su relación con las condiciones hidrometeorológicas (vientos, olas y mareas) del estuario. Por otro lado, el límite natural de la costa uruguaya y el gran caudal del río Uruguay determinan que los sedimentos sean transportados y depositados en la confluencia con el río de la Plata donde el flujo pierde velocidad y capacidad de transporte (Sarubbi *et al.*, 2006; Pittau *et al.*, 2007). Mas allá de que este punto de depositación se impulsó a partir de los años ENOS 1982-83, otro aspecto a tener en cuenta es el cambio en el uso del suelo de la cuenca de drenaje que podría estar generando mayor cantidad de sedimentos (CIC Plata, 2016). También debe considerarse la influencia del monzón de verano sudamericano que genera una amplia zona de fuertes precipitaciones en la cuenca del Plata (Zhou y Lau, 1998; Vera *et al.*, 2006; Novello *et al.*, 2017) y cuyas variabilidades pueden resultar en distintas tasas de avance del delta.

Otros aspectos a tener en cuenta al analizar las elevadas tasas de avance del frente deltaico es que se encuentran en una zona de áreas cratónicas donde la componente de hundimiento es nula o se ve disminuida. Este sector del Cratón del Río de la Plata, se considera como una región continental estable ya que se ubica en el margen pasivo de la Placa Sudamericana (Dalla Salda, 1999).

Por otro lado, no debe dejar de mencionarse la bajante extraordinaria del río Paraná producida entre marzo del año 2020 y mediados del año 2022 con leves recuperaciones de los niveles de agua en sectores puntuales de la cuenca en la actualidad (Ver informes Red GIRCYT, 2023). Aunque no se observaron tendencias de retrocesos ni erosión, estos podrían manifestarse en unos años ya que ha generado un descenso importante de los niveles de agua y posiblemente de aporte sedimentario.

El NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) estableció según datos mensuales del nivel medio del mar entre 1905 y 1987 para el mareógrafo del puerto de la ciudad de Buenos Aires una tendencia de aumento relativo de  $1,57 \pm 0,3$  mm/año (Lanfredi *et al.*, 1998:  $1,6 \pm 0,1$  mm/año, período 1905-1992) y para el periodo

entre 1957-2021 en Palermo, ciudad de Buenos Aires, una tendencia de aumento relativo de  $1,92 \pm 0,51$  mm/año. Esta tendencia implica un aumento de 203 mm para el periodo estudiado en esta tesis (1936-2022) en donde la dinámica evolutiva del delta del río Paraná no se encuentra alterada por el ascenso del nivel del mar evidenciado por la elevada tasa de avance del frente deltaico.

### 9.3 VARIABILIDAD MINERALÓGICA

Del análisis composicional de la fracción arena muy fina-limo grueso de los sedimentos aquí estudiados se determina la abundante presencia de cuarzo monocristalino (promedio, 63,9%), el predominio de feldespatos potásicos (8,8%) sobre las plagioclasas (1,8%) y de fragmentos líticos metamórficos sobre fragmentos líticos volcánicos y sedimentarios. A su vez, también se deduce que los sedimentos presentan una variación composicional del orden del 30% para el cuarzo, del 21% para los fragmentos líticos, del 16% para los feldespatos potásicos. El porcentaje de plagioclasas, minerales accesorios y bioclastos, no presentan mayores diferencias. El contenido de bioclastos está ligado a muestras que podrían corresponder a sectores más restringidos acordes para el hábitat de estos organismos. Estos clastos son escasos a nulos en áreas con altas tasas de sedimentación y aumentan en las condiciones energéticas como barras de desembocadura de canales distributarios.

Para los sedimentos de la desembocadura de los ríos Lujan y San Antonio se estableció una composición promedio rica en cuarzo monocristalino (64%), 24% de fragmentos líticos y 12% de feldespatos. La descripción de cortes petrográficos de Marcomini *et al.* (2018) para sedimentos de la Primera Sección del frente deltaico disponen una composición conforme a la composición establecida en los sedimentos aquí analizados, pero con menor proporción de cuarzo monocristalino (promedio 32%), similares porcentajes de fragmentos líticos (promedio, 23%) y más rica en feldespatos (promedio 20%).

El cuarzo monocristalino se presenta en gran abundancia. Las áreas de aporte de este mineral son tanto áreas de la Cordillera de los Andes como de Sierras Pampeanas, así como el retrabajo de depósitos Cuaternarios. La presencia de clastos de cuarzo policristalino está indicando un significativo aporte metamórfico. Otro indicio de este

aporte es la presencia de feldespatos potásicos ligeramente más abundantes que las plagioclasas. Dentro del porcentaje total de fragmentos líticos, los de mayor abundancia son los fragmentos líticos metamórficos los cuales indican un importante aporte de áreas cratónicas y de Sierras Pampeanas, en menor medida de retrabajo de depósitos aluviales y eólicos de la llanura Pampeana. Los escasos fragmentos líticos volcánicos provienen de la Cordillera de los Andes y del retrabajo de la planicie loésica y los fragmentos líticos sedimentarios son aportados por afloramientos que drenan los cursos de la cuenca que provienen posiblemente de afloramientos de las unidades sedimentarias y calcretes - silcretes del Cretácico tardío y Paleógeno del sur de la cuenca del Paraná en Uruguay (Tófalo y Pazos, 2010; Tófalo *et al.*, 2011).

Los clastos tamaño arena de los depósitos del frente del delta del río Paraná, pueden haber sido transportado a lo largo del sistema fluvial del río Paraná desde las áreas cordilleranas andinas y terrazas de los ríos Paraná y Uruguay, es decir clastos de primer ciclo originados en las planicies aluviales Cuaternarias y por erosión fluvial de afloramientos pre-Cuaternarios a lo largo de la cuenca. Diversos autores como Frenguelli (1927), Gentile y Rimoldi, (1979) e Iriondo y Kröhling (2008) han descrito depósitos de rodados fluviales presentes en las barrancas del río Uruguay y sus tributarios principales. Otra posible génesis podría ser el retrabajo de las cubiertas fluvio-eólicas de la llanura Chacoparanaense. Se estima que estos últimos dos aportes serían los más abundantes en la proporción total de clastos.

Las muestras de fracción arcilla analizadas como agregados desorientados están compuesta principalmente por cuarzo (promedio 56%), en abundancia le siguen las arcillas y filosilicatos (promedio, 31%) y menores proporciones de plagioclasa y feldespatos potásicos (promedio 8 y 4% respectivamente) (Fig. 8.10). La comparación de estos resultados aquí obtenidos con el análisis de difracción de rayos X en roca total de Depetris y Griffin (1968), Depetris (2003) y Marcomini *et al.* (2018) sobre sedimentos de la cuenca del Paraná y los depósitos del frente deltaico, establece una relación directa entre los mismos determinando una composición con abundancia de cuarzo y menores proporciones de feldespatos y filosilicatos.

La composición de la fracción arcilla de las muestras de sedimentos aquí analizadas, muestran asociaciones minerales donde domina la illita en promedio 59%,

la esmectita y la caolinita presentan porcentajes similares, en promedio 15% y 18% respectivamente y la clorita con porcentajes en promedio de 9% (Fig. 8.10). Los porcentajes de illita en sedimentos del frente deltaico se asemejan a los establecidos por distintos autores para las áreas de aporte (promedio 50%) (ver figura 8.10). Las esmectitas presentan menores porcentajes que los establecidos anteriormente para las áreas de aporte por diversos autores (promedio 25%) (ver figura 8.10). Los porcentajes de caolinita para sedimentos del frente deltaico varían entre 11 y 25% (promedio 18%) y se encuentran acordes a los establecidos por los antecedentes de las áreas de aporte (promedio 17%) (ver figura 8.10), salvo Manassero *et al.* (2008) y Iriondo y Kröhling (2003) que establecen altos porcentajes de caolinita para la cuenca del Alto Paraná y el río Uruguay. Los porcentajes de clorita establecidos para sedimentos del frente deltaico y de antecedentes de las áreas de aporte son relativamente bajos (promedio 8%), salvo determinaciones puntuales de Bonetto y Orfeo (1984) y Depetris (1968) que establecen porcentajes cercanos al 30% para el río Paraná inferior y el río Uruguay respectivamente.

Las diferencias en los porcentajes de la composición de los sedimentos analizados podrían estar ligada a la mayor o menor influencia sobre cada área de los tributarios principales del estuario del Río de la Plata, el río Paraná y el río Uruguay. Estos resultados deben ser reforzados con muestreos estacionales de mineralogía de sedimentos en suspensión y de fondo de la desembocadura de los ríos Paraná y Uruguay.

De acuerdo a los antecedentes analizados, la composición de la carga en suspensión del río Paraná y sus afluentes principales responden a áreas fuentes primarias, pero también se debe considerar el aporte de sedimentos de retrabajo costero por sus afluentes menores que atraviesan distintas litologías, como la cubierta loésica cuaternaria, calcretes, paleosuelos, entre otros. La variación en los componentes principales se vincula con la extensión de la cuenca y la variabilidad litológica que atraviesan sus cursos fluviales lo que implica múltiples áreas de aporte de sedimento.

## ***CAPÍTULO 10: CONCLUSIONES***

Los antecedentes analizados y las investigaciones realizadas permiten concluir que los deltas dominados por acción fluvial, con alto aporte sedimentario y que desembocan en cuencas de aguas someras, presentan múltiples canales distributarios arenosos de carga mixta que están íntimamente asociados con el desarrollo de barras de desembocadura con morfologías radiales y rápida progradación.

Los relevamientos de campo mostraron un frente de progradación extenso, con aguas muy someras, midiéndose profundidades, en promedio, menores a 4 metros, con la excepción de aquellos canales sujetos a dragado para permitir la navegación. Estos datos son semejantes a lo observado en información batimétrica publicada.

Los sectores estudiados del frente de progradación del delta del río Paraná se caracterizan por la presencia de barras de desembocadura de morfología radial y extensión elongada hacia el sudeste, típicas de un patrón de deposición friccional. En el delta subáqueo estas barras pueden alcanzar grandes extensiones (hasta 7 km<sup>2</sup>) y presentan muy baja pendiente.

Las barras están primeramente formadas por arenas limosas y limos arenosos, en menor proporción arenas finas-muy finas sin fango. Sobre estas superficies migran óndulas de corrientes, comúnmente asociadas a acumulación de finos, determinando la dominancia de depósitos de tipo heterolítico areno-fangoso.

Los resultados muestran un significativo retrabajo por procesos mareales, flujos de tormenta y corrientes de deriva litoral fundamentalmente por acción del oleaje en los sectores del frente deltaico, con una influencia en la morfología de las barras y en los tipos de depósitos sedimentarios resultantes, confirmando una de las hipótesis planteadas.

En el término de pocas décadas, la yuxtaposición de las barras de desembocadura, su estabilización por el rápido crecimiento de vegetación hidrófila, la acreción vertical, y finalmente el adosamiento a la planicie deltaica inferior, determinan la progradación del delta.

Cabe destacarse que los mapas geomorfológicos del frente deltaico (Mapas 6.1, 6.2, 6.3, 6.4) y las detalladas series temporales realizadas, que se ilustran en las figuras



6.20 a 6.23, constituyen una información de base esencial para la realización de futuros relevamientos geológicos en el delta del río Paraná, así como información complementaria para otros tipos de estudios ambientales. Asimismo, en lo que se refiere a la zona de progradación activa, los mapas elaborados en esta tesis constituyen un documento detallado de la morfología de la zona costera del delta del río Paraná durante el periodo de estudio (1936-2022), situación no menor en un sistema de sedimentación activa y que presenta una alta tasa de avance.

En cuanto a las tasas de avance, de acuerdo con el análisis de series temporales de fotografías aéreas e imágenes satelitales, la evolución morfológica del frente de progradación deltaica del río Paraná en los tres sectores estudiados expone una progradación por adosamiento de barras de desembocadura de canales distributarios con un incremento areal de entre 266 y 4531 ha para los años analizados 1936/1956 a 2022, pudiendo plasmar el objetivo de establecer variaciones morfológicas y sedimentológicas evolutivas.

Los análisis geomorfológicos permitieron reconocer remanentes de morfologías de barras radiales y elongadas en la planicie deltaica subaérea. Estos rasgos constituyen una herramienta valiosa a la hora de analizar el avance del frente deltaico del río Paraná ya que la progradación de las barras no determina necesariamente sucesivas líneas de costa subparalelas entre sí, como fueron interpretadas por otros autores, sino que el sector litoral resulta más complejo, con sectores protuberantes y otros entrantes generando bahías interdistributarias o extensiones de barras como planicies de marea, respectivamente.

Afirmando las hipótesis planteadas, el escaso espacio de acomodación debido a una nula componente de hundimiento que genera una cuenca extremadamente somera, impide la acumulación de depósitos de grandes espesores y la preservación de estructuras.

Las características granulométricas de los depósitos analizados, en muestras superficiales y de testigos de sedimento, representativas de distintos subambientes del frente de progradación del delta del río Paraná, muestran la predominancia de sedimentos areno-limosos. Los análisis granulométricos-estadísticos, aplicación la metodología de miembros extremos, permiten concluir la presencia de sedimentos

formados por mezclas de subpoblaciones, producto de la combinación de diversos mecanismos de producción, transporte y depositación. Esta metodología mostró que es una herramienta conveniente y complementaria para caracterizar e interpretar este tipo de sedimentos de mezcla y que, además, no muestran grandes variaciones de tamaño de grano y como el modelado matemático de miembros extremos debe estar necesariamente guiado por criterios geológicos que tengan en cuenta los distintos procesos de acumulación viables con el ambiente estudiado, y no ser una herramienta puramente matemática.

Los testigos de sedimentos, en distintos puntos del frente deltaico, permitieron una caracterización detallada de la estratigrafía y composición de los depósitos del frente de progradación deltaica del río Paraná. Se reconocieron fundamentalmente sucesiones con arreglos grano-decrecientes. En promedio, las sucesiones comienzan con depósitos de barras desembocadura, compuestos por arenas finas a muy finas y escasos porcentajes de limos, que pasan a depósitos de canales o planicies de marea, caracterizados por limos arenosos y limos, y hacia el tope la secuencia culmina con depósitos de barras de desembocadura estabilizadas, caracterizados por sedimentos principalmente limosos con elevado contenido de arcillas y materia orgánica.

La caracterización sedimentológica de los testigos, el análisis granulométrico estadístico, la determinación de miembros extremos, y las tendencias del  $LOI_{550}$ ,  $LOI_{950}$  y SM, junto con la evaluación geomorfológica de los sitios de muestreo permitió proponer una serie de litofacies y asociaciones de facies, cumpliendo con varios de los objetivos específicos planteados para esta tesis. Se infiere que estas asociaciones representan distintos subambientes de los sectores estudiado del frente del delta del río Paraná, incluyendo depósitos de barra de desembocadura, de canales distributarios subácueos, planicies de marea, bahías interdistributarias y de barras estabilizadas que pasan a formar parte de la planicie deltaica subaérea. Estas asociaciones de facies resultan una herramienta para sistematizar futuros estudios del frente de progradación deltaica del delta del río Paraná. Los resultados, además, permiten aportar al conocimiento de los registros sedimentarios de deltas de cabecera de estuario formados por grandes ríos, de carga sedimentaria limo-arenosa, en estuarios de aguas someras dominados por mareas, como es el caso del delta del río Paraná.

Los depósitos tamaño grava compuestos por valvas y fragmentos de valvas dan idea de los procesos de oleaje y retrabajo al que se encuentra sometido el frente deltaico en eventos de tormentas extraordinarias. Se considera que estos eventos tienen gran influencia sobre la morfología del frente del delta del río Paraná.

Los testigos analizados representan la sedimentación ocurrida en el frente de progradación del delta del río Paraná de los aproximadamente últimos 105 años en función de la correlación con testigos fechados publicados en la literatura y de la presencia de valvas de *Corbícula fluminea*, estimando una tasa de sedimentación de entre 1,7 y 2 cm al año.

Cumpliendo con el objetivo de contribuir al conocimiento de las características petrográfica de sedimentos del frente del delta del río Paraná, la composición de los depósitos, la multiplicidad de áreas de aporte y la influencia del clima se ve reflejada en la composición de los sedimentos del frente del delta del río Paraná ya que es posible en general reconocer las diversas áreas de aporte mineral. De acuerdo a la composición definida para estos sedimentos con abundantes porcentajes de cuarzo y fragmentos líticos metamórfico para la fracción más gruesa y la dominancia de illita en las partículas de arcilla, la impronta de basamento cristalino es marcada con limitados aportes volcánicos, siendo las principales áreas de aporte la Cordillera de los Andes, las Sierras Pampeanas, el escudo brasileño y el retrabajo de depósitos de la llanura circundantes.

**BIBLIOGRAFÍA**

- Aceñolaza, F. G. 2007. Geología y recursos geológicos de la Mesopotamia Argentina. *Serie Correlación Geológica* 22: 1–160.
- Acha, E. M., Mianzán, H., Guerrero R. A., Carreto, J., Giberto, D., Montoya, N. y Carignan, M. 2008. An overview of physical and ecological processes in the Rio de la Plata estuary. *Continental Shelf Research*. 28 (13):1579-158.
- Amato, S. y Silva Busso, A. A. 2009. Estratigrafía cuaternaria del subsuelo de la cuenca inferior del río Paraná. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64: 594-602.
- Ameghino, F. 1908. Las formaciones sedimentarias de la región del litoral de Mar del Plata y Chapadmalal. *Museo Nacional Histórico Natural de Buenos Aires, Anales*, Serie 3, 10: 343-428.
- 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.
- Amsler, M y Drago, E. 1988. Suspended sediment at a cross section of the middle Paraná River: concentration, granulometry and influence of the main tributaries. Proceedings of the Porto Alegre Symposium, *International Association of Hydrological Sciences Publicación* N° 174, pp. 381-396.
- Anthony, E. J., Oyede, L. M. y Lang, J. 2002. Sedimentation in a fluvially infilling, barrier bound estuary on a wave-dominated, microtidal coast: the Oueme River estuary, Benin, west Africa. *Sedimentology* 49, 1095–1112.
- Antico, A. y Vuille, M. 2022. ENSO and Paraná flow variability: Long-term changes in their connectivity. *International Journal of Climatology* 1-11. DOI: 10.1002/joc.7643.
- Arcement, G. J. y Schneider, V. R. 1989. "Guide for Selecting Manning's Roughness Coefficients for Natural Channels and Floodplains," US Geological Survey Water Supply Paper 2339.
- 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.
- Balay, M. A. 1961. El Río de la Plata entre la atmósfera y el mar. Publicación. H-621. Buenos Aires: *Servicio de Hidrografía Naval*. Armada Argentina. pp. 153.
- Barbosa, C. F. y Suguio, K. 1999. Biosedimentary facies of a subtropical microtidal estuary an example from southern Brazil. *Journal of Sedimentary Research* 69, 576–587.

- Barrell, J. 1912. Criteria for the recognition of ancient delta deposits. *Geological Society of America, Bulletin*, v. 23, p. 377–446.
- Barros, V., Chamorro, L., Coronel, G. y Baez, J. 2004. The major discharge events in the Paraguay River: magnitudes, source regions, and climate forcings. *Journal of Hydrometeorology* 5, 1161-1170.
- Bates, C. C. 1953. Rational theory of delta formation. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, v. 39, p. 2119-2162.
- Bertoldi de Pomar, H. 1984. "Estudios limnológicos de una sección transversal del tramo medio del Río Paraná. III: Componentes sólidos transportados en suspensión". *Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral*. Vol. 15, pp. 25-46.
- Bertolino, S. R., Murray, H. H. y Depetris, P. J. 1991. Regular kaolinite/smectite (R1) from the Bermejo River basin, Argentina. *Clays and Clay Minerals* 39:658-660.
- Bertolino, S. R. y Depetris, P. J. 1992. Mineralogy of the clay-sized suspended load from headwater tributaries on the Paraná River: Bermejo, Pilcomayo, and Paraguay Rivers. In: E. T. Degens, S. Kempe, A. Lein and Y. Sorokin (Eds.). Interactions of biogeochemical cycles in aqueous ecosystem. Pt. 7. Mitteilungen des Geologisch-Paläontologischen Instituts der Universität Hamburg, SCOPE/UNEP Sonderband, 52:19-31.
- Bhattacharya, J. P. y Giosan, L. 2003. Wave-influenced deltas: geomorphological implications for facies reconstruction. *Sedimentology* 50, 187–210.
- Biscaye, P. E. 1965 Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Bulletin of the Geology Society of America*, 76, 803-832.
- Bischoff, S. 2006. Sudestadas. In: V. R., Barros, A., Menéndez, y G. Nagy (Eds.), *El Cambio Climático en el Río de la Plata*. UBA-CONICET, Buenos Aires, p. 53–68.
- Blott, S. 2000. GRADISTAT versión 4.0. A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments by sieving or laser granulometer. Surfer processes and modern environments research group. University of London.
- Boggs, Jr, S. 2009. Petrology of Sedimentary Rocks (2nd ed.). Cambridge: Cambridge University. doi:10.1017/CBO9780511626487.
- Bonetto, A. y Orfeo, O. 1984. Caracteres sedimentológicos de la carga en suspensión del Río Paraná entre Corrientes y Esquina (República Argentina). *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología* 15: 51-61.
- Bonetto, C., Gabellone, N. y Poire, D. 1994. Phosphorous fractionation of suspended matter from the Paraná and Bermejo Rivers. *Verhandlungen der Internationale Vereinigung für Limnologie* 25:1878-1881.



- Borús, J. y Giacosa, J. 2014. Evaluación de caudales diarios descargados por los grandes ríos del sistema del Plata al río de la Plata. Dirección y Alerta Hidrológico. *Instituto Nacional del Agua*, Ezeiza, Argentina.
- Borús, J., Uriburu Quirno, M. y Calvo, D. 2017. Evaluación de caudales diarios descargados 470 por los grandes ríos del Sistema del Plata al estuario del Río de la Plata, Dirección de Sistemas de Información y Alerta Hidrológico. *Instituto Nacional del Agua*, Ezeiza, Argentina.
- Bossi, J. y Gaucher, C. 2004. The Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay: an alloch nous block accreted in the Cambrian to SW Gondwana. *Gondwana Research*. 7, 661-674.
- Boyd, R., Suter, J. R. y Penland, S. 1989. Sequence stratigraphy of the Mississippi delta. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 39: 331–340.
- Brea, J. D., Busquets, M. S. y Spalletti, P. D. 1996. Estudio sedimentológico preliminar de la Cuenca Inferior del Río Bermejo. Evaluación del impacto de las presas de la Alta Cuenca del Río Bermejo en la morfología del tramo inferior. Informe LHA 131-01-96. INCYTH-COREBE.
- Brea, J. D., Busquets, M. S. y Spalletti, P. D. 1999. Generación y transporte de sedimentos en la alta cuenca del Río Bermejo. Impacto en la hidrovía, Delta del Paraná y Río de la Plata. Programa Estratégico de Acción para la Cuenca del Río Bermejo.
- Brea, J. D. y Spalletti, P. D. 2010. Generación y transporte de sedimentos en la cuenca binacional del Río Bermejo. Caracterización y análisis de los procesos intervinientes. PEA/BERMEJO-COBINABE, Buenos Aires.
- Brown, S., Nicholls, R. J., Lázár, A. N., Hornby, D. D., Hill, C., Hazra, S. 2018. What are the implications of sea-level rise for a 1.5, 2 and 3 °C rise in global mean temperatures in the Ganges-Brahmaputra-Meghna and other vulnerable deltas? *Regional Environmental Change*, 18(6), 1829–1842. <https://doi.org/10.1007/s10113-018-1311-0>.
- Brunetto, E., Noriega, J. y Brandoni, D. 2013. Sedimentología, estratigrafía y edad de la Formación Ituzaingó en la provincia de Entre Ríos, Argentina. In: El Neógeno de la Mesopotamia argentina. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 14: 13-27.
- Brunetto, E., Ferrero, B. S, Noriega, J. I. 2015. Late Pleistocene lithostratigraphy and sequences in the southwestern Mesopotamia (Argentina): evidences of the Last Interglacial Stage. *Journal of South American Earth Sciences*, 111–128. doi: 10.1016/j.jsames.2014.12.003.

- Brunetto, E., Sobrero, F. y Gimenez, M. 2017. Quaternary deformation and stress field in the Río de la Plata Cratón Southeastern South America), *Journal of South American Earth Sciences*, 1-20.
- Cabrera, A. y Willink, A. 1973. Biogeografía de América Latina. *OEA Serie Biología*.
- C.A.R.P., 1992. Determinación del clima de olas en el Río de la Plata. Departamento de Hidráulica Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional de La Plata. Informe Final. 125 p.
- Cavallotto, J. L. 1987. Morfología y dinámica sedimentaria del Río de la Plata. Informe Final de Beca de Estudio. C.I.C – Servicio de Hidrografía Naval (inédito) 87 p, Buenos Aires.
- Cavallotto, J. L. 1988. Descripción e interpretación morfológica del Río de la Plata. *Simposio Internacional sobre el Holoceno de América del Sur - Paraná*, Entre Ríos. Resúmenes expandidos: 65-68.
- Cavallotto, J. L. 1995a. *Evolución geomorfológica de la llanura costera del margen sur del Río de la Plata*. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. 237 pp, 1 app. (Inédito).
- Cavallotto, J. L. 1995b. Evolución de la topografía del sustrato del Holoceno del "Río de la Plata". *IV Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses*. Junín, Actas I: 223-230.
- Cavallotto, J. L. 1996. Estratigrafía del Holoceno de la Llanura costera del margen sur del Río de la Plata. *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Buenos Aires. Actas IV: 51-68.
- 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 (4):376-388.
- Cavallotto, J. L., Parker, G. y Violante, R. A. 1995. Relative sea level changes in the Río de la Plata during the Holocene. L. Ortlieb, L. (Ed.), *Late Quaternary Coastal Records of Rapid Change: Application to Present and Future Conditions*. 2nd Annual Meeting. Abstracts, Antofagasta, Chile, pp. 19-20.
- Cavallotto, J. L., Violante, R. A. y Parker, G. 1999. Historia evolutiva del Río de la Plata durante el Holoceno. *XIV Congreso Geológico Argentino*, Actas 1: 508-511, Salta.
- Cavallotto, J. L., Colombo, F. y Violante, R. A. 2002. Evolución reciente de la llanura costera de Entre Ríos. *XV Congreso Geológico Argentino*, El Calafate, Santa Cruz. Tomo II: 500-505.
- 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.
- Cavallotto, J. L., Bonomo, N., Grunhut, V., Zabala Medina, P., Violante, R. A., Onnis, L. y Osella, A. 2020. Shallow geophysical methods for recognition of Holocene sedimentary

- sequences in the southern coastal plain of the Río de la Plata (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.102662>.
- 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.
- Cellone, F., Carol, E. y Tosi, L. 2016. Coastal erosion and loss of wetlands in the middle Río de la Plata estuary (Argentina). *Applied Geography*, 76, 37–48. <https://doi.org/10.1016/j.apgeog.2016.09.014>
- Cebli, G. A., Tófaló, O. R. y Turazzini G. E. 1989. Mesopotamia. En: Cebli, G. A. y Spalletti, L. A. (Eds.): *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Instituto Superior De Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán. *Serie Correlación Geológica* 6: 65:78
- Cebli, G. A., Mozetic, M., Rossello, E. y Bühler, M. 1999. Cuencas sedimentarias de la llanura Chacopampeana. In: Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires, Anales, pp. 627-644, 29 (20).
- Choi, K. S., Dalrymple, R. W., Chun, S. S. y Kim, S. P. 2004. Sedimentology of modern, inclined heterolithic stratification (IHS) in the macrotidal Han River delta, Korea: *Journal of Sedimentary Research*, v. 74, p. 677–689, doi: 10.1306/030804740677.
- Cingolani, C. A., Santos, J. O. S., McNaughton, N. J. y Hartmann, L. A. 2005. Geocronología U-Pb SHRIMP sobre circones del granitoide Montecristo, Tandil, provincial de Buenos Aires, Argentina. *16° Congreso Geológico Argentino, Actas I*, pp. 299-302.
- Coleman, J. M. 1988. Dynamic changes and processes in the Mississippi River delta. *Geological Society of America*, 100:999–1015.
- Coleman, J. M., Gagliano, S. M. y Webb, J. E. 1964. Minor sedimentary structures in a prograding distributary. *Marine Geology* 1, 240-258.
- Coleman, J. M. y Gagliano, S. M. 1964. Cyclic sedimentation in the Mississippi River deltaic plain. *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies*, 14, 67–80.
- 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 Geology Society, 60:99 – 149.
- Coleman, J. M. y Prior, D. B. 1980. Deltaic Sand Bodies. Short Course Education Course Note Series, *American Association of Petroleum Geologists*, 5.

- Collinson, J. D. 1969. The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England. *Journal of Sedimentary Petrology*. 39,194-221. 2.2.2,3.5.2,6.6.6.
- Colombo, F., Violante, R. A., Cavallotto, J. L. y Parker, G. 2000. Caracterización morfosedimentaria de la llanura costera entre el Río Paraná Guazú y las localidades de Ibicuy y Gualeguay, Entre Ríos, Argentina. *Geogaceta*, 28, 31–34.
- Colombo, F., Serra, J. y Rivero, L. 2014. “Río De La Plata Inner Estuary (Argentina): Main Forms, Sedimentary Infill and Holocene Evolution.” *Geological Society*, London, Special Publications, vol. 388, N° 1, 13, pp. 305–331.
- Colombo, F., Serra, J., Cabello, P., Bedmar, J e Isla, F. I. 2021. Chronology of recent sedimentary infill of the Inner Río de la Plata Estuary, Argentina. *Journal of Iberian Geology* 47:663–684 <https://doi.org/10.1007/s41513-021-00176-x>
- Cordani, U. G., Cubas, N., Nutman, A. P., Sato, K., González, M. E. y Presser, J. L. B. 2001. Geochronological constraints for the evolution of the metamorphic complexes near the Tebicuary river, southern Precambrian region of Paraguay. *III South American Symposium on Isotope Geology*, pp. 113-116. Pucon, Chile.
- Crutzen, P. J. y Stoermer, E. F. 2000. The ‘Anthropocene’. The International Geosphere–Biosphere Programme (IGBP) Global Change Newsletter, 41, pp. 17–18.
- Dalla Salda, L.; Bossi, J. y Cingolani, C. 1988. The Río de la Plata Cratonic Region of Southwestern Gondwanaland. *Episodes*, 11 (4), 236-269.
- Dalla Salda, L. 1999. Basamento Granítico-Metamórfico de Tandilia y Martín García. Cratón del Río de la Plata, SEGEMAR, *Geología Argentina*, Anales 29 (4):97-100, Buenos Aires, Argentina.
- Darrigran, G. 1992a. Nuevos datos acerca de la distribución de las especies del género Corbícula (Bivalva, Sphaeriacea) en el área del Río de la Plata, República Argentina. *Notas Museo La Plata* 21(Zool.210):143-148.
- Darrigran, G. 1992b. Variación temporal y espacial de la distribución de las especies del género Corbícula Megerle, 1811 (Bivalva, Corbiculidae) en el estuario del Río de la Plata, República Argentina. *Neotrópica* 38:59-63.
- Davila, F. M., Lithgow-Bertelloni, C. y Gimenez, M. 2010. Tectonic and dynamic controls on the topography and subsidence of the Argentine Pampas: the role of the flat slab. *Earth Planetary Science. Letters* 295, 187-194.
- Davila, F. y Lithgow-Bertelloni, C. 2013. Dynamic topography in South America. *Journal of South American Earth Science*. 43, 127-144.

- De Alba, E. 1953. Geología del alto Paraná en relación con los trabajos de derrocamiento entre Ituzaingó y Posadas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 8(3): 129-161.
- De Grande, P. y Salvia, A. 2019. Indicadores del Censo Nacional de Población, Hogares y Viviendas, 2010. Recuperado el 19 de enero, 2023, de <https://mapa.poblaciones.org/map/3701>.
- 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 Río de la Plata drainage basin. *Sedimentology* 11: 53-60.
- Depetris, P. J., Probst, J. L., Pasquini, A. y Gaiero, D. 2003. The geochemical characteristics of the Paraná River suspended sediment load: An initial assessment. *Hydrological Processes*. 17. 10.1002/hyp.1283.
- Díaz, H. y Markgraph, V. 1992. El Niño (Historical and Paleoclimatic Aspects of the Southern Oscillation), (Editors), Cambridge University Press, Cambridge, UK, 1992, hardcover xii 476 pp., f40, ISBN 0-521-430 42-9.
- Dinápoli, M. G., Simionato, C. G. y Moreira, D. 2017. Model sensitivity for the prediction of extreme sea level events at a wide and fast-flowing estuary: the case of the Río de la Plata. *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions*. 1-18. 10.5194/nhess-2016-393.
- Döering, A. 1882. Informe oficial de la Comisión Científica agregada al Estado Mayor General de la Expedición al Río Negro (Patagonia), realizada en los meses de abril, mayo y junio de 1879, bajo las órdenes del Gral. Julio A. Roca. Entrega 3, 3a. parte, Geología: 295-530, Ostwald y Martínez, Buenos Aires.
- Donaldson, A. C., Martin, R. H. y Kanes, W. H. 1970. Holocene Guadalupe Delta of Texas Gulf Coast. In: Morgan, J.P. (Ed.), *Deltaic Sedimentation Modern and Ancient*, pp. 107–137.
- Donges, J. F., Winkelmann, R., Lucht, W., Cornell, S. E., Dyke, J. G. y Rockström, J. 2017. Closing the loop: Reconnecting human dynamics to Earth System science. *The Anthropocene Review*, 4(2), 151–157. <https://doi.org/10.1177/2053019617725537>.
- D’Onofrio, E. E., Fiore, M. E. y Romero, S. I. 1999. “Return periods of extreme water levels estimated for some vulnerable areas of Buenos Aires”. *Continental Shelf Research*, 19 (13), 1681-1693.
- 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.



- D'Orbigny, A. 1842. Voyage dans l'Amérique Meridionale, exécuté pendant les années 1826-1833. *Géologie*, 3, 412 p., Strassbourg.
- Drago, E. C., Paira, A. R. y Wantzen, K. M. 2008. Channel-floodplain geomorphology and connectivity of the Lower Paraguay hydrosystem. *Ecohydrology and Hydrobiology* 8, 1, 31-48.
- Estudio de Ingeniería Hidráulica S.A.(EIH) 1985. "Estudio de antecedentes del Canal Ingeniero Emilio Mitre". Informe Final, CEDEPORMAR.
- Ehrmann, W.U., Melles, M., Khun, G.y Grobe, H. 1992. Significance of clay minerals assemblages in the Antarctic Ocean. *Marine Geology* 107:249-273.
- Etchichurry, M. y Tófaló, O. R., 2004. Mineralogía de arenas y limos en suelos, sedimentos fluviales y eólicos actuales del sector austral de la cuenca Chacoparanaense. Regionalización y áreas de aporte. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (2): 317-329.
- Fernández Garrasino, C. A. 1998. Prospección de hidrocarburos y almacenaje subterráneo de gas. Provincia de Entre Ríos (Reporte inédito).
- Fidalgo, F., Colado, U. y De Francesco, F. 1973a. Sobre intrusiones marinas cuaternarias en los partidos de Castelli, Chascomús y Magdalena (Provincia de Buenos Aires). 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 227-240, Carlos Paz.
- Fidalgo, F., De Francesco, F. y Pascual, R., 1975. Geología superficial de la llanura bonaerense. *Relatorio del VI Congreso Geológico Argentino*: 103-138.
- Figini, A. 1992. Edades  $^{14}\text{C}$  de sedimentos marinos holocénicos de la Provincia de Buenos Aires. 3ras Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas: 147-151, Carlos Paz.
- Fisk, H. N. 1961. "Bar-finger sand of Mississippi delta, in Geometry of Sandstone Bodies". Ainer. Association. *Petroleum Geology*, pp. 29-52.
- 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.
- Forrest, A. L., Andradóttir, H. Ó, Mathis, T. J., Wittmann, M. E., Reuter, J. E. y 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.
- Frenguelli, J. 1927. Sobre la posición estratigráfica y la edad de los basaltos del río Uruguay. *GAEA*, 2 (3):403-424, Buenos Aires.
- Frenguelli, J. 1950. Rasgos generales de la morfología de la Provincia de Buenos Aires. *LEMIT. La Plata, Serie II*, 33, 72 p.
- FREPLATA, 2004. Análisis Diagnóstico Transfronterizo del Río de la Plata y su Frente Marítimo. Documento Técnico Proyecto 'Protección Ambiental del Río de la Plata y su Frente Marítimo: Prevención y Control de la Contaminación y Restauración de Hábitats' PNUD/GEF RLA/99/G31. Fondo para el Medioambiente Global (FMAM) y Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo (PNUD). Editado por Comisión Administradora del Río de la Plata y Comisión Técnica Mixta del Frente Marítimo, 311 pp.
- Fucks, E. 2005. *Estratigrafía y geomorfología en el ámbito del curso inferior del Río Lujan, provincia de Buenos Aires*. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata 857 (inédito), 239 p., La Plata.
- Fucks, E. y De Francesco, F. O. 2003. Ingresiones marinas al norte de la ciudad de Buenos Aires; su ordenamiento estratigráfico. *II Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología*. Tucumán, Actas II: 101-110.
- Galafassi, G. P. 2004. Colonización y conformación moderna de las tierras del Delta del Paraná, Argentina (1860-1940). *Revista Complutense de Historia de América*, vol. 30 111-130 p. ISSN: 1132-8312.
- Gallo, M., Tripaldi, A., López, R., Marcomini, S. y Orgeira, M. J. 2021. Facies sedimentarias del frente de progradación del Delta del río Paraná, estuario del Río de la Plata, Sudamérica. *Latin American Journal Sedimentology Basin Analysis*, vol.28, n.1, pp.61-90. ISSN 1851-497.
- 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.
- Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R. y Marengo, J. 2009. Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 281, 180–195.
- Garzanti, E., Dinis, P., Vezzoli, G. y Borromeo, L. 2021. Sand and mud generation from continental

- flood basalts in contrasting landscapes and climatic conditions (Paraná–Etendeka conjugate igneous provinces, Uruguay and Namibia). *Journal of the International Association of Sedimentologists*. 68 - 7 pp 3447-3475.
- Gavaldá, J. M. 2020. La construcción de canales navegables en la Constitución Nacional. Una asignatura pendiente de la cláusula del progreso. *Forum: Revista del Centro de Derecho Constitucional de la Facultad de Derecho de la Pontifica Universidad Católica Argentina*, N° 10, págs. 89-136.
- Gentile, C y Rimoldi, H. V. 1979. Mesopotamia. *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias*, 1: 185-224, Carlos Paz.
- Giacosa, R., Paoli, C. y Cacik, P. 2020. Conocimiento del regimen hidrológico – Actualización. Libro El río Paraná en su tramo medio. Tomo I. Contribucion al conocimiento hidrológico, geomorfológico y sediementológico. 2da Ed., 369.
- Gilbert, G. K. 1885. The topographic features of lake shores. *U.S. Geological Survey Report*, 5, 75–123.
- González Bonorino, F. 1965. “Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del Pampeano del área de la Ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico”. *Revista Asociacion Geologica Argentina*. Tomo XX, N° 1. Págs. 67-148.
- Goudie, A. S. y Viles, H. A. 2016. *Geomorphology in the Anthropocene*. Cambridge, UK: Cambridge University Press.
- Greene, D. L., Rodríguez, A. B. y Anderson, J. B. 2007. Seaward-branching coastal-plain and piedmont incised-valley systems through multiple sea-level cycles: late Quaternary examples from Mobile Bay and Mississippi Sound, USA. *Journal of Sedimentary Research* 77, 139–158.
- Guerrero, R. A., Acha, E. M., Framiñan, M. B. y Lasta, C. A. 1997. Physical oceanography of the Río de la Plata Estuary, Argentina. *Continental Shelf Research* 17 (7), 727e742.
- Guerrero, R. A., Osiroff, A. P., Molinari, G. y Piola A. R. 2003. Análisis de datos históricos de temperatura y salinidad del Río de la Plata y la plataforma adyacente, Buenos Aires.
- Guida, N. G. y González, M. A. 1984. Evidencias paleoestuarías en el sudeste de Entre Ríos, su evolución con niveles marinos relativamente elevados del Pleistoceno superior y Holoceno. *IX Congreso Geológico Argentino*, Actas 3: 577-594, Bariloche.
- Halcrow, Sir W. 1969. Estudio y proyecto del canal de vinculación entre el Puerto de Buenos Aires y el Río Paraná de las Palmas, Informe Final, DNCPyVN. Sir William Halcrow & Partners. Ingenieros consultores, (inédito) Londres.
- 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.
- Herbst, R. 1971. Esquema estratigráfico de la provincia de Corrientes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 26: 221-243.
- Herbst, R. y Santa Cruz, J. N. 1985. Mapa Litoestratigráfico de la Provincia de Corrientes. *D'Orbignyana* 2, 1-51.
- Ibañez, F. 1978. Historia de Salto Grande. Editorial de la Mesopotamia, 107 págs.
- Imbrie, J. 1963. Factor and vector analysis programs for analyzing geologic data. Technical Report 6, ONR Task No. 389-135. *Office of Naval Research, Geography Branch*.
- Ingersoll, R. V., Bullard, T. F., Ford, R. L., Grimm, J. P., Pickle, J. D. y Sares, S 1984. The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology* 54, 103-116.
- Iriondo, M. 1980a. Esquema evolutivo del delta del Paraná durante el Holoceno. *Simposio sobre problemas geológicos del litoral bonaerense, Mar del Plata*, Resúmenes: 73-88.
- Iriondo, M. 1980b. El Cuaternario de Entre Ríos. *Revista Asociación Ciencias Naturales Litoral* 11: 125-141.
- Iriondo, M. 1988. A comparison between the Amazon and the Paraná fluvial systems. *Mitteilungen des Geologisch–Paläontologisches Instituts der Universität Hamburg, SCOPE/UNEP Sonderband, Hamburg*, H. 66, S 77–92.
- Iriondo, M. 1992. "Geomorphological Maps of the South American Plains, Wall Map, Escala 1:5.000.000. Grant N° 4127/88 *National Geographic Society* and PID 95100/88 CONICET (unpublished).
- Iriondo, M. 1997. Models of deposition of Loess and Loessoids in the Upper Quaternary of south America, *Journal of South American Earth Sciences* 10:71-79.
- Iriondo, M. 1999. Climatic change in the South American Plains: Records of a continent-scale Oscillation. *Quaternary International* 57 58 93-112.
- 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. y Kröhling, D. 1995. El Sistema Eólico Pampeano. *Comunicaciones del Museo Provincial de Ciencias Naturales 'Florentino Ameghino', Santa Fe (N.S.)*, Vol. 5, (1), 1—68 pp.

- Iriondo, M. y Kröhling, D. 2002. The Holocene marine ingression in the lower Uruguay River, Argentina and Uruguay. *International Geological Correlation Program* 464, Abstracts, Sao Paulo, pp. 49–50.
- Iriondo, M. y Kröhling, D. 2003. A neoformed kaolinitic mineral in the upper Pleistocene of NE Argentina. A Clay Odyssey (*Proc of the 12th Internacional Clay Conference*), Chapter II (Clays in Geology), pp. 109-116. *Elsevier Science B.V.*
- Iriondo, M. y Kröhling, D. 2008. Cambios ambientales en la cuenca del Uruguay desde el Presente hasta dos millones de años atrás. *Colección Ciencia y Técnica*, Ediciones Universidad Nacional del Litoral. 360 pp., Santa Fe. ISBN: 978-987-657-031-2.
- Iriondo, M. y Paira, A. R. 2007. Physical geography of the basin. En M. Iriondo, M., J. C., Paggi, y M. J, Parma (Eds.). *The Middle Paraná River Limnology of a Subtropical Wetland*, p.382. pp. 7-31. *Springer*.
- Isla, F. I. 1989. Holocene sea-level fluctuation in the Southern Hemisphere. *Quaternary Science Reviews* 8, 359–368.
- Isla, F.I. 2000. Classification of deltas in relation to sealevel behaviour. En E.J. Schnack, y C. MurrayWallace, (eds.) *Coastal interactions during sea-level highstands*. Patagonia 2000, International Conference, 41-42. Puerto Madryn. En Spalletti e Isla, 2003.
- Isla, F.I. 2018. ENSO-triggered floods in South America: correlation between maximum monthly discharges during strong events. *Hydrology Earth System Sciences*. Discussions.
- Isla, F. I. y Schnack, E. J. 2009. The Changing Coastlines of South America" Developments in *Earth Surface Processes*. Vol. 13(C):49-73. ISSN 0928-2025, DOI 10.1016/S0928-2025(08)10003-7.
- Isla, F. I. y Espinosa, M. 2021. The Gravels of the Rio De La Plata: The Holocene Beaches of the Bella Vista. Uruguay. *Journal of Coastal Research*. [https:// doi. org/ 10. 2112/ JCOAS TRES-D- 20- 00142.1](https://doi.org/10.2112/JCOAS-TRES-D-20-00142.1).
- Isla, F. I., Prario, B., Maenza, R., Bértola, G., Cortizo, L. y Lamarchina, S. 2022. Las Sudestadas del sudeste y del sur en la provincia de Buenos Aires, Argentina y el aumento antropogénico previsto del nivel del mar. *Revista Universitaria de Geografía*, 31 (1) (2022), pp. 11-37.
- Ituarte, C. 1981. Primera noticia acerca de la introducción de pelecípodos asiáticos en el área rioplatense (Mollusca: Corbiculidae). *Neotropica*, 27:79–83.
- Jaime, P. y Menéndez, Á. N. 1999. Modelo hidrodinámico "Rio de la Plata 2000". Informe LHA 01-183-99. *Laboratorio de Hidráulica y del Ambiente*. Instituto Nacional del Agua. Ezeiza, Buenos Aires.



- Kalesnik, F. A. 2000. *Relaciones entre las comunidades vegetales de los neoecosistemas de albardón y la heterogeneidad ambiental del Bajo Delta del Río Paraná. Tendencias sucesionales y proyecciones sobre la composición futura*. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires.
- Kalesnik, F. A. y Malvárez, A. I. 1996. "Relación entre especies leñosas exóticas y la heterogeneidad ambiental a nivel regional en el Bajo Delta del Río Paraná". (inédito). Buenos Aires. Argentina.
- Kalesnik, F. A. y Quintana, R. D. 2005. Las especies invasoras en los sistemas de humedales del bajo delta del río Paraná. Grupo de Investigación en Ecología de Humedales (GIEH). Departamento de Ecología, Genética y Evolución, FCEN, UBA.
- Kandus, P. y Malvárez, A. I. 2004. Vegetation patterns and change analysis in the lower delta islands of the Paraná River (Argentina). *Wetlands*, 24: 620-632.
- Kandus, P., Quintana, R. D. y Bó, R. F. 2006. Patrones de paisaje y Biodiversidad del Bajo Delta del Río Paraná Mapa de Ambientes Grupo de Investigaciones en Ecología de Humedales (GIEH), Departamento de Ecología, Genética y Evolución, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales Universidad de Buenos Aires.
- Kostaschuk, R. A. 1985. River mouth processes in a fjord-delta, Bella Coola delta British Columbia. *Marine Geology*, 69, 1-23.
- Kröhling, D. 1999. Upper Quaternary geology of the lower Carcarañá Basin, North Pampa, Argentina. *Quaternary International*. 57 (1): 135-148 DOI: 10.1016/S1040-6182(98)00055-X.
- Kröhling, D. 2001. Quaternary paleosol: loessic sequences of southwestern Entre Ríos Province, Northern Pampa, Argentina. 6° International Symposium and Field Workshop on Paleopedology in México City (INQUA -ISSS), Proceedings: 27-28, México.
- Kröhling, D. y Orfeo, O. 2000. Sedimentología de unidades loésicas (Pleistoceno tardío-Holoceno) del centro-sur de Santa Fe. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 9(2), 135-154.
- Lanfredi, N. W., Pousa, J. L. y D'Onofrio, E. E. 1998 Sea-level rise and related potencial hazards on the Argentine coast. *Journal or Coastal reserch* 14-(1): 47-60.
- Latrubesse, E. M., Stevaux, J. C. y Sinha, R. 2005. Tropical rivers. *Geomorphology*, 70:187–206.
- Latrubesse, E. M. 2008. "Patterns of anabranching channels: the ultimate end-member adjustment of mega rivers", *Geomorphology*, 101, pp. 130–145.
- 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).
- López Laborde, J. y Nagy, G. J. 1999. Hydrography and sediment transport characteristics of the Río de la Plata: A review. En: Perillo, G. M. E.; Piccolo, M. C., y Pino, M. (eds.), *Estuaries of South America: Their Geomorphology and Dynamics*. New York: Springer, pp. 133–160.
- Mack, G. H., Leeder, M., Perez-Arlucea, M. y Bailey, B. D. J. 2003. Early Permian silt-bed fluvial sedimentation in the Orogrande basin of the Ancestral Rocky Mountains, New Mexico, USA. *Sedimentary Geology* 160, 159–178.
- Manassero M, Camilión, C., y Ronco, A. 2004. Análisis textural de los sedimentos fluviales distales de arroyos de la pampa ondulada, provincia de Buenos aires, Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, vol. 11 N° 2: 57-68.
- Manassero, M, Camilión, C., Poiré, D., Da Silva, M. y Ronco, A. 2008. Grain size analysis and clay mineral associations in bottom sediments from Paraná river basin Latin American. *Journal of Sedimentology Basin Analysis* 15: 125 – 137.
- Marcomini, S. C. y López, R. A. 2011. La problemática ambiental del estuario del Río de Plata y Delta del Paraná. En: *Problemática de los ambientes costeros, sur de Brasil, Uruguay y Argentina*. Eds: Marcomini y López. Editorial Croquis. 129-144.
- Marcomini, S. C. y López, R. A. 2012. Impacto Ambiental en el Estuario del Río de Plata y Delta del Paraná. Problemática de los Ambientes Costeros II. Ed. Cesar Goso. Editorial de la Universidad de la Republica. Uruguay.
- Marcomini, S. C., Tripaldi, A., López, R. A., Alonso, M. S., Ciccioli, P. y Leal, P. 2011. Geología del área de interés. Línea de base preliminar del sistema de islas del frente de avance de la 1<sup>ra</sup> sección del delta bonaerense (Tigre). Capítulo III Informe UBANEX 12- 42 pp.
- Marcomini, S. C., Tripaldi, A., Leal, P., López, R. A., Alonso, M. S., Ciccioli, P. L., Quesada, A. y Bunicontro, 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.
- Martin y Turner 1998 Origins of massive-type sandstones in braided river systems Earth-Science Reviews 44 1998 15–38.
- Martini, I y Sandrelli, F. 2015. Facies analysis of a Pliocene river-dominated deltaic succession (Siena Basin, Italy): Implications for the formation and infilling of terminal distributary channels. *Journal of the International Association of Sedimentologists* 62, 234–265. doi: 10.1111/sed.12147.
- McEwen, M. C. 1969. Sedimentary facies of the modern Trinity delta. In: Lankford, R. R., Rogers,

- J.J.W. (Eds.), Holocene Geology of the Galveston Bay Area. *Houston Geological Society*, Houston, pp. 53–77.
- McManus, J. 1988. Grain size determination and interpretation. In: Tucker, M. (ed.), *Techniques in Sedimentology*. Oxford: Blackwell, pp. 63–85.
- Meccia, V. L., Simionato, C. G., Fiore, M. M. E., D’Onofrio, E. y Dragani, W. C. 2009. Sea surface height variability in the Río de la Plata estuary from synoptic to inter-annual scales: Results of numerical simulations. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 85(2), 327–343.
- Meccia, V. L., Simionato, C. G. y Guerrero, R. 2013. The Río de la Plata Estuary response to wind variability in synoptic time scale: salinity fields and breakdown and reconstruction of the salt wedge structure. *Journal of Coastal Research* 29(1):61-77, DOI: 10.2112/JCOASTRES-D-11-00063.1.
- 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.
- Menelled, F. D. y Adamoli, J. M. 1995. A quantitative phytogeographic analysis of species richness in forest communities of the Parana River Delta, Argentina. *Vegetatio*, 120, 81–90.
- Menéndez, Á. N., García, P. E., Badano, N. D., Kazimierski, L. D. y Guizzardi, S. 2022. Predicción de la sedimentación en una vía navegable extensa y heterogénea, Ribagua, DOI: 10.1080/23863781.2022.2116367.
- Miall, A. D. 1977. Lithofacies Types and Vertical Profile Models in Braided River Deposits: A Summary. In: Miall, A.D., Ed., *Fluvial Sedimentology*, Geological Survey of Canada, Calgary, 597-604.
- Miall, A. D. 1996. The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology. 582 pp.
- Milana, J. P. y Kröhling 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.
- Milani, E. J. 1992. Intraplate tectonics and the evolution of the Parana basin, SE Brazil. En: de Wit, M.J., Ransome, I.G.D. (Eds.), *Inversion Tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous Basins of Southern Africa*, pp. 101-108.
- Minetti, J. L. y Vargas, W. M. 1990. “Comportamiento del borde anticiclónico subtropical en Sudamérica. II Parte”. *Revista Geofísica* 33:177 – 190.
- 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.
- Monte Domecq, R., Chamorro, L., Avila, J. L., Perito, A. y Báez, J. 2003. Paraguay. In Tucci, C. E.

- M. and Bertoni, J. C. (eds.) Inundaciones Urbanas en América del Sur. *Asociación Brasileira de Recursos Hídricos*, Porto Alegre, Cap. 7, 325-378.
- Moore D. y Reynolds R. 1997. X-Ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. Oxford University Press -Second Edition-, New York.
- 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. y Simionato, C. G. 2019. Hidrología y circulación del estuario del Río de la Plata. *Revista Meteorología* Vol 44 N°1 1-30. ISSN 1850-468X.
- Mourelle, D.; Prieto, A.R.; Pérez, L.; García-Rodríguez, F. y Borel, C.M. 2015. Mid and late Holocene multiproxy analysis of environmental changes linked to sea-level fluctuation and climate variability of the Río de la Plata estuary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 421:75-88. doi: 10.1016/j.palaeo.2015.01.006.
- Mpodozis, C. y Ramos, V. 1989. The Andes of Chile and Argentina. In: Ericksen, G.E., Cañas Pinochet, M.T., Reinemund, J.A. (Eds.), *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*, vol. 11. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. *Earth Science Series*, pp. 59-90.
- Munsell 2000. Munsell Soil Color Charts. 1–29.
- Nagy, G. J., Martínez, C. M., Caffera, R. M., Pedraloza, G., Forbes, E. A., Perdomo, A. C. y Laborde, J. L. 1997. The hydrological and climatic setting of the Río de la Plata. En: *The Río de la Plata, An Environmental Review, An EcoPlata Project Background Report*. Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia. 17-68.
- Nicholls, R. J., Brown, S., Goodwin, P., Wahl, T., Lowe, J., Solan, M., 2018 a. Stabilization of global temperature at 1.5°C and 2.0°C: Implications for coastal areas. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 376(2119). <https://doi.org/10.1098/rsta.2016.0448>.
- Nicholls R. J., Adger, W. N., Hutton, C. W. y Hanson, S. E. 2020 Delta Challenges and Trade-Offs from the Holocene to the Anthropocene. In: *Deltas in the Anthropocene* R. J. Nicholls et al. (eds.), D, [https://doi.org/10.1007/978-3-030-23517-8\\_1](https://doi.org/10.1007/978-3-030-23517-8_1).
- NOAA, 2023. National Oceanic and Atmospheric Administration, U.S. Department of Commerce. <https://www.noaa.gov/>.  
<https://tidesandcurrents.noaa.gov/sltrends/sltrends.html>
- Novello, V., Cruz, F., Vuille, M. 2017. A high-resolution history of the South American Monsoon from Last Glacial Maximum to the Holocene. *Scientific Reports* 7, 44267.

<https://doi.org/10.1038/srep44267>.

- Olariu, C. y Bhattacharya, J. P. 2006. Terminal distributary channels and delta front architecture of river-dominated delta systems. *Journal of Sedimentary Research* 76, 212–233.
- Orfeo, O. 1995. “*Sedimentología del Río Paraná en el área de su confluencia con el Río Paraguay*”. Tesis doctoral
- Orfeo, O. 1999. Sedimentological characteristics of small rivers with loessic headwaters in the Chaco, South América. *Quaternary International* 62: 69-74.
- 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.
- Paoli C., Iriondo M. y García M. 2000. Características de las cuencas de aporte. In: Paoli, C., Schreider, M. (Eds.). El río Paraná en su Tramo Medio. Contribución al conocimiento y prácticas ingenieriles en un gran río de llanura, Centro de Publicaciones, Secretaría de Extensión, Universidad Nacional del Litoral, Santa Fe. pp. 27-68.
- Parker, G. 1990. Estratigrafía del Río de la Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45: 193-204.
- Parker, G. y 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.
- 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.
- Parker, G. y Violante, R. A. 1982. Geología del frente de costa y plataforma interior entre Pinamar y Mar de Ajó. *Acta Oceanográfica Argentina*, 3 (1): 57-91.
- Parker, G. y Violante, R. A. 1993. Río de la Plata y regiones adyacentes. En: Iriondo, M. (Ed.): *El Holoceno en la Argentina*, 2: 163-229.
- Parker, G., Marcolini, S., Cavallotto, J. L. y Violante, R. A. 1987. Modelo esquemático de dispersión de sedimentos en el Río de la Plata. *Revista Ciencia y Tecnología del Agua* (Santa Fe, Argentina), 1, 4: 68-80.
- Parker, G., Paterlini, C. M. y Violante, R. A. 1994. Edad y génesis del Río de la Plata. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 49 (1-2): 11-18.
- Parker, G., Paterlini, C. M., Violante, R. A., Costa, I. P., Marcolini, S. y Cavallotto, J. L. 1999. Descripción geológica de la Terraza Rioplatense (Plataforma Interior del noreste bonaerense). *Servicio Geológico y Minero Argentino, Boletín* 273: 133. (Incluye el Mapa Geológico Submarino a escala 1:500.000).



- Paschoal, L. R. P., Andrade, D. P. y Darrigran, G. 2013a. Size comparison of quadrats in sample of non-native bivalve *Corbicula fluminea* (Müller, 1774) (Bivalvia: Corbiculidae). *Pan American Journal of Aquatic Sciences*, vol. 8, n°4, p. 369-374.
- Paschoal, L. R. P., Andrade, D., Darrigan, G. A. 2015. How the fluctuations of water levels affect populations of invasive bivalve *Corbicula fluminea* (Muller, 1774) in a Neotropical reservoir?, Instituto Internacional de Ecología; Brazilian. *Journal of Biology*; 75; 1; 3; 135-143.
- Pasquini, A. I. y Depetris, P. J. 2007. Discharge trends y flow dynamics of South American rivers draining the southern Atlantic seaboard: an overview. *Journal of Hydrology* 333, 385–399.
- 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.
- Peate, D. W., Hawkesworth, C. J., Mantovani, M. S. M. y Shukowsky, W. 1990. Mantle plumes and flood-basalt stratigraphy of the Parana, *South America Geology* 18, 1223-1226.
- Penland, S. y Suter, J. R. 1989. The geomorphology of the Mississippi River chenier plain. *Marine Geology* 90: 231-258.
- Pereyra, F. X., Marcomini, S. C., López, R. A., Merino, M. y Nabel, P. 2001. Caracterización del medio físico de la Ciudad de Buenos Aires y Área Metropolitana. Convenio FCEyN- Universidad de Buenos Aires y Secretaría de Planeamiento Urbano, GCBA. 214 p. y 10 mapas, Buenos Aires.
- Pereyra, F. X. 2004. Ecoregiones de la Argentina. SEGEMAR. Buenos Aires. 285 págs.
- Pérez, L. M. 2013. Nuevo aporte al conocimiento de la edad de la Formación Paraná, Mioceno de la provincia de Entre Ríos, Argentina. In: Brandoni, D., Noriega, J.I.(Eds.), El Neógeno de la Mesopotamia argentina, vol. 14. *Asociacion Paleontologica Argentina*, pp. 7e12. Special Publication.
- Piola, A. R., Matano, R. P., Palma, E. D., Möller, O. O. y Campos, E. J. D. 2005. The influence of the Plata River discharge on the western South Atlantic shelf. *Geophysical Research Letters*. Vol. 32, pp.1-4, doi: 10.1029/2004GL021638.

- 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.
- Plan de Manejo del Delta de Tigre, 2013. Textos de las ordenanzas 3343/13, 3344/13 y 3345/13, constitutivas del Plan de Manejo del Delta. Compilado por la Fundación Metropolitana – 1ra edición – Tigre - 2013-03 300 p.
- Potter, P. E. 1997. The Mesozoic and Cainozoic paleodrainge of South America: a natural history. *Journal of South Erth Sciences*, 10 (5-6): 331-344.
- Postman, G. 1990. An analysis of the variation in delta architecture. *Terra Nova* 2, 124–130.
- Prieto, A. R., Mourelle, D., Peltier, W. R., Drummond, R, Vilanova, I y Ricci, L. 2017. Relative Sea-level changes during the holocene in the Río de la Plata, Argentina and Uruguay: a review. *Quaternary International*, 442, pp.35-49, 10.1016/j.quaint.2016.02.044.
- 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).
- Quintana, R. D. y R. F. Bó. 2013. “Sistema 5d - Humedales del complejo litoral del Paraná 36 El cambio climático en el Delta del río Paraná Inferior”. En: “Inventario de los Humedales de Argentina: sistemas de paisajes de humedales del corredor fluvial Paraná – Paraguay”. Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación, Buenos Aires. 271-297.
- Ramos, V. A. 1999. Provincias Geológicas del Territorio Argentino. *Geología Argentina. Anales* 29 (3): 41-96. Instituto de Geología y Recursos Minerales.
- Ramos, V. A., Vujovich, G., Martino, R. y Otamendi, J. 2010. Pampia: A large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. *Journal of Geodynamics*, 50(3-4), 243-255. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2010.01.019>.
- Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Fanning, C. M., Baldo, E. G., González-Casado, J. M., Galindo, C. y Dahlquist, J. 2007. The Río de la Plata cratón and the assembly of SW Gondwana. *Earth-Science Review*. 83, 49-82.
- Razik, S., Chiessi, C. M., Romero, O. E. y von Dobeneck, T. 2013. Interaction of the South American Monsoon System and the Southern Westerly Wind Belt during the last 14 kyr. *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*. 374, 28-40.

- Re, M. y Menéndez, Á. N. 2004. Estudio de los corredores de flujo del Río de la Plata interior a partir del modelo de circulación RPP-2D. Proyecto LHA 216 Informe LHA 04-216-04 Ezeiza, Argentina, pp 58.
- Reading, H. G. 1996. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. 3rd Edition, Blackwell, Oxford, 689 p.
- Reading, H. G. y Collinson, J. D. 1996. *Clastic Coasts. Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. Blackwells, Cornwall*, 154–231.
- Red GIRCyT 2023. Informes Bajante del Río Paraná. Sequia Octubre 2022. Sequia severa Noviembre 2022. <https://www.argentina.gob.ar/ciencia/sact/gestion-del-riesgo/productos>.
- Ribot, J., 2014. Cause and response: Vulnerability and climate in the Anthropocene. *Journal of Peasant Studies*, 41(5), 667–705. <https://doi.org/10.1080/03066150.2014.894911>.
- Riggi, J., Fidalgo, F., Martinez, O. y Porro, N. 1986. Geología de los "Sedimentos Pampeanos" en el Partido de La Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41: 316-333.
- Rinaldi, V., Abril, E. y Clariá, J. 2006. Aspectos geotectónicos fundamentales de las formaciones del delta del río Paraná y del estuario del Río de la Plata. *Revista Internacional de Desastres Naturales, Accidentes e Infraestructura Civil*. 6. 131-148.
- Rolleri, E. O. 1976. Sistema de San Bárbara. *6º Congreso Geológico Argentino*, Actas 1: 240-255.
- Santa Cruz, J. N. 1972. Estudio Sedimentológico de la Formación Puelches en la Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 27, 5–62.
- Santoro, P. E., Fossati, M. y Piedra-Cueva, I. 2013. Study of the meteorological tide in the Río de la Plata. *Continental Shelf Research*, 60, pp. 51-63.
- Sarubbi, A. 2007. *Análisis del avance del frente del Delta del río Paraná*. Tesis de grado en Ingeniería Civil, Facultad de Ingeniería (UBA). Inédito.
- Sarubbi, A. y Menéndez, Á. N. 2007. Un modelo numérico para representar el avance del frente del delta del río Paraná a escala secular. Mecánica Computacional Elaskar, S. A., Pilotta, A. y Torres, G. A. (Eds.) *Asociación Argentina de Mecánica Computacional*. Volumen XXVI. N°26, pp 2203-2216, Córdoba, Argentina.
- Sarubbi, A., Pittau, M. G. y Menéndez, Á. N. 2004. Delta del Paraná: balance de sedimentos. Informe técnico 02-235-04. *Laboratorio de Hidráulica del Instituto Nacional del Agua*, Buenos aires, Argentina. 49 pp.
- Sarubbi, A., Pittau, M. G. y Menéndez, Á. N. 2006. Delta del Paraná: avance del frente e incremento areal. Informe técnico 05-235-06. *Laboratorio de Hidráulica del Instituto Nacional del Agua*, Buenos aires, Argentina. 58 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. E. 1995. "Diagnosis and prognosis of synoptic conditions conducive to cyclogenesis over eastern South America". *Geofísica Internacional*, vol. 34, n°2, pp. 171-186.
- 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.
- Servicio de Hidrografía Naval 2017. Tablas de Marea. Buenos Aires, Argentina: Servicio de Hidrografía Naval, Ministerio de Defensa Publicación H 610.
- Servicio de Hidrografía Naval 1994. Carta Náutica Raster: Río de la Plata medio y superior. Publicación: H-11601. <http://www.hidro.gob.ar/nautica/CNRaster.asp?r=1>
- Servicio de Hidrografía Naval 2002. Derrotero Argentino. Parte I. Río de la Plata. Buenos Aires Publicación. H-201.
- Servicio de Hidrografía Naval 2012. Carta Náutica Raster: Río de la Plata superior. H-118. <http://www.hidro.gob.ar/nautica/CNRaster.asp?r=1>
- Servicio de Hidrografía Naval 2014. Carta Náutica Raster: Delta del Paraná. Publicación H-130. <http://www.hidro.gov.ar/nautica/CNRaster.asp?r=1>
- Servicio Meteorológico Nacional 1992. Estadísticas climatológicas 1981–1990, Buenos Aires. 709 p.
- Servicio Meteorológico Nacional 2003. Estadísticas climatológicas 1991–2000, Buenos Aires. Formato digital.
- Servicio Meteorológico Nacional 2022. Informe Bajantes del Río Paraná, 2 p. Buenos Aires. Formato digital.
- 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.
- Simionato, C. G., Dragani, W. C., Nuñez, M. N y Engel, M. 2004a. A set of 3-D nested models for tidal propagation from the Argentinean Continental Shelf to the Río de la Plata Estuary – Part I M2. *Journal of Coastal Research* 20:893-912.
- Simionato, C. G., Dragani, W. C., Meccia, V. L. y Nuñez, M. N. 2004b. A numerical study of the barotropic circulation of the Río de la Plata estuary: Sensitivity to bathymetry, Earth rotation and low frequency wind variability. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 61, 261–273.

- Simionato, C. G., Meccia, V. L., Dragani, W. C., Guerrero, R. y Nuñez, M. N. 2006a. The Río de la Plata estuary response to wind variability in synoptic to intra-seasonal scales: Barotropic response. *Journal of Geophysical Research*, 111(C9), C09031. doi:10.1029/2005JC003297.
- Simionato, C. G., Meccia, V. L., Dragani, W. C. y Nuñez, M. N. 2006b. On the use of the NCEP/NCAR surface winds for modeling barotropic circulation in the Río de la Plata Estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 70:195-206.
- Simionato, C. G., Berasategui, A., Meccia, V. L., Acha, M. E. y Mianzán, H. 2008. Short time-scale wind forced variability in the Río de la Plata Estuary and its role on ichthyoplankton retention. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 76:211-226 doi:10.1016/j.ecss.2007.07.031.
- Simionato, C. G., Moreira, D., Re, M. y Fossati, M. 2011b. Estudio de la Dinámica Hidro-Sedimentológica del río de la Plata: observación y modelación numérica de los sedimentos finos. Proyecto FREPLATA – FFEM - RLA/99/G31. Editado por Comisión Administradora del Río de la Plata y Comisión Técnica Mixta del Frente Marítimo 109 pp. ISBN 978-92-990052-9-3.
- Simms, A. R., Rodriguez, 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.
- Smith, C. G., Osterman, L. E. y Poore, R. Z. 2013. An examination of historical inorganic sedimentation and organic matter accumulation in several marsh types within the Mobile Bay and Mobile-Tensaw River Delta region. *Journal of Coastal Research* 63, 68–83.
- Soldano, F. A. 1947. Régimen y aprovechamiento de la red fluvial Argentina. *Parte I: El río Paraná y sus tributarios*. Editorial Címera, Buenos Aires, 264 pp.
- Soto, M., Morales, E., Veroslavsky, G., de Santa Ana, H., Ucha, N. y Rodriguez, P. 2011. The continental margin of Uruguay: crustal architecture and segmentation. *Marine and Petroleum Geology*, 28, 1676–1689.
- Spalletti, L. A. y Isla, F. I. 2003. Características y evolución del delta del Río Colorado "colú-leuvú", Provincia de Buenos Aires, República Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 10 (1), 23-37.
- Stanley, D. J. y Warne, A. G. 1994. Worldwide initiation of Holocene marine deltas by



- deceleration of sea-level rise. *Science*, vol. 265, N°. 5169, 1994, p. 228.
- 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.
- Steffen, W., Persson, A., Deutsch, L., Zalasiewicz, J., Williams, M. y Richardson, K. 2011. The Anthropocene: From global change to planetary stewardship. *AMBIO: A Journal of the Human Environment*, 40 (7), 739–761. <https://doi.org/10.1007/s13280-011-0185-x>.
- Suter, J. R. 1994. Deltaic coasts. In Carter, R. W. G. y Woodroffe, C. D. (eds.), *Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*, pp. 87–114.
- Szabo, S., Nicholls, R. J., Neumann, B., Renaud, F. G., Matthews, Z. y Sebesvari, Z. 2016 b. Making SDGs work for climate change hot-spots. *Environment: Science and Policy for Sustainable Development*, 58(6), 24–33. <https://doi.org/10.1080/00139157.2016.1209016>.
- Tavella G. y Wright C. 1996. Cuenca del Salado. Decimotercer Congreso Geología Argentino – Tercer Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires. In: V. A. Ramos y M. A. Turic (ed): *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental argentina. Relatorio* 63:95-116.
- Teixeira, L., López, G. Chreties, C., Solari, S. y Alonso, R. 2008. Estudio de la zona costera de La Floresta. Informe final. Instituto de Mecánica de los Fluidos e Ingeniería Ambiental (IMFIA) Facultad de Ingeniería, Universidad de la República. 71 p.
- Thalmeier, M. B., Kröhling, D. M. y Brunetto, E. 2020. The geomorphology and Late Quaternary sedimentary record of the Salado/Juramento fluvial megafan, Central Andes foreland basin (Chaco Plain, Argentina). *Geomorphology*, 373, 107495.
- Thom, B., 2013. Coastal morphodynamics and policy: what are the links? 40years on coastal morphodynamics. *Coastal conference 2014*. <https://www.coastalconference.com>.
- Thomas, R. G., Smith, D. G., Wood, J. M., Visser, J., Calverleyrange, E. A. y Koster, E. H. 1987. Inclined heterolithic stratification - Terminology, description, interpretation and significance. *Sedimentary Geology*, 53, 123–179.
- Tófaló, O. R. 1990. Petrología de las secuencias continentales del Cretácico superior de la provincia de Entre Ríos. Argentina. *I Congreso Uruguayo de Geología*. Actas: 167-171. Montevideo.
- Tófaló, O. R. y Pazos, P. J. 2010. Paleoclimatic implications (Late Cretaceous–Paleogene) from micromorphology of calcretes, palustrine limestones and silcretes, southern Paraná Basin, Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences* 29 pp. 665–675.
- Tófaló, O. R., Pazos, P. J y Sánchez Betucci, L. 2011. Estudio composicional de sedimentitas silicoclasticas y paleosuelos de la Formación Mercedes (Cretácico Superior), Uruguay.

- Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68 (4): 615 – 626.
- Tonni, P. E., Cione, A. L. y Figini, A. J. 1999. Predominance of arid climates indicated by mammals in the pampas of Argentina during the Late Pleistocene and Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 147, 257–281.
- Urien, C. M. 1972. Río de la Plata estuary environments. En: Nelson, B.W. (Ed.), Environmental framework of coastal plain estuaries. *Geological Society of America, Memoir*, 133: 213–234.
- Urien C. M. y Zambrano, J. J. 1996. Estructura del margen continental. *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de exploración de Hidrocarburos*. Bs. As. Geología y recursos naturales de la Plataforma Continental Argentina. Ramos V. y Turic M.A. (Eds). Relatorio, 3: 29 -65, Buenos Aires.
- van Heerden, I. L. 1983. Deltaic Sedimentation in Eastern Atchafalaya Bay, Louisiana. *LSU Historical Dissertations and Theses*. 3868. 161 pp.
- van Heerden, I. L. y Roberts, H. H. 1988. Facies development of Atchafalaya Delta: Louisiana: a modern bayhead delta. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 72, 439–453.
- Vera, C. S., Vigliarolo, P. K. y Berbery, E. H. 2002. Cold season synoptic scale waves over subtropical South America. *Monthly Weather Review* 130:684-699.
- Vera, C. S., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R. D., Gochis, D., Gutzler, D., Lettenmaier, D., Marengo, J., Mechoso, C. R., Nogues-paegle, J., Silva Dias, P. L. y Zhangl, C. 2006. Toward a unified view of the American Monsoon Systems. *Journal of Climate*. 19, 4977–5000 (Special Section).
- Violante, R. A y Parker, G. 1999. Historia evolutiva del Río de la Plata durante el Cenozoico superior. *XIV Congreso Geológico Argentino*, Salta. Acta I: 504-507.
- Violante, R. A. y Parker, G. 2000. El Holoceno en las regiones marinas y costeras del nordeste de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55 (4): 337–351.
- Violante, R. A. y Parker, G. 2004. The post-glacial maximum transgression in the de la Plata River and adjacent inner continental shelf, Argentina. *Quaternary International*, 114, 167–181.
- 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 waves and river discharge regimes: *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, v. 57, p. 370-398.
- Wright, L. D. 1985, River deltas in Davis, R.A., Jr., ed., *Coastal Sedimentary Environments*, 2nd Edition: New York, *Springer-Verlag*, p. 1–7.
- Yrigoyen, M. 1993. Morfología y geología de la ciudad de Buenos Aires. *Actas Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería*, 7: 7-38.
- Zavala, C. 2020 Hyperpycnal (over density) flows and deposits. *Journal of Paleogeography*. 9, 17. <https://doi.org/10.1186/s42501-020-00065-x>.
- Zhou, J. y Lau, K. 1998. Does a Monsoon Climate Exist over South America?. *Journal Climate*, 11, 1020–1040. <https://doi.org/10.1175/1520-0442>.

## **APÉNDICE**

El apéndice presenta la ubicación y caracterización de los sitios de muestreo y la descripción sedimentológica de los testigos de sedimento. De acuerdo con las geoformas reconocidas y las unidades geomorfológicas definidas, se procedió al muestreo de los tres sectores en estudio (sur, centro y norte) (Fig. 1.1) donde se tomaron tanto muestras superficiales (Tabla I) como testigos de sedimento (Tablas II). La ubicación de los sitios de muestreo y su relación con las geoformas se puede visualizar en los Mapas 6.2, 6.3, 6.4.

### **I UBICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE SITIOS DE MUESTREO DE SEDIMENTOS SUPERFICIALES**

Se colectaron muestras en fondos de canales principales y canales distributarios secundarios. La muestra D18-S6 fue adquirida con draga del fondo del río Paraná de las Palmas a una profundidad alrededor de 3 m y a 400 m de la margen izquierda a la altura de su desembocadura en el estuario Río de la Plata. La muestra D18-S4.1 correspondiente al año 2018, fue obtenida con draga desde la embarcación a una profundidad de 1,5 m en el canal secundario del lateral NO de la isla de Zárate. La muestra D18-S7 fue colectada del fondo del canal “El diablito” mediante draga a una profundidad de 1 m. También se colectaron sedimentos de fondo en áreas someras de canales, las muestras D17-S5, D18-S5, D18-S9 y D15 fueron sacadas de distintos sectores de la margen derecha del río San Antonio. La muestra D17-S5 fue tomada desde la costa a menos de 50 cm de profundidad en el año 2017 y las muestras D18-S5 y D15 fueron extraídas desde la embarcación con draga a una profundidad menor a 2 m en los años 2018 y 2011 respectivamente. La muestra D18-S9 fue recogida en la bifurcación del río San Antonio y el Canal Vinculación con draga a menos de 2 m de profundidad (Fig. I.1).

Sobre las barras de desembocadura fueron obtenidas diversas muestras en condiciones subaéreas, la muestra D17-S3 correspondientes al año 2017 y las muestras D20-S1, D20-S2, D20-S3 durante el año 2020. En el año 2011 se tomaron la muestra D12 sobre el albardón de una barra de desembocadura y la muestra D13 en la planicie de

marea sobre una barra de desembocadura. En condiciones subácuas (<1m) y mediante draga, se colectaron las muestras D17-S1, D18-S3 y D18-S1-2 de los años 2017 y 2018 respectivamente, de otros sectores de barras de desembocadura.

<b>Muestras superficiales</b>	<b>Coordenadas geográficas</b>	<b>Características del área de muestreo</b>
<b>D17-S1</b>	34°26'30,5"S - 58°30'10,1"O	Barra de desembocadura sumergida
<b>D17-S2</b>	34°25'44,6"S - 58°29'31,3"O	Canal de marea entre barras de desembocadura
<b>D17-S3</b>	34°25'56,4"S - 58°29'6,4"O	Frente de barra de desembocadura
<b>D17-S4</b>	34°25'49,8"S - 58°29'50,5"O	Canal secundario entre barras de desembocadura estabilizadas
<b>D17-S5</b>	34°25'58,8"S - 58°29'49,0"O	Margen de canal, río San Antonio
<b>D17-S6</b>	34°27'51"S - 58°30'23,0"O	Canal ingresó puerto San Isidro
<b>D18-S1</b>	34°27'3,8"S - 58°31'8,4"O	Canalización 33 orientales
<b>D18-S1-2</b>	34°26'30,5"S - 58°30'10,1"O	Barra de desembocadura sumergida
<b>D18-S2</b>	34°22'31,2"S - 58°26'53,4"O	Depósito de tormenta
<b>D18-S3</b>	34°20'48,8"S - 58°26'58,8"O	Frente de barra de desembocadura
<b>D18-S4.1</b>	34°20'49,6"S - 58°27'5,8"O	Fondo de canal
<b>D18-S4.2</b>	34°20'49,8"S - 58°27'5,9"O	Barra de desembocadura estabilizada
<b>D18-S5</b>	34°25'49,3"S - 58°29'59,1"O	Fondo de canal, río San Antonio
<b>D18-S6</b>	34°19'24,6"S - 58°26'53,7"O	Fondo de canal, río Paraná de las Palmas
<b>D18-S7</b>	34°15'4,4"S - 58°24'13,6"O	Fondo de canal, río El diablito
<b>D18-S8</b>	34°14'0,5"S - 58°21'4,2"O	Canal transitorio en Isla Solís
<b>D18-S9</b>	34°24'20,1"S - 58°31'7,4"O	Fondo de canal, río San Antonio
<b>D20-S1</b>	34°27'6,9"S - 58°29'35,5"O	Barra de desembocadura
<b>D20-S2</b>	34°26'44,9"S - 58°29'21,9"O	Barra de desembocadura
<b>D20-S3</b>	34°26'59,5"S - 58°29'35,2"O	Barra de desembocadura
<b>C24*</b>	34°25'23,5"S - 58°31'04,5"O	Barra de desembocadura estabilizada
<b>C35*</b>	34°25'26,9"S - 58°31'54,8"O	Barra de desembocadura estabilizada
<b>C42*</b>	34°25'32,4"S - 58°30'45,2"O	Barra de desembocadura estabilizada
<b>D12*</b>	34°26'38,8"S - 58°30'08,1"O	Barra de desembocadura (albardón)
<b>D13*</b>	34°26'32,0"S - 58°30'09,9"O	Planicie de marea sobre barra de desembocadura
<b>D14*</b>	34°26'34,4"S - 58°29'59,5"O	Canal entre barras de desembocadura
<b>D15*</b>	34°24'47,3"S - 58°30'44,5"O	Margen de canal, río San Antonio

Tabla I: Ubicación y características del punto de muestreo de sedimentos superficiales. Las muestras indicadas con \* fueron publicadas en Marcomini *et al.* (2018).



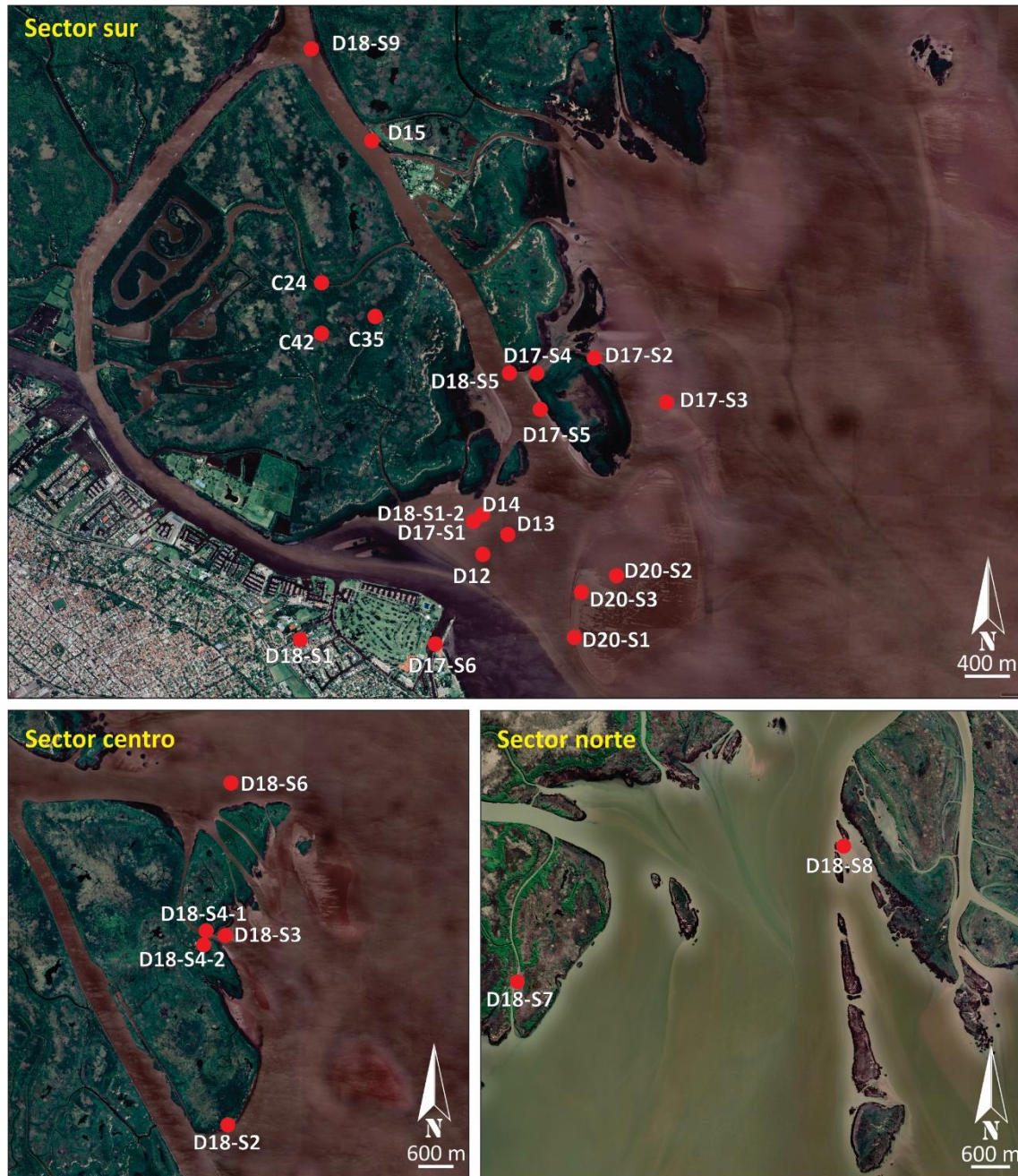


Figura I.1: Ubicación de muestras superficiales de los tres sectores en estudio.

También se tomaron muestras de canales entre barras de desembocadura. Estos canales son de origen fluvial y mareal por corrientes de flujos y reflujo, y corresponden a las muestras D17-S2, D17-S4, D18-S8, D14.

Las muestras C24, C35, C42 fueron tomadas en el año 2011 y pertenecen a sectores de barras estabilizadas de la planicie deltaica inferior. La muestra C24 corresponde a ambientes terrestres con pajonales, la muestra C35 a ambientes

terrestres con ceibales y la muestra C42 a ambientes terrestres con bosque. En el año 2018, sobre la isla de Zárate, fueron recogidas la muestra D18-S2 sobre la línea de costa de la barra y la muestra D18-S4.2, en un sector de pastizales de un lateral de la barra.

Se tomaron muestras en sectores de canales antrópicos como la muestra D17-S6 en el año 2017 en el canal de ingreso al puerto de San Isidro y la muestra D18-S1 en el año 2018 en una canalización denominada “33 orientales”.

## II UBICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE SITIOS DE MUESTREO DE TESTIGOS DE SEDIMENTO

Para la caracterización de los puntos de extracción de testigos de sedimento e interpretación de la evolución geomorfológica de cada subambiente, se realizaron series temporales de detalle para cada sitio de muestreo que se detallan e ilustran a continuación. La evaluación de esta información fue utilizada para la interpretación de los testigos y elaboración de las facies sedimentarias.

Testigos	Coordenadas geográficas	Espesor (cm)	Características del área de muestreo
D17-T1	34°25'40,3"S - 58°29'56,6"O	103	Barra de desembocadura estabilizada
D11-T2	34°26'34,5"S - 58°30'10,3"O	58	Margen de canal transitorio
D11-T0	34°26'33,0"S - 58°30'7,8"O	49	Albardón de barra de desembocadura
D17-T3	34°25'43,1"S - 58°29'22,4"O	123	Frente de barra de desembocadura
D17-T4	34°25'49,5"S - 58°29'50,7"O	131	Margen de canal secundario entre barras de desembocadura estabilizadas
D17-T5	34°25'58,6"S - 58°29'48,8"O	87	Margen de canal, río San Antonio
D18-T1	34°22'31,3"S - 58°26'53,9"O	125	Barra de desembocadura estabilizada
D18-T2	34°20'48,7"S - 58°26'59,1"O	28	Planicie de marea sobre barra de desembocadura
D18-T3	34°20'49,8"S - 58°27'6,0"O	120	Lateral de barra de desembocadura estabilizada
D18-T4	34°15'4,4"S - 58°24'13,7"O	113	Margen de canal, río El Diablito
D18-T5	34°14'3,3"S - 58°21'5,8"O	92	Margen de canal transitorio
D20-T1	34°27'6,9"S - 58°29'35,5"O	46	Barra de desembocadura
D20-T2	34°26'59,5"S - 58°29'35,2"O	28	Barra de desembocadura

Tablas II: Ubicación y características de puntos de muestreo de testigos de sedimento.

El testigo D17-T1 (Mapa 6.2) fue extraído en la planicie deltaica inferior, en una barra de desembocadura actualmente estabilizada y entre unos 700-1400 m de la línea de costa al año 2017, año de extracción del testigo (Fig. II.1). Este sitio aparece como un sector de la planicie deltaica subácuea en fotografías aéreas e imágenes satelitales (Fig. 6.20 A, B, C) hasta *ca.* el año 1987 (Fig. 6.20 D). En este sector podría haber comenzado a formarse una barra de desembocadura, que para *ca.* el año 1991 (Fig. 6.19 E) presenta algunos rasgos de estabilización por vegetación. Esta barra va creciendo y ya *ca.* el año 1996 muestra la fisonomía de una isla vegetada (Fig. 6.19 F). Para *ca.* el año 2004 y en momentos de bajo nivel del agua comienza a formarse una barra que se encuentra por delante, con signos de estabilización y vegetación para el año 2009 (Fig. II.1 B). En las imágenes de los años 2016 y 2019 se advierten momentos de bajantes (Figs. II.1 D, F) y en los años 2017 y 2020 (Figs. II.1 E, G) se muestra la barra estabilizada inundada momento en el que predomina la decantación de materiales finos en el interior de la barra.

El testigo D17-T4 (Mapa 6.2) fue extraído en el año 2017, en un canal distributivo entre barras estabilizadas del delta subácueo a unos 100 m de la margen derecha del canal San Antonio y entre 600 y 1100 m de la línea de costa al momento de la extracción. Fotografías aéreas e imágenes satelitales de este sector hasta *ca.* el año 2004 (Fig. II.1 A) muestran una zona de planicie deltaica subácuea con una incipiente canalización entre la barra estabilizada y la barra de desembocadura en formación. Luego comienzan a estabilizarse barras aguas afuera y, desde *ca.* año 2015 (Fig. II.1 C), el sitio de muestreo se convierte en un canal entre barras vegetadas, con un ancho inicial de 330 m, que va disminuyendo hasta los 125 m (año 2017) debido al crecimiento de las barras que lo limitan. En imágenes de los años 2016 y 2019 (Figs. II.1 D, F), momentos de nivel bajo del agua, el ancho del canal activo disminuye a 30 m y en las márgenes expuestas se desarrollan pequeñas canalizaciones perpendiculares al curso principal. El canal se encuentra sometido a corrientes de flujo y reflujo de mareas y crecidas del río San Antonio.



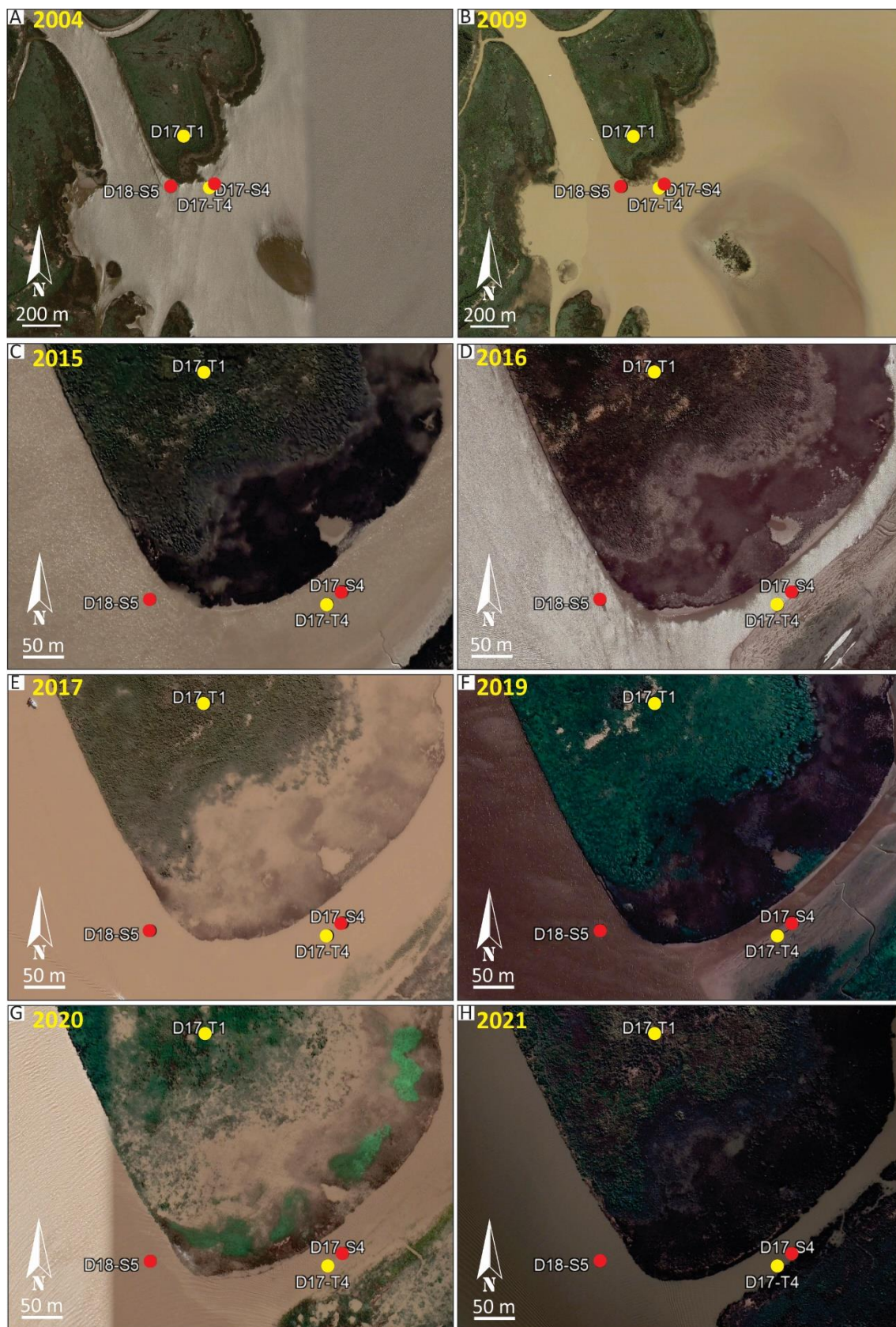


Figura II.1: Serie temporal (2004-2021) de detalle para el sector de muestreo de los testigos D17-T1, D17-T4 y las muestras superficiales D17-S4 y D18-S5 construida con imágenes satelitales de

los años (A) 2004, (B) 2009, (C) 2015, (D) 2016, (E) 2017, (F) 2019, (G) 2020, (H) 2021 (cortesía actualizaciones de Google Earth Pro).

El testigo D17-T3 (Mapa 6.2) fue extraído en un sector de la planicie deltaica subaérea, en el frente de una barra de desembocadura y hacia un lateral de un canal entre barras a unos 230 m de la zona costera más cercana al momento de extracción en el año 2017 (Fig. II.3). Fotografías aéreas e imágenes satelitales de este sector muestran hasta *ca.* el año 2004 (Fig. 6.20, II.2 A) que la zona formaba parte de la planicie deltaica subaérea a unos 700 m de la costa y sin barras vegetadas cercanas. Para *ca.* el año 2009 (Fig. II.2 B) se empiezan a formar barras de desembocadura al suroeste y al norte (*ca.* año 2015) del punto de muestreo, generando un canal entre ambas barras de aproximadamente 200 m de ancho. En ese momento dicho canal mostraba algunos rasgos de estabilización, con abundante vegetación y la formación de pequeñas barras de desembocadura parcialmente expuestas en su interior lo que genera la bifurcación del flujo. Para los siguientes años (2018, 2019), se definen dos canalizaciones y un incremento en el desarrollo de la barra de desembocadura. Para el año 2021 (Fig. II.2 H) progresa ampliamente la barra de desembocadura y los canales presentan un ancho de entre 20 a 25 m. También se distinguen nuevas bifurcaciones de canales hacia atrás de la barra.

El testigo D11-T2 (Mapa 6.2) fue extraído en la planicie deltaica subaérea, sobre una barra de desembocadura, a unos 300 m costa afuera de la línea de ribera al momento de extracción (año 2011) (Fig. II.3 A, B, C, D). Durante los años cercanos al momento de muestreo, 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 (Fig. II.3 A, C). Para el año 2020 este sector continúa siendo parte de la planicie deltaica subaérea, 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 (Fig. II.3 G, H).



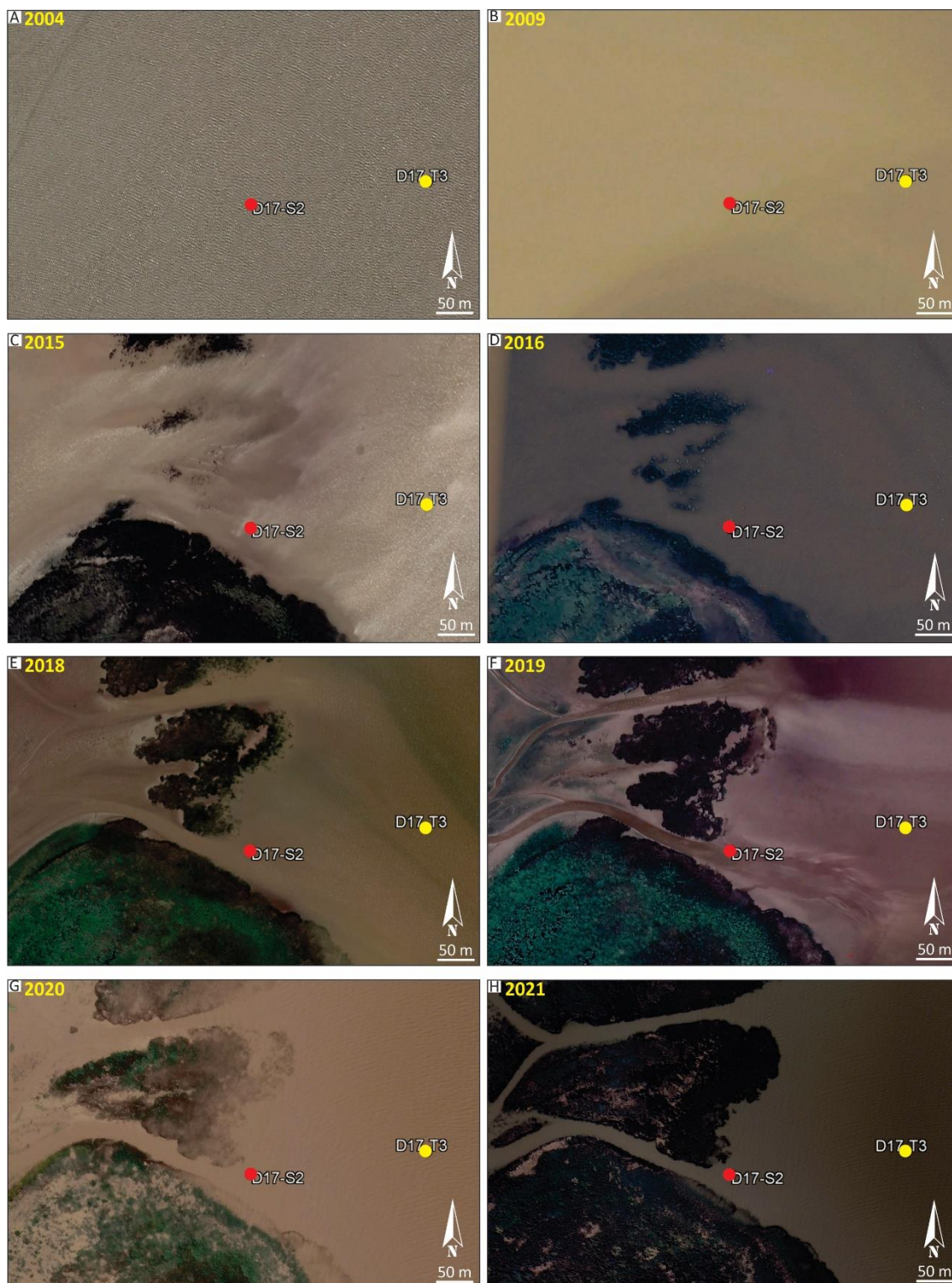


Figura II.2: Serie temporal (2004-2021) de detalle para el sector de muestreo del testigo D17-T3 y la muestra actual D17-S2 construida con imágenes satelitales de los años (A) 2004, (B) 2009, (C) 2015, (D) 2016, (E) 2018, (F) 2019, (G) 2020, (H) 2021 (cortesía actualizaciones de Google Earth Pro).

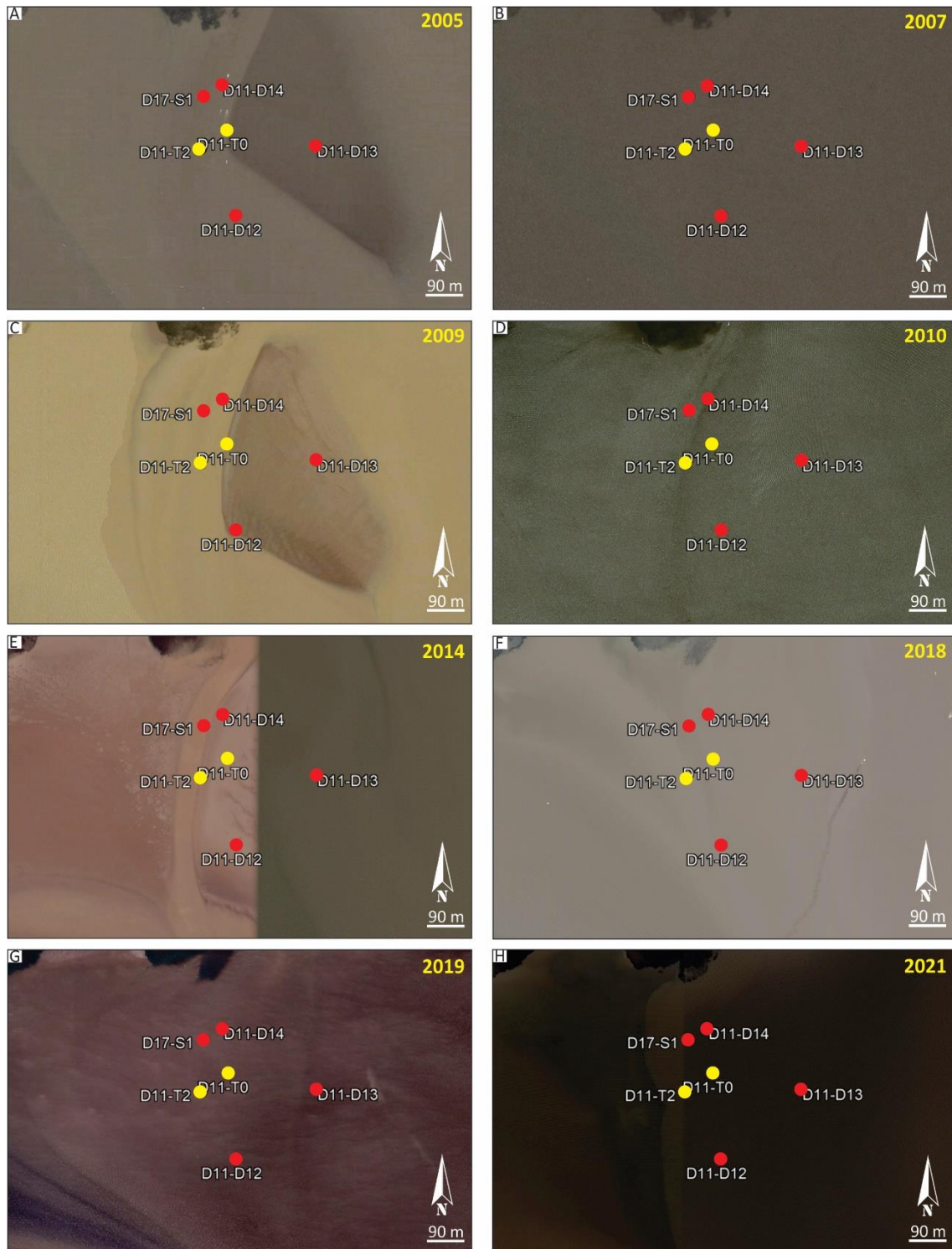


Figura II.3: Serie temporal (2005-2021) de detalle para el sector de muestreo de los testigos D11-T0 y D11-T2 y las muestras superficiales D17-S1, D11-D12, D11-D13 y D11-D14 construida con imágenes satelitales de los años (A) 2005, (B) 2007, (C) 2009, (D) 2010, (E) 2014, (F) 2018, (G) 2019, (H) 2021 (cortesía actualizaciones de Google Earth Pro).

El testigo D17-T5 (Mapa 6.2, Fig. II.4) fue extraído en el año 2017 en la margen izquierda de un canal distributivo, el río San Antonio, a unos 860 m del frente de progradación deltaica para dicho momento, y al costado de una barra estabilizada desde *ca.* año 2009 (Fig. II.4 B). Imágenes satelitales anteriores a dicho año muestran una situación de planicie deltaica subácuea, a unos 30 m de la línea de costa. Para los siguientes años, 2010 y 2011 (Fig. II.4 C, D) la barra presenta extenso desarrollo y características de estabilización por abundante vegetación. Para *ca.* el año 2013 (Fig. II.4 E) la barra presenta las dimensiones y configuración actual. A partir del año 2017 (Fig. II.4 H) se distingue el desarrollo de depresiones en los sectores centrales de la barra que son inundados en momentos de crecidas. El ingreso de agua a estos sectores es posible por canalizaciones de derrame que atraviesan los albardones de mayor cota que rodean a las barras de desembocadura. En momentos de bajantes (Fig. II.4 J) quedan expuestas en las márgenes de las barras, planicies de mareas o llanuras de inundación con indicios de acción mareal como canalizaciones sinuosas por corrientes de flujo y reflujo. La imagen del año 2020 (Fig. II.4 K) muestra la barra estabilizada inundada generando depositación de material fino lo que favorece su acreción vertical.

El testigo D18-T1 (Mapa 6.3) fue extraído en la planicie deltaica inferior, en una barra de desembocadura estabilizada conocida como la “isla de Zárate”, sobre la línea de costa al año 2018, año de extracción del testigo (Fig. II.5). En fotografías aéreas del año 1956 (Fig. 6.21 A) la línea de costa se encontraba a 3 km, delta adentro del punto de muestreo. No hay registros fotográficos de la zona hasta el año 1985 (Fig. 6.21 B) donde la barra presenta la configuración actual y estabilizada. De acuerdo a lo observado en campo y a la serie temporal de detalle de los últimos 17 años podemos decir que la configuración de la línea de costa no registra importantes modificaciones. En el punto de extracción del testigo se describieron pequeñas escarpas de erosión y depósitos de retrabajo (Ver fig. 6.4). Estas geoformas son consecuencia de la exposición de la zona a eventos de tormenta y flujos y reflujos de marea.



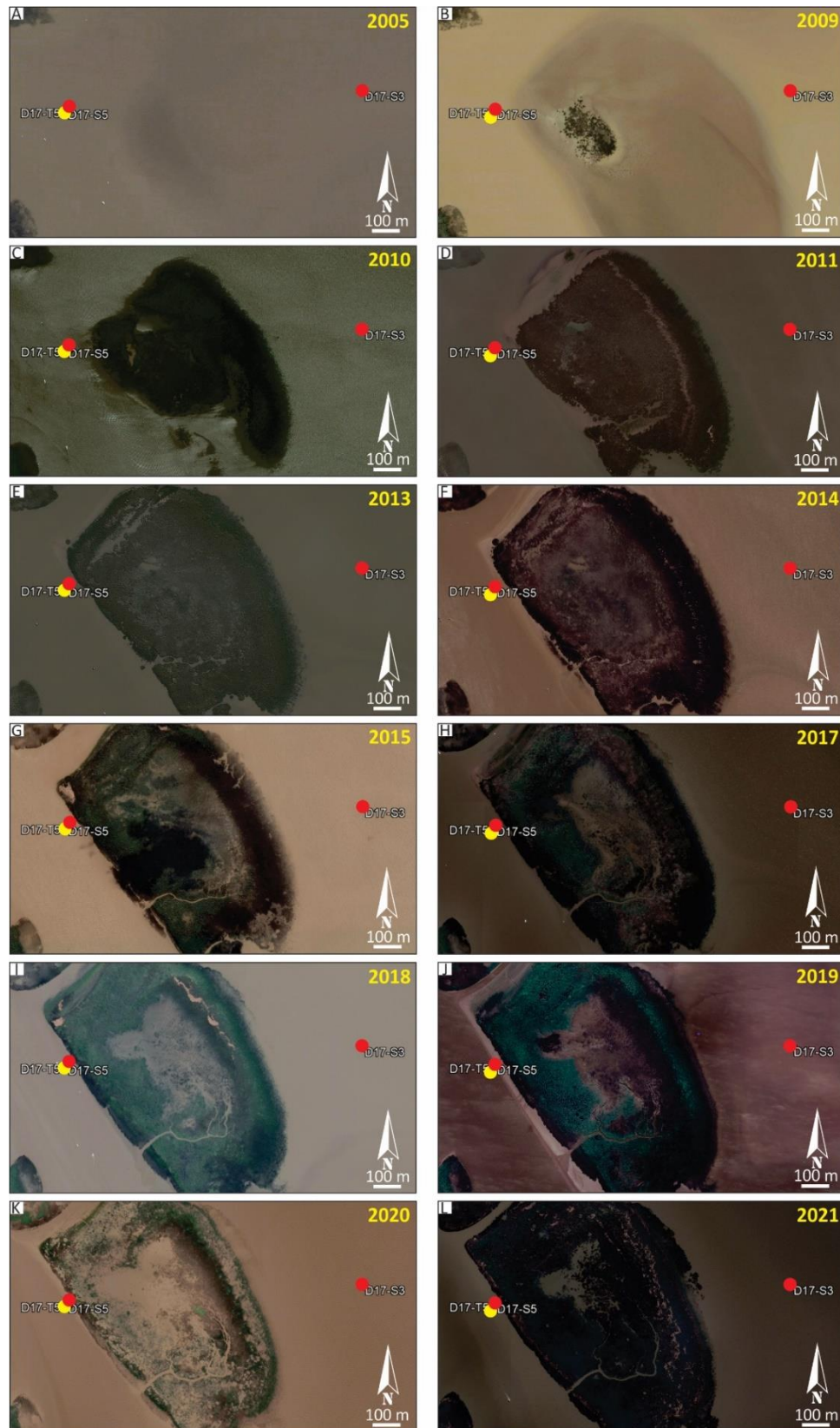


Figura II.4: Serie temporal (2005-2021) de detalle para el sector de muestreo del testigo D17-T5 y las muestras superficiales D17-S3 y D17-S5 construida con imágenes satelitales de los años (A) 2005, (B) 2009, (C) 2010, (D) 2011, (E) 2013, (F) 2014, (G) 2015, (H) 2017, (I) 2018, (J) 2019, (K) 2020, (L) 2021 (cortesía actualizaciones de Google Earth Pro).

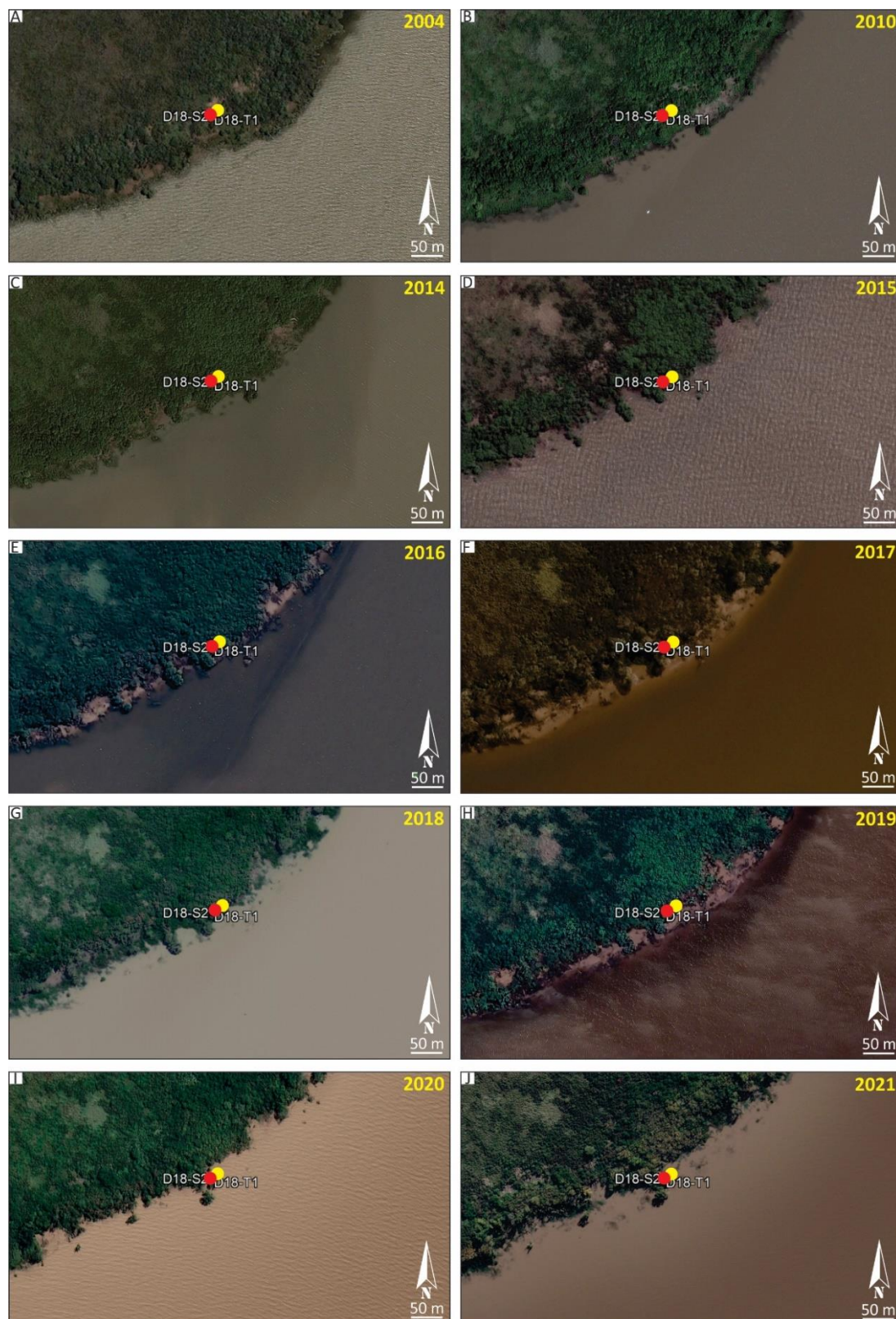


Figura II.5: Serie temporal (2004-2021) de detalle para el sector de muestreo del testigo D18-T1 y la muestra actual D18-S2 construida con imágenes satelitales de los años (A) 2004, (B) 2010, (C) 2014, (D) 2015, (E) 2016, (F) 2017, (G) 2018, (H) 2019, (I) 2020, (J) 2021 (cortesía actualizaciones de Google Earth Pro).



El testigo D18-T2 fue extraído en el año 2018 en la planicie deltaica subácuea sobre el frente de una barra de desembocadura a 35 m de la línea de costa y en condición de alta marea, con 30 cm de agua sobre el nivel de superficie, en el momento de la extracción. En imágenes satelitales del año 1985 (Fig. 6.21 B) se presenta la zona como parte del delta subáqueo con presencia de una barra estabilizada sobre el costado suroeste y barras subáneas con pequeños indicios de estabilización y vegetación por detrás del punto de extracción. En el año *ca.* 1991 (Fig. 6.21 C) la barras por detrás se empiezan a estabilizar y tomar carácter subaéreo, generando un área de circulación restringida de agua y sedimento. En imágenes satelitales de los años 2005 y 2010 (Fig. II.6 A, B) se observa el amplio crecimiento de la barra de desembocadura que se encuentra por detrás del punto de extracción del testigo. Para los siguientes años (Fig. II.6 C a J) no se registran importantes modificaciones en el área de muestreo. En la imagen del año 2013 (Fig. II.6 D), momento de nivel alto del agua, las depresiones de las barras estabilizadas se encuentran ocupadas de agua. En imágenes de los años 2017, 2019 y 2020 (Fig. II.6 H, I, J) momentos de bajante se visualiza la continuación de la barra de desembocadura costa afuera y el comienzo de estabilización con vegetación de un nuevo sector por delante del punto de muestreo (Fig. II.6 J).

El testigo D18-T3 (Mapa 6.3) fue extraído en el año 2018, en el lateral de una barra estabilizada. En fotografías aéreas del año 1956 (Fig. 6.21 A) se muestra el área como parte de la planicie deltaica subáqueo, *ca.* el año 1985 (Fig. 6.21 B) se percibe un amplio desarrollo de la barra de desembocadura en dirección sureste. A su vez hacia el noreste del punto de muestreo se distinguen evidencias de estabilización y comienzan a formarse nuevas barras de desembocadura. Hasta este momento, el punto de extracción formaba parte del canal de bordea la barra. Para *ca.* el año 2005 (Fig. II.6 A) la barra adquiere mayor dimensión y este punto se encuentra en sectores de margen de canal o áreas intermareales. Para los siguientes años la estabilización es mayor con incipiente vegetación y un progresivo crecimiento de la misma. El sector no presenta mayores modificaciones más que el aumento de la vegetación y la acreción vertical debido a eventos de derrame que se han producido desde el canal lateral en épocas de inundación. En momentos de bajante (Fig. II.6 H, I), la extensión aguas abajo de la barra de desembocadura arenosa queda al descubierto.



Figura II.6: Serie temporal (2005-2020) de detalle para el sector de muestreo de los testigos D18-T2 y D18-T3 y las muestras superficiales D18-S3, D18-S4.1 y D18-S4.2 construida con imágenes satelitales de los años (A) 2005, (B) 2010, (C) 2012, (D) 2013, (E) 2014, (F) 2015, (G) 2016, (H) 2017, (I) 2019, (J) 2020 (cortesía actualizaciones de Google Earth Pro).

El testigo D18-T4 (Mapa 6.4) fue extraído (año 2018) en la bifurcación entre el arroyo “El Diablito” y un canal secundario en condiciones subácuas. En fotografías aéreas del año 1956 (Fig. 6.22 A) el punto de extracción se encontraba en la línea de costa del frente deltaico. En imágenes satelitales del año 1984 (Fig. 6.22 B), inicia la formación de una barra de desembocadura por delante del punto de extracción del testigo, quedando un canal incipiente. Este sector queda como parte del canal durante todo el desarrollo y estabilización de la barra de desembocadura. Para el año *ca.* 2004 (Fig. II.7 A) comienza a formarse la barra que origina la bifurcación del canal “El Diablito” y el tributario secundario. A partir del año 2010 (Fig. II.7 B) disminuye el ancho del cauce del arroyo “El Diablito” y se genera un amplio desarrollo de la barra de desembocadura. Para el año *ca.* 2021 (Fig. II.7 J) el canal secundario disminuye su ancho notablemente.

El testigo D18-T5 (Mapa 6.4) fue extraído en el año 2018 en la planicie de marea sobre barras de desembocadura en el sector occidental de un conjunto de barras e islas denominadas “Solís” y “Oyarvide” ubicadas en la desembocadura del río Uruguay. En imágenes satelitales de 1984 (Fig. 6.22 B-6.23 A) el sector forma parte del canal de desembocadura del río Uruguay en el estuario. Para *ca.* el año 1987 (Fig. 6.23 C), (en condiciones de baja marea) se observa la presencia de bancos de arena. En el *ca.* año 1989 las barras son estabilizadas y presentan condiciones subaéreas. Hasta *ca.* el año 2004 (Fig. II.8 A) el área forma parte del canal de desembocadura del río Uruguay en el estuario. Para *ca.* el año 2014 (Fig. II.8 C), en condiciones de baja marea, se presentan bancos de arena con signos de estabilización por vegetación y canales transitorios que separan la barra de desembocadura en formación de la barra estabilizada al oeste. En el *ca.* año 2018 (Fig. II.8 F) las barras son estabilizadas y presentan condiciones subaéreas con abundante vegetación. En la imagen del año 2019 (Fig. II.8 G) la barra cercana al punto de extracción del testigo D18-T5 toma mayor dimensión y exposición subaérea y se genera una nueva canalización al norte de la misma. Para el año 2021 (Fig. II.8 H) se desarrollan barras de mayores dimensiones separadas por canalizaciones secundarias. Estas barras forman parte del gran conjunto de islas que evolucionaron en la desembocadura del río Uruguay con el estuario en los últimos 40 años.



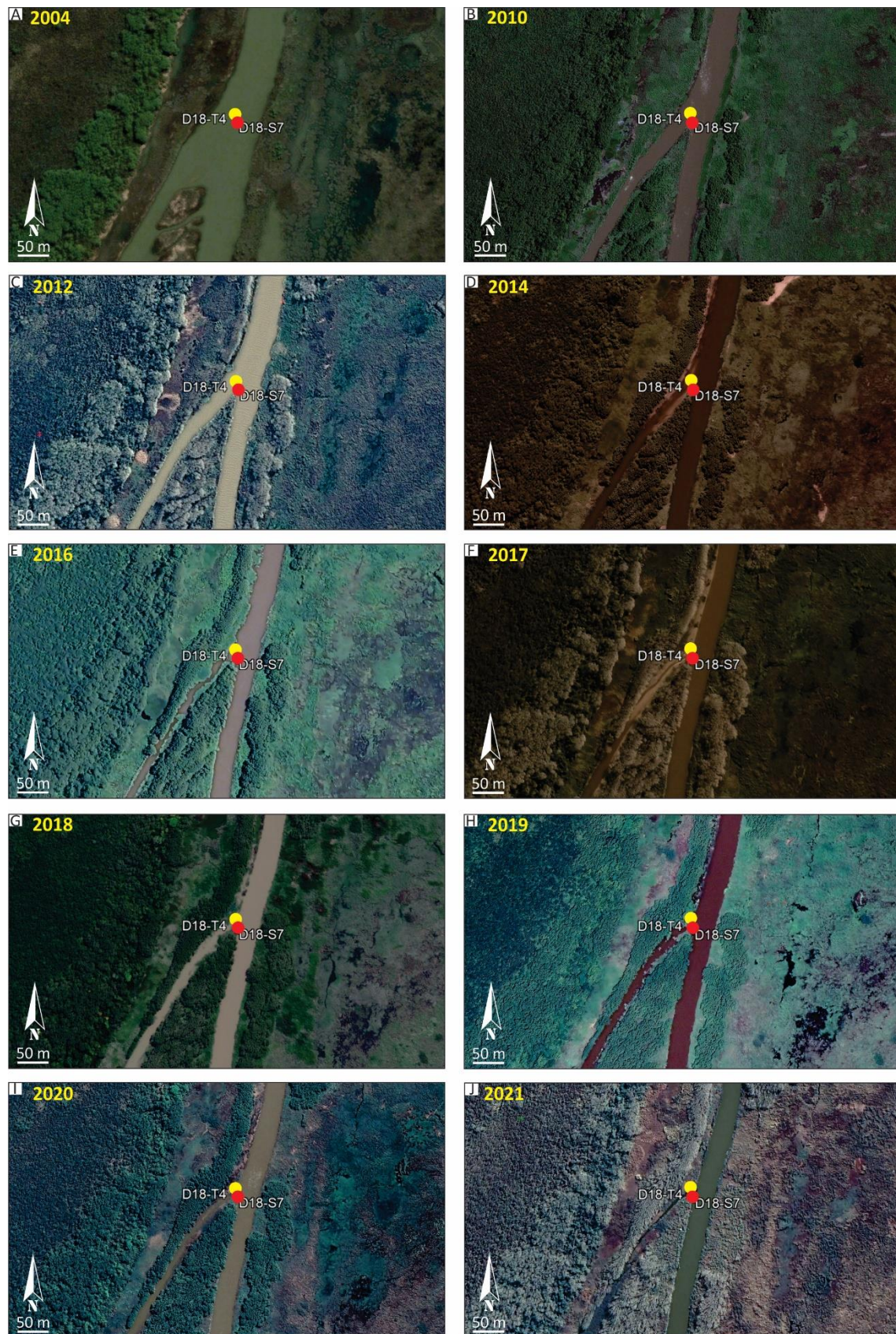


Figura II.7: Serie temporal (2004-2021) de detalle para el sector de muestreo del testigo D18-T4 y la muestra actual D18-S7 construida con imágenes satelitales de los años (A) 2004, (B) 2010,

(C) 2012, (D) 2014, (E) 2016, (F) 2017, (G) 2018, (H) 2019, 2(I) 2020, (J) 2021 (cortesía actualizaciones de Google Earth Pro).

Los testigos D20-T1 y D20-T2 (Mapa 6.2) fueron extraídos en el la planicie deltaica subácuea, sobre una barra de desembocadura, a unos 1500 m y 1000 m respectivamente de la línea de costa al momento de extracción en el año 2020. Es un área de aguas someras donde las barras quedan expuestas en condiciones de bajantes excepcionales y con hasta más de 2 m de agua por encima en condiciones de sudestada. Para *ca.* el año 2005 (Fig. II.9 A), los puntos de muestreo se encuentran en zonas de canalizaciones. Hacia *ca.* el año 2008 (Fig. II.9 B) se observa una exposición incipiente de una barra en cercanías de la muestra D20-S2. Para *ca.* el año 2017 (Fig. II.9 E) se percibe el crecimiento de la barra hacia el sur y la formación de canales en los laterales, que se distingue la gran cantidad de embarcaciones que rodean la barras (Fig. II.9 F). Para *ca.* el año 2019 (Fig. II.9 G) emerge una barra con una configuración similar a la actual. En el momento de la extracción (enero 2020) la barra se encontraba totalmente expuesta, en condiciones subaéreas donde se pudieron reconocer estructuras de corrientes de flujo y reflujo (Ver fig. 6.9).

### III CARACTERIZACIÓN DE TESTIGOS DE SEDIMENTO

Los testigos incluyen sucesiones sedimentarias de entre 50 y 131 cm, se describen de base a techo indicando la posición de cada litofacies y asociación de facies, y detallando la variación de los distintos parámetros medidos como contenido de carbono orgánico (LOI<sub>550</sub>), contenido de carbono inorgánico (LOI<sub>950</sub>) y susceptibilidad magnética (SM).



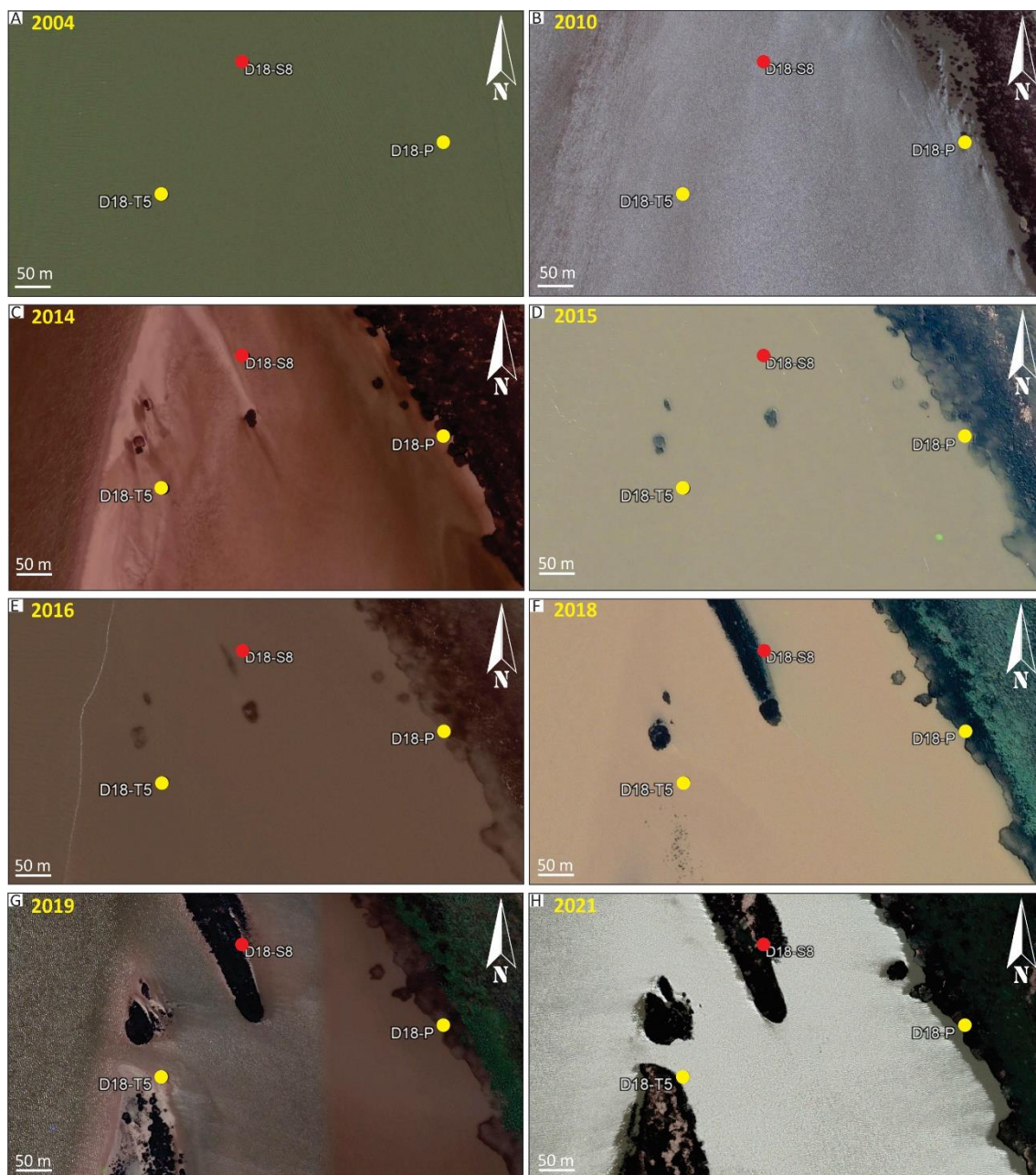


Figura II.8: Serie temporal (2004-2021) de detalle para el sector de muestreo del testigo D18-T5, la muestra actual D18-S8 y el perfil D18-P construida con imágenes satelitales de los años (A) 2004, (B) 2010, (C) 2014, (D) 2015, (E) 2016, (F) 2018, (G) 2019, (H) 2021 (cortesía actualizaciones de Google Earth Pro).



Figura II.9: Serie temporal (2005-2021) de detalle para el sector de muestreo de los testigos D20-T1 y D20-T2 y las muestras superficiales D20-S1, D20-S2 y D20-S3 construida con imágenes satelitales de los años (A) 2005, (B) 2008, (C) 2010, (D) 2012, (E) 2017, (F) 2018, (G) 2019, (H) 2021 (cortesía actualizaciones de Google Earth Pro).

### III.1 Testigo D17-T1 (34°25'40,39"S-58°29'56,61"O) (Fig. 7.7; Mapa 6.2).

El testigo D17-T1, de 100 cm de espesor, muestra una sucesión con tendencia grano-decreciente, desde arenas finas a muy finas (S), de color marrón (10YR 4/3), masivas y con laminación heterolítica flaser, con valvas de *Corbicula fluminea* y restos

de raíces e intercalaciones de arenas fangosas (SF), de color marrón grisáceo oscuro (10YR 4/2) con laminación heterolítica flaser hasta los 83 cm de profundidad. Los porcentajes de  $LOI_{550}$  y  $LOI_{950}$  son muy bajos ( $\sim 1\%$  y  $<0,5\%$ , respectivamente), así como los valores de SM, los más bajos de toda la sucesión, presentan poca variación, entre  $0,7$  y  $2 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} 10^{-7}$ . Entre los 83 y 61 cm de profundidad esta sucesión pasa a limos arenosos ( $LS_1$ ), de color marrón (10YR 4/3) con marcas de raíces y valvas. En los niveles de  $LS_1$  la imagen de tomografía expone una tenue laminación, que en algunos tramos fue observada en la descripción megascópica como laminación heterolítica ondulosa. La SM muestra, en los primeros 2 cm, una tendencia positiva hasta valores de  $3 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} 10^{-7}$ , luego se mantienen sin grandes variaciones entre  $2,6$  y  $3,5 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} 10^{-7}$ . El porcentaje de  $LOI_{550}$  varía entre  $1,8\%$  y  $4,2\%$ , con una tendencia positiva en los primeros 7 cm y el porcentaje de  $LOI_{950}$  varía entre  $0,4\%$  y  $1,2\%$ , con los valores mayores en los dos tercios superiores de la unidad. Continúan limos (L), de color marrón (10YR 4/3), masivos o con laminación horizontal difusa y pequeñas intercalaciones de  $0,5$  cm de niveles orgánicos y restos de juncos. A los 44 cm de profundidad un aumento de la SM marca el inicio de un tramo con tendencia grano-decreciente, iniciando con  $\sim 5$  cm de limos arenosos ( $LS_2$ ), de color marrón (10YR 4/3), con laminación horizontal difusa, siguiendo con limos (L), de color marrón (10YR 4/3), masivos o con laminación horizontal difusa. La SM varía entre  $2$  y  $3,2 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} 10^{-7}$ , mostrando en algunos tramos tendencias positivas que refuerzan el reconocimiento de los tramos grano-decrecientes. El porcentaje de  $LOI_{550}$  varía entre  $2,6$  y  $7\%$ . El porcentaje de  $LOI_{950}$  presenta valores bajos, entre  $0,7$  y  $1,5 \%$ . La tomografía muestra fibras orientadas al azar, mayor grado de bioturbación y/o deformación. Presenta niveles orgánicos y restos de raíces y frondes. Los últimos 23 cm resultan limos arcillosos (L), de color marrón grisáceo oscuro (10YR 4/2) con abundantes raíces y frondes y bioturbación e intercalaciones de niveles orgánicos de entre los 8-6 cm y 4-0 cm de profundidad donde se reconocen bioturbaciones y restos orgánicos macroscópicos, de  $0,1$ - $1$  cm de espesor, caracterizados principalmente por restos de juncos y raíces. La SM presenta valores de alrededor de  $2,5 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} 10^{-7}$ . El porcentaje de  $LOI_{550}$  presenta valores bajos en la base de esta sucesión de  $6\%$  alcanzando hasta  $11,6\%$  en el techo del testigo. El porcentaje de  $LOI_{950}$  presenta valores entre  $1,4$  y  $2 \%$ .

**III.2 Testigo D11-T2 (34°26'34,73"S-58°29'59,75"O) (Fig. 7.8; Mapa 6.2).**

El testigo D11-T2, de 55 cm de espesor, presenta un término inferior dominado por arenas limosas (SL), de color marrón amarillento (10YR 5/4) con laminación heterolítica flaser a ondulosa. En la base presenta pequeños lentes y laminaciones de arcilla de color marrón grisáceo (10YR 5/2). Los valores de  $LOI_{550}$  son de alrededor de 1% en el primer tramo para luego aumentar hasta 2,2%.  $LOI_{950}$  varía de 0,5% a 1,1% y la SM varía entre 3 y 3,8%. Entre 27-49 cm de profundidad se destaca la presencia de arenas limosas (SL) y limos arenosos ( $LS_1$ - $LS_3$ ) de color marrón (10YR 5/3) a marrón rojizo (2,5YR 4/3) con intercalaciones de limos (L) con variadas laminaciones heterolíticas de lenticulares en limos arenosos  $LS_3$  a flaser en arenas limosas, las cuales se organizan en un paquete con láminas inclinadas unos  $\sim 30^\circ$  que se caracteriza como laminación heterolítica inclinada (IHS, por sus siglas en inglés; Thomas *et al.*, 1987). Los valores de SM varían entre 3,1 y 3,8  $m^3 kg^{-1} 10^{-7}$  con tendencia negativa hacia el techo, evidenciando una tendencia grano-creciente. Los valores de  $LOI_{550}$  aumentan de 2,2 a 4,1% en el primer tramo para luego presentar variaciones de entre 3 y 4,3%. Los porcentajes de  $LOI_{950}$  presentan mayor variabilidad oscilando entre 0,4 y 1,2%. Continúan con bancos de limos arenosos ( $LS_1$ - $LS_3$ ), de color marrón (10YR 5/3) a marrón grisáceo (10YR 5/2), masivos o con laminación heterolítica ondulosa a lenticular y laminación horizontal difusa. Los porcentajes de  $LOI_{550}$  varían 2,5 y 4,5%. Los valores de  $LOI_{950}$  se mantienen prácticamente constantes en alrededor del 0,8% y la SM presentan valores alrededor de 3,4  $m^3 kg^{-1} 10^{-7}$  presentando un pico negativo de 2,7  $m^3 kg^{-1} 10^{-7}$  a los 9 cm de profundidad.

**III.3 Testigo D17-T3 (34°25'43,10"S-58°29'22,40"O) (Fig. 7.9; Mapa 6.2).**

El testigo D17-T3 de 122 cm de espesor, expone desde la base 10 cm de arenas limosas (SL) color marrón amarillento oscuro (10YR 4/4), laminación horizontal que queda expuesta en la tomografía del testigo y laminación heterolítica flaser. Presenta intercalaciones milimétricas a centimétricas de arenas muy finas (S), color marrón amarillento (10YR 5/4), masivas. SM varía entre 2,5 y 3,5  $m^3 kg^{-1} 10^{-7}$ , con tendencia positiva en el tramo superior,  $LOI_{550}$  entre 1 y 2,8% y  $LOI_{950}$  0,4 y 0,75%, estos últimos primero con tendencia negativa y luego positiva. La sucesión pasa a limos arenosos ( $LS_1$ )

de color marrón amarillento (10YR 4/4) con laminación horizontal y heterolítica ondulosa a flaser, con algunas intercalaciones milimétricas de niveles y lentes arcillosos orgánicos y laminación convoluta en el tope de la sucesión. En este tramo la tomografía evidencia una laminación horizontal bien desarrollada, que en la descripción megascópica se expuso como laminaciones horizontales y heterolíticas variadas. La SM muestra en el primer tramo una tendencia granocreciente con valores que van de 4,2 a 2,5% y el tramo superior granodecreciente con valores de 2,5 a 4,3%. Los valores de  $LOI_{550}$  varían entre 1 y 2,7% y los de  $LOI_{950}$  entre 0,3 y 0,8% con tendencia negativa. El tramo medio que va desde los 58 a 93 cm presentan abundante laminación convoluta y bioturbación, en arenas limosas (SL) de color marrón amarillento (10YR 5/4) y limos arenosos ( $LS_1$ ) de color marrón (10YR 4/3), masivas y con laminación heterolítica ondulosa a flaser. A los 65 cm se reconocieron valvas de *Corbicula Fluminea* y entre 72-73 cm presentó abundantes acumulaciones de micas y lentes de arcillas. Los porcentajes de  $LOI_{550}$  presentan tendencia negativa en el primer tramo con valores que van de 2 a 1,5 % para luego aumentar hasta 2,5%. En el tramo superior de la unidad los porcentajes varían entre 0,5 y 2,9%; los valores de  $LOI_{950}$  son muy bajos < 0,3% en el tramo inferior de la unidad y luego aumentan hasta 0,7%, y la SM varía entre 2 y  $4,4 \text{ m}^3\text{kg}^{-1}10^{-7}$ . La mitad superior del testigo D17-T3 está dominada por limos arenosos ( $LS_2$ ) de color marrón (10YR 5/3), en bancos generalmente masivos o con laminación heterolítica ondulosa y bioturbados. La base y el techo de esta sucesión muestra texturas algo más gruesas, limos arenosos ( $LS_1$ ) con laminación ondulosa y laminaciones horizontales difusas en la base. El tramo superior presenta bioturbaciones y restos de medias valvas de *Corbicula fluminea*. Entre 32-33 cm presenta acumulaciones de micas. Los porcentajes de  $LOI_{550}$  son algo variables en la base de la unidad con valores de 0,5 a 3%, luego se mantienen constantes en ~2 % y en el tramo final disminuyen hasta 1%, los valores de  $LOI_{950}$  son también bajos, alrededor de 0,4% en el tramo inferior para luego presentar oscilaciones entre 0,45 y 0,9%. Los valores de SM se mantienen alrededor de  $3 \text{ m}^3\text{kg}^{-1}10^{-7}$  sin marcadas variaciones.

Es posible que algunas de las estructuras de bioturbación observadas en los testigos (e.g. 78-82 cm del testigo D17-T3) puedan corresponder a una estructura orgánica de escape (tipo fugichnia), quizás relacionada a la actividad del bivalvo



*Corbicula fluminea* (Richiano, S., comunicación personal). Esperamos que estudios particulares sobre estructuras biogénicas sobre estas sucesiones permitan profundizar en estos aspectos.

#### III.4 Testigo D17-T4 (34°25'49.50"S-58°29'50.72"O) (Fig. 7.10; Mapa 6.2).

El testigo D17-T4 posee 130 cm de espesor, en la base predomina arenas limosas (SL), color marrón amarillento oscuro (10YR 5/4), masivas y con laminación horizontal difusa. Los porcentajes de  $LOI_{550}$  y  $LOI_{950}$  son muy bajos ( $<2$  y  $<0,5\%$ , respectivamente), y los valores de SM varían entre 3,3 y 4,2  $m^3kg^{-1}10^{-7}$ . Presenta acumulaciones de micas a lo largo de la unidad. 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 limos arenosos ( $LS_1$ ), color marrón (10YR 4/3), con laminaciones horizontales y heterolítica ondulosa, continúan limos arenosos ( $LS_3$ ) de color marrón grisáceo oscuro (10YR 4/2), con laminación lenticular difusa en la base y laminación horizontal difusa. Por encima se presentan limos arenosos ( $LS_2$ ) de color marrón oscuro, con laminación horizontal difusa. Este tramo presenta abundante bioturbación, oquedades y restos de raíces y juncos dispersos, rasgos visibles en la tomografía. A los 78-80 cm el testigo muestra restos de valvas fragmentadas de *Corbicula fluminea*. Los valores de  $LOI_{550}$  y  $LOI_{950}$  aumentan de base a techo de la unidad de 1,5% a 4,3% y de 0,6% a 1,8% respectivamente. Los valores de SM varían a lo largo de la unidad entre 3,4 y 4,6  $m^3kg^{-1}10^{-7}$  con tendencia positiva. Con la excepción de arenas finas-muy finas (S) y limos arenosos ( $LS_1$ ) de color marrón claro (7,5YR6/3) con estructura horizontal difusa en el techo y arenas limosas (SL) de color marrón (10YR 5/3) con estructura heterolítica ondulosa, entre 30-38 cm, ambas con valores bajos de SM. El tramo medio superior de este testigo, entre los 6 y 28 cm de profundidad está dominado por limos (L) y limos arenosos ( $LS_3$ ) de color marrón (10YR 4/3) a marrón grisáceo oscuro (10YR 4/2), con laminación horizontal difusa y laminación heterolítica ondulosa. Los porcentajes de  $LOI_{550}$  presentan valores de alrededor del 3% y los de  $LOI_{950}$  de alrededor del 1%. La SM presenta una tendencia positiva de 3,5 a 4,5  $m^3kg^{-1}10^{-7}$  en la base y luego se mantiene en 4  $m^3kg^{-1}10^{-7}$  para volver a aumentar hacia el techo a 4,5

$\text{m}^3\text{kg}^{-1}10^{-7}$ . La tomografía expone presencia de oquedades, sedimento retrabajo y acumulaciones de materia orgánica y arcilla.

### III.5 Testigo D17-T5 (34°25'58.68"S-58°29'48.88"O) (Fig. 7.11; Mapa 6.2).

El testigo D17-T5 alcanza 87 cm de espesor y presenta dos tramos bien diferenciados. Los 28 cm inferiores están formados por arenas limosas (SL) de color marrón pálido (10YR 6/3), masivas o con laminación flaser. Los porcentajes de  $\text{LOI}_{550}$  varían entre 0,7 y 4,4% y los de  $\text{LOI}_{950}$  entre 0,2 y 0,9%. Los valores de SM son bajos  $\sim 2 \text{ m}^3\text{kg}^{-1}10^{-7}$ . A lo largo de este intervalo se presentan acumulaciones de materia orgánica y lentes de arcillas de color negro amarronado (2,5Y 3/1), milimétricas, sin continuidad lateral y abundantes micas y en el techo se identifican restos de valvas, enteras y fragmentadas de *Corbicula fluminea*. Tanto la descripción megascópica como en la tomografía expone un depósito deformado y desordenado. La base de la sucesión suprayacente muestra un contacto neto ondulado, acompañado de un aumento abrupto de  $\text{LOI}_{550}$ ,  $\text{LOI}_{950}$  y SM. El tramo entre los 21 y 59 cm se caracteriza por limos arenosos ( $\text{LS}_1$ ) de color marrón grisáceo oscuro (10YR 3/2), masivos o con estructura horizontal difusa o estructura heterolítica flaser. Los porcentajes de  $\text{LOI}_{550}$  y  $\text{LOI}_{950}$  presentan escasas variaciones con valores de  $\sim 2,6$  y  $\sim 0,9\%$ , respectivamente. Los valores de SM se encuentran alrededor de  $3,1 \text{ m}^3\text{kg}^{-1}10^{-7}$ . A los 45 cm de profundidad presenta fragmentos de valvas de *Corbicula fluminea*. Se destaca en este caso un rasgo, entre  $\sim 32$ -43 cm, de láminas recurvadas verticales, interpretado como estructuras de escape de gases. Este depósito es cubierto por limos arenosos ( $\text{LS}_3$ ) de color marrón (10YR 4/3), presentan laminación horizontal y laminación heterolítica ondulosa a lenticular. El tramo final superior muestra texturas finas, con limos (L), de color marrón (10YR 4/3) con laminación horizontal y horizontal difusa. Los porcentajes de  $\text{LOI}_{550}$  presentan una tendencia negativa en la base de la unidad de 3 a 1 % para luego volver a aumentar y mantenerse relativamente en valores de 3 %. Los porcentajes de  $\text{LOI}_{950}$  varían entre 0,4 y 1,2%. La SM presenta una tendencia relativamente negativa con valores que van 4,2 a  $2,8 \text{ m}^3\text{kg}^{-1}10^{-7}$ .

### III.6 Testigo D18-T1 (34°22'31.30"S - 58°26'53.98"O) (Fig. 7.12; Mapa 6.3).

El testigo D18-T1 presenta 124 cm de espesor. La base está compuesta por intercalaciones de arena fina (S), arenas limosas (SL) y limos arenosos (LS<sub>1</sub>) de color marrón (10YR 4/3) a marrón grisáceo (10YR 3/2) laminación horizontal y horizontal difusa. La sucesión presenta restos de raíces y frondes. En las arenas limosas y limos arenosos superiores se observan acumulaciones de materia orgánica diseminada. Los porcentajes de LOI<sub>550</sub> varían entre 2 y 12%, presentando los mayores picos en los sectores de concentración de material particulado. Los porcentajes de LOI<sub>950</sub> no presentan grandes variaciones, difieren entre 0,3 y 1,1 %. La sucesión comienza con valores de SM muy bajos de alrededor de  $0,2 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} 10^{-7}$  hasta llegar a casi  $4 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} 10^{-7}$ . Por encima se presenta una sucesión granocreciente de limos arenosos (LS<sub>3</sub>) de color marrón grisáceo muy oscuro (10YR 3/2) y laminación horizontal difusa. Continúan limos arenosos (LS<sub>2</sub> y LS<sub>1</sub>) de color marrón (10YR 4/3) a marrón amarillento oscuro (10YR 4/4) con laminación horizontal difusa y presencia de restos de raíces. En la base presenta abundante concentración de materia orgánica, evidenciado por un aumento abrupto de LOI<sub>550</sub> de 5 a 12% que luego se mantiene sin grandes variaciones en 3%. Los valores de LOI<sub>950</sub> presentan dos tramos negativos bien diferenciados, pero sin grandes variaciones, el primero de 0,8 a 0,5% y el segundo de 1,5 a 0,5%. La SM se mantiene relativamente constante alrededor de  $3 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} 10^{-7}$ . La tomografía expone la presencia de las acumulaciones de material particulado en la base. Los 25 cm superiores del testigo están caracterizados por un aumento abrupto de LOI<sub>950</sub> y disminución de la SM. Presenta una base de arenas fangosas (SF) de color marrón rojizo (5YR 4/4) sobre las que yace un depósito de 10 cm de espesor de valvas y fragmentos de valvas de *Corbicula fluminea*, de color marrón muy pálido (10YR 8/2) y tamaño grava mezclados con pequeñas cantidades de arenas fangosas (SF). La sucesión culmina con arenas fangosas (SF) de color marrón rojizo (5YR 4/4), masivas y presencia de valvas, fragmentos de valvas y frondes y raíces. Los valores de SM varían de 0,1 a  $3 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} 10^{-7}$ . Los porcentajes de LOI<sub>550</sub> varían entre 2 y 8% y los porcentajes de LOI<sub>950</sub> son altos, mayores al 25% en el sector de valvas, luego disminuyen a 0,5%. La tomografía expone la presencia de este depósito de mayor granulometría.

### III.7 Testigo D18-T2 (34°20'48.75"S - 58°26'59.17"O) (Fig. 7.13; Mapa 6.3).

Este testigo D18-T2 tiene un espesor de 28 cm. Se presentan limos arenosos (LS<sub>1</sub>) de color marrón (10YR 4/3) Los sedimentos presentan laminación heterolítica tipo flaser en niveles inferiores y laminación horizontal difusa en el tramo superior y con pequeñas acumulaciones de materia orgánica diseminada. Los valores de SM alternan entre 2,8 y 4 m<sup>3</sup> kg<sup>-1</sup> 10<sup>-7</sup>. Los porcentajes de LOI<sub>550</sub> presentan una tendencia negativa con valores que van de 4% en la base a 1% en el techo de la sucesión. Los porcentajes de LOI<sub>950</sub> presentan mayores variaciones a lo largo de la sucesión de 0,6 a 1%. Por encima yacen arenas finas (S) y arenas limosas (SL) de color marrón (7,5YR 4/4-10YR 4/3), masivas. Los valores de LOI<sub>550</sub> son de alrededor de 1%. Los porcentajes de LOI<sub>950</sub> varían entre 0,6 y 0,85 % y la SM presenta una tendencia negativa de 4 a 2 m<sup>3</sup> kg<sup>-1</sup> 10<sup>-7</sup>. Presentan acumulación de materia orgánica en forma de parches. En los últimos 5 cm se observa la presencia de micas diseminadas en limos arenosos (LS<sub>1</sub>) de color marrón amarillento oscuro (7,5 YR 4/6) con laminación horizontal difusa. Los valores de SM aumentan hasta 3,5 m<sup>3</sup> kg<sup>-1</sup> 10<sup>-7</sup> donde se presentan las arenas para luego aumentar hasta 3,5 m<sup>3</sup> kg<sup>-1</sup> 10<sup>-7</sup>. Los porcentajes de LOI<sub>550</sub> aumentan de 1,5 a 4% para luego disminuir a 1,8% y los valores de LOI<sub>950</sub> presentan el mismo comportamiento aumentan de 0,6 a 0,95% y luego disminuyen a 0,7%.

### III.8 Testigo D18-T3 (34°20'49.81"S - 58°27'6.03"O) (Fig. 7.14; Mapa 6.3).

El testigo D18-T3 presenta 120 cm de espesor. La base inicia con limos arenosos (LS<sub>1</sub>) de color marrón oscuro (10YR 3/3) con laminación horizontal difusa. Los porcentajes de LOI<sub>550</sub> y LOI<sub>950</sub> aumentan de base a techo de la sucesión de 1 a 4% y de 0,5 a 1% respectivamente. Los valores de SM varían de 2,6 a 3,7 m<sup>3</sup> kg<sup>-1</sup> 10<sup>-7</sup>. Continúa con un paquete de arenas limosas (SL) de color marrón oscuro (10YR 3/3) masivos con abundante presencia de restos de raíces y frondes. Los valores de SM presentan tendencia negativa de 3,2 a 2,2 m<sup>3</sup> kg<sup>-1</sup> 10<sup>-7</sup>. Los valores de LOI<sub>550</sub> varían de 2 a 4% y los porcentajes de LOI<sub>950</sub> varían de 0,6 a 1,4%. La tomografía evidencia la presencia de raíces, frondes. El tramo medio del testigo D17-T3 está caracterizado por la alternancia de arenas limosas (SL), arenas fangosas (SF) y limos arenosos (LS<sub>1</sub>-LS<sub>3</sub>), de color marrón (7,5YR 4/3) a marrón oscuro (7,5YR 3/3), masivas con abundante presencia de restos de raíces y frondes. Los valores de SM se mantienen en alrededor de 2 m<sup>3</sup> kg<sup>-1</sup> 10<sup>-7</sup> siendo

los más bajos de todo el testigo. Las curvas de  $LOI_{550}$  y  $LOI_{950}$  presentan una pequeña tendencia positiva con porcentajes de 1,5 a 5% y de 0,4 a 1,4%. La mitad superior del testigo está caracterizado por sedimentos de menor granulometría. Continúan limos (L) y limos arenosos ( $LS_3$ ) de color marrón fuerte (7,5YR 4/6) a marrón amarillento oscuro (10YR 4/4) con laminación horizontal difusa y presencia de raíces. La SM presenta una clara tendencia positiva con valores de  $2 \text{ a } 4 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} 10^{-7}$ . Los porcentajes de  $LOI_{550}$  se mantienen alrededor de 4% y los valores de  $LOI_{950}$  presentan mayores variaciones con porcentajes que van de 0,6 a 1,6%. El tramo final, caracterizado por los últimos 15 cm, presenta limos (L) de color marrón fuerte (7,5YR 4/6), masivos. Presenta resto de raíces y juncos. Los valores de  $LOI_{550}$ ,  $LOI_{950}$  y SM no presentan grandes variaciones de 3 a 4,5%, de 0,7 a 1% y  $3,2 \text{ a } 4 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} 10^{-7}$  respectivamente. La tomografía evidencia la presencia de raíces, juncos y bioturbación.

### III.9 Testigo D18-T4 (34°15'4.45"S - 58°24'13.77"O) (Fig. 7.15, Mapa 6.4).

El testigo D18-T4 presenta 112 cm de espesor y dos sucesiones granodecreciente bien marcadas. La primera inicia alternancia de arenas limosas (SL), arenas fangosas (SF) y limos arenosos ( $LS_1$ ) de color marrón (7,5YR 4/3) y laminación horizontal. En los sedimentos de la base se observan niveles de acumulación de materia orgánica de color negro (10YR 2/1) los cuales están evidenciados en la tomografía. Los valores de SM son relativamente bajos, en el orden de  $2 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} 10^{-7}$  presentando un pico positivo en la mitad superior que vuelve a disminuir. Los valores de  $LOI_{550}$  presentan variaciones a lo largo de la sucesión, alternan entre 1,2 a 3,5%. Los porcentajes de  $LOI_{950}$  se mantienen relativamente constantes en aproximadamente 0,6%. Por encima yacen limos arenosos ( $LS_2$ ) y limos (L) de color marrón (7,5YR 4/3) a marrón oscuro (7,5YR 3/3) masivos o con laminación horizontal difusa. Presentan moteados de color rojo amarillento (5YR 5/6). Los valores de SM presentan dos picos positivos tanto en la base como en el techo de la sucesión con valores en el orden de  $3,5 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} 10^{-7}$  luego se mantienen en  $3 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} 10^{-7}$ . Los porcentajes de  $LOI_{950}$  son de 0,7% en el primer tramo y luego aumentan en el orden de 1,1% y los porcentajes de  $LOI_{550}$  son variables, de 2,5 a 4 %. Hacia arriba se presenta un paquete de 9 cm de espesor de sedimentos de mayor granulometría iniciando la segunda sucesión granodecreciente, corresponden a arenas limosas ( $LS_1$ ) y



limos arenosos (LS) de color marrón (7,5YR 4/3), con laminación horizontal difusa. Los valores de SM disminuyen abruptamente de  $3 \text{ a } 2 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} 10^{-7}$  para luego volver a aumentar a valores cercanos a  $3 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} 10^{-7}$ . LOI<sub>950</sub> presenta el mismo comportamiento que la SM, disminuye de 1 a 0,6% y luego aumenta a 1,1%. Los porcentajes de LOI<sub>550</sub> presentan tendencia positiva de 2,5 a 3,5%. El tramo superior está caracterizado por limos arenosos (LS<sub>2</sub>) y limos (L) de color marrón amarillento oscuro (10YR 4/4-10YR 4/3) masivos o con laminación horizontal difusa. Presentan moteados de color rojo amarillento (5YR 5/6) y materia orgánica diseminada entre los 22 y 28 cm de profundidad evidenciado en la tomografía. Los valores de LOI<sub>550</sub> aumentan de 2,5 a 5% para luego volver a disminuir a 2,5%. Los porcentajes de LOI<sub>950</sub> varían de 0,6 a 1,4%. La SM también presenta variación dentro del orden de  $3 \text{ a } 4 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} 10^{-7}$ .

### III.10 Testigo D18-T5 (34°14'3.36"S - 58°21'5.87"O) (Fig. 7.16; Mapa 6.4).

El testigo D18-T5 presenta 92 cm de espesor. La sucesión basal está caracterizada por limos arenosos (LS<sub>3</sub>) y limos (L) de color marrón grisáceo oscuro (10YR 4/2), masivos o con laminación horizontal difusa. Los valores de SM son relativamente altos, del orden de  $4 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} 10^{-7}$ . Los porcentajes de LOI<sub>550</sub> y LOI<sub>950</sub> presentan el mismo comportamiento una disminución en la base de 3,5 a 2,5% y de 1 a 0,7% respectivamente para luego aumentar de 2,5 a 4,5% y de 0,7 a 1,2 % respectivamente. Continúa un depósito de 14 cm de espesor de arenas limosas (SL) de color marrón (10YR 4/3), masivas o con laminación horizontal muy difusa. Presentan micas diseminadas, materia orgánica particulada y restos de valvas de *Corbicula fluminea*. La tomografía expone la presencia de algunas laminaciones y bioturbación. Las curvas de SM, LOI<sub>550</sub> y LOI<sub>950</sub> presentan el mismo comportamiento negativo de base a techo, la SM disminuye de 4 a  $1,5 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} 10^{-7}$ , los porcentajes de LOI<sub>550</sub> disminuyen de 4,5 a 1% y por último LOI<sub>950</sub> disminuye de 1,2 a 0,4%. Por encima yacen limos arenosos (LS<sub>1</sub>-LS<sub>2</sub>-LS<sub>3</sub>) de color marrón (7,5YR 4/3) a marrón rojizo (5YR 4/4), con laminación horizontal a horizontal difusa. Los valores de SM varían entre  $1,5 \text{ a } 3,5 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} 10^{-7}$ , mostrando pequeñas sucesiones de tendencia negativa a lo largo de toda la unidad. Los porcentajes de LOI<sub>550</sub> presentan una tendencia positiva aumentando de 1,3 a 4% y los porcentajes de LOI<sub>950</sub> varían entre 0,5 y 1,1% La

tomografía evidencia la laminación horizontal que se encuentra curvada por el efecto de hincado del tubo de PVC.

### **III.11 Testigo D20-T1 (34°27'6.98"S - 58°29'35.51"O) (Fig. 7.17, Mapa 6.2).**

El testigo D20-T1 presenta 46 cm de espesor. Inicia con una sucesión granocreciente de arenas limosas (SL) a arenas (S) de color marrón fuerte (7,5YR 5/6) a color marrón oscuro (7,5YR 3/2) y estructura heterolítica ondulosa y laminación horizontal difusa. La sucesión presenta acumulaciones milimétricas de materia orgánica de color negro (10YR 2/1) en la base. Los valores de SM presentan una tendencia positiva de  $2$  a  $2,6 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} 10^{-7}$ , luego disminuyen abruptamente hasta  $1,6 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} 10^{-7}$  y por último vuelven a aumentar hasta  $2,3 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} 10^{-7}$ . Los porcentajes de  $\text{LOI}_{550}$  aumenta de  $2$  a  $6\%$  en la base y luego disminuyen y se mantienen en alrededor de  $1,8\%$  y  $\text{LOI}_{950}$  presentan variaciones de  $0,2$  a  $0,8\%$  con tendencia negativa. Por encima yacen intercalaciones rítmicas de arenas limosas (SL) y limos arenosos ( $\text{LS}_1$ ) de color marrón (7,5YR 4/2) a marrón oscuro (7,5YR 3/2) con laminación horizontal difusa y laminación heterolítica ondulosa. Los valores de SM varían de acuerdo a la ritmicidad de depósitos oscilando entre  $2,1$  y  $2,5 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} 10^{-7}$ . Los porcentajes de  $\text{LOI}_{550}$  presentan una tendencia negativa de  $2,1$  a  $1,4\%$  y luego aumentan en el techo de la sucesión a  $1,9\%$  para luego disminuir a  $1,6\%$ . Los valores de  $\text{LOI}_{950}$  varían entre  $0,2$  a  $0,6\%$ . Hacia el tope del testigo se identifican arenas finas (S) y arenas limosas (SL) de color marrón oscuro (10YR 3/3), masivos y con laminación horizontal difusa. Los porcentajes de  $\text{LOI}_{550}$  presentan tendencia negativa de  $1,5$  a  $1,2\%$ . Los valores de  $\text{LOI}_{950}$  varían entre  $0,2$  y  $0,5\%$  y la SM inicialmente presenta tendencia negativa de  $2,1$  a  $1,8 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} 10^{-7}$  para luego aumentar a  $2 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} 10^{-7}$ .

### **III.12 Testigo D20-T2 (34°26'50.53"S - 58°29'35.22"O) (Fig. 7.18, Mapa 6.2).**

El testigo D20-T2 presenta 28 cm de espesor y se caracteriza por 3 sucesiones granocreciente caracterizadas por arenas limosas (SL) que pasan a arenas (S) de color marrón oscuro (7,5YR 3/2), se presentan en paquetes masivos o con laminación horizontal difusa. Los porcentajes de  $\text{LOI}_{550}$  en la parte basal de la sucesión no presentan grandes variaciones, con porcentajes que van de  $1,3$  a  $1,5\%$ , luego los valores

disminuyen a 1,2% para volver a aumentar hasta 1,65%. Los porcentajes de LOI<sub>950</sub> no presentan grandes variaciones se encuentran alrededor de 0,4% presentando una marcada disminución en el techo de la sucesión a 0,05% para luego aumentar a 0,5%. La SM presenta tendencia negativa con valores que van 2,8 a 2,1 m<sup>3</sup> kg<sup>-1</sup> 10<sup>-7</sup>.