

---

# AVANCE DEL FRENTE DEL DELTA DEL RÍO PARANÁ

ANÁLISIS DE LOS PRINCIPALES FACTORES INCIDENTES EN EL PROCESO

---

Tesis de grado en Ingeniería Civil

Abril de 2022



**Tesista: Julián E. Cortese**

**Tutor: Ing. Martín Sabarots Gerbec**

**Co tutor: Mg. Ing. Mariano Re**



## Resumen

En el presente trabajo de tesis de grado de Ingeniería Civil se ha realizado un análisis en profundidad de la dinámica del crecimiento del Frente de Avance del río Paraná sobre el Río de la Plata. El objetivo perseguido fue aportar una mejor comprensión de los fenómenos intervinientes (sedimentación, erosión, marea astronómica y meteorológica) a partir de diversos trabajos antecedentes; además, a partir de los resultados obtenidos, se llevaron a cabo distintas proyecciones del avance del Delta a futuro considerando diferentes escenarios propuestos de cambio climático.

Para abordar los objetivos propuestos, en primera instancia se llevó a cabo una recolección de fuentes antecedentes, no sólo acerca del Delta propiamente dicho, sino también de todos los elementos que componen su sistema hídrico y sedimentológico.

Posteriormente, se desarrolló un modelo numérico hidrosedimentológico empleando el módulo hidrodinámico del sistema *Delft3D* con tal de representar correctamente la dinámica observada en la zona en estudio. Para ello, se llevaron a cabo procesos de calibración y validación de distinta índole. Particularmente, en la instancia de desarrollo del modelo sedimentológico, se hicieron dos campañas de toma de muestras de sedimentos de lecho en la región con tal de tener información actualizada; además, se estudió el avance del Delta empleando tanto cartas náuticas como imágenes satelitales.

Una vez obtenido un modelo satisfactorio, se realizaron distintos ensayos de sensibilidad con tal de determinar qué fenómenos tienen mayor incidencia en el crecimiento del Delta (se trabajó con eventos de bajantes, sudestadas y situaciones extremas de los ríos Paraná y Bermejo). Para desarrollar estos análisis, se resumió estadísticamente información disponible de cada sistema para lograr determinar escenarios tipo para cada caso.

Por último, teniendo en cuenta los resultados obtenidos de los ensayos de sensibilidad se desarrollaron distintos escenarios de cambio climático para la situación hídrica de las cuencas de los ríos Paraná y Bermejo y para el aumento del nivel del mar; se obtuvo de las simulaciones considerando los mencionados casos distintas proyecciones del estado del Frente del Delta del río Paraná para el año 2100, estudiándose además los comportamientos del mismo para cada caso.

Esta tesis supone un avance en el conocimiento de los fenómenos intervinientes en el avance del Frente del Delta, en tanto se han incorporado y ensayado nuevos forzantes al modelo numérico desarrollado respecto a los trabajos antecedentes. Por último, se aportó información referente a la sedimentología en la región y se compararon distintas fuentes de información batimétrica disponible en la actualidad.



## **Agradecimientos**

En primer lugar, quiero expresar mi profundo agradecimiento a Martín, por su dedicación incansable a la guía de este proyecto y por la constante transmisión de conocimiento. También a Mariano, cuya lectura y comentarios aportaron a esta tesis. Seguidamente, agradecerle a todo el equipo del PHC; resulta hoy impensable un entorno mejor en el que haber desarrollado este trabajo, donde siempre primó un ambiente ameno, de ayuda, cooperación e interés.

No quiero tampoco dejar de expresar el inefable agradecimiento a mi familia, por acompañarme y apoyarme incondicional e ininterrumpidamente en cada etapa de la vida: Mamá, Papá, Viole y mis abuelas. Agradecerle también a Lena, por el cariño y la paciencia y, naturalmente, a mis amigos, Nacho, Miguel y Fede, por todos estos años de camaradería y compañía.

A todos ellos, ¡muchas gracias!



## Contenido

1. Introducción	9
1.1 Motivación	9
1.2 Contenido	9
2. Caracterización geográfica del sistema	11
2.1 Introducción	11
2.2 El Río Paraná	11
2.3 El río Paraguay	14
2.4 El río Bermejo	14
2.5 El río Pilcomayo	15
2.6 El Delta del río Paraná	17
2.7 Conclusiones del capítulo	17
3. Antecedentes de estudio del Frente del Delta	19
3.1 Introducción	19
3.2 Caracterización sedimentológica en el Frente del Delta	19
3.3 Análisis histórico cartográfico del Delta del río Paraná	21
3.4 Modelación del avance del Frente del Delta	23
3.5 Conclusiones del capítulo	30
4. Análisis <i>in situ</i> y remoto del Frente de Avance del Delta; sedimentos y cambios morfológicos (2007 – 2016).	31
4.1 Introducción	31
4.2 Campaña de toma de sedimentos en el Frente de Avance del Delta del río Paraná	31
4.3 Cambios morfológicos según las cartas náuticas (2007-2016)	36
4.4 Cambios morfológicos registrados en imágenes satelitales (2007-2016)	39
4.5 Hipótesis sobre la dinámica de sedimentos en las zonas de cambios morfológicos	43
4.6 Conclusiones del capítulo	45
5. Metodología.	47
5.1 Introducción.	47
5.2 Modelo numérico.	47
5.2.1 Procesos considerados en la modelación: conceptos y ecuaciones.	47

5.2.2	Dominio de cálculo y discretización	65
5.2.3	Batimetría	66
5.2.4	Condiciones de borde	67
5.2.5	Forzantes atmosféricos	74
5.2.6	Condicionante en el lecho	76
5.2.7	Salinidad	77
5.3	Calibración hidrodinámica del modelo	79
5.3.1	Información disponible	80
5.3.2	Calibración de la marea astronómica	81
5.3.3	Calibración de la marea meteorológica	85
5.3.4	Validación hidrodinámica del modelo	92
5.3.5	Incidencia de los fenómenos atmosféricos en las tensiones de corte	93
5.3.6	Validación del subdominio B	95
5.4	Calibración de los procesos sedimentológicos	95
5.4.1	Introducción	95
5.4.2	Información, indicadores y criterios	95
5.4.3	Proceso de calibración	97
5.4.4	Simulación empleando el conjunto de parámetros propuesto en trabajo anterior.	114
5.4.5	Sensibilidad a la variación horaria del caudal líquido ingresante	116
5.4.6	Sensibilidad a la presencia de sedimento de lecho inicial	118
5.5	Conclusiones del capítulo	121
6.	Sensibilidad del avance del Frente del Delta a factores que inciden en la dinámica hidrodinámica de la región.	122
6.1	Introducción	122
6.2	Selección de años tipo	122
6.2.1.	Situaciones hidrológicas tipo en el río Paraná	122
6.2.2	Situaciones hidrológicas tipo en el río Bermejo	124
6.2.3.	Situación meteorológica tipo en el Río de la Plata	126
6.3	Sensibilidad del crecimiento del Frente de Avance a los distintos forzantes	129
6.3.1.	Sensibilidad a variaciones en el caudal del río Bermejo	130
6.3.2.	Sensibilidades al caudal del río Paraná	133

## Índice

---

6.3.3. Sensibilidades a los eventos meteorológicos del Río de la Plata	137
6.4 Conclusiones del capítulo	139
7. Incidencia del cambio climático en el crecimiento futuro del Frente del Delta del río Paraná	142
7.1. Introducción	142
7.2. Escenario base	142
7.3. Aumento del nivel medio del mar	147
7.3.1. Conceptos básicos	147
7.3.2. Simulaciones considerando escenarios de cambio del NMMG	149
7.3.3. Resultados obtenidos considerando el aumento del NMM	150
7.4 Caudal líquido del río Paraná y el cambio climático.	151
7.4.1 Cambio climático en la Cuenca del río Paraná: precipitaciones y caudal	152
7.4.2 Efecto del cambio climático en la cuenca del Paraná en el Frente del Delta del río Paraná	155
7.5 El cambio climático y el caudal sólido proveniente del río Bermejo	157
7.5.1 Definición de escenarios de cambio climático en la cuenca del río Bermejo	158
7.5.2 Efectos del cambio climático en la cuenca del río Bermejo sobre el Frente del Delta del río Paraná	159
7.6 Situación meteorológica, cambio climático y el Delta del río Paraná	161
7.7 Síntesis del comportamiento del Delta ante los escenarios de cambio climático	162
7.8 Conclusiones del capítulo	162
8. Conclusiones	164
Bibliografía	170
Anexo I: Indicadores estadísticos empleados en la calibración hidrodinámica del modelo	174
Anexo II: Análisis de sensibilidad al factor de aceleración	178

## Índice de figuras

Figura 1 Sistema del río Paraná; denominación y principales tributarios.	12
Figura 2 Presas a lo largo del río Paraná.	13
Figura 3 Concentración aforada contra progresiva sobre el río Pilcomayo (Brea & Spalletti, 2011).	16
Figura 4 Esquema conceptual del sistema que afecta al Frente del Delta del río Paraná.	18
Figura 5 Cuantificación del crecimiento del Delta del río Paraná a partir del análisis cartográfico (Sarubbi, 2007).	22
Figura 6 Dominios de cálculo empleados; AFD.12 (izq, de Badano y otros (2012).) y AFD.07 (der, de Sarubbi (2007)).	23
Figura 7 Zonificación del área en estudio para la definición de concentraciones (Sarubbi, 2007).	24
Figura 8 Frentes observados y simulados en el período 1900 - 2002 (Sarubbi, 2007).	26
Figura 9 Comparación de Frente simulado y observado según el modelo desarrollado (Badano et. al, 2012).	27
Figura 10 Resultados obtenidos para cada uno de los escenarios (Sarubbi, 2007).	28
Figura 11 Avance del Frente del Delta ante distintos escenarios (Kazimierski, y otros, 2011).	29
Figura 12 Esquema conceptual de los trabajos desarrollados sobre el crecimiento del Frente del Delta.	30
Figura 13 Ubicación de los puntos de muestreo de sedimentos del lecho.	32
Figura 14 Muestra sacada aguas abajo de la desembocadura del río Guazucito.	33
Figura 15 Análisis granulométrico a las muestras tomadas cerca de la desembocadura del río Guazucito.	33
Figura 16 Análisis granulométrico a las muestras tomadas cerca de la desembocadura del río Paraná Miní.	34
Figura 17 Análisis granulométrico a las muestras tomadas en el río Paraná de las Palmas.	35
Figura 18 Avance del Frente del Delta aguas abajo de la Isla Juncal.	37
Figura 19 Avance del Frente del Delta alrededor de la Isla Oyarvide.	38
Figura 20 Avance del Frente del Delta en las cercanías de la costa bonaerense.	39
Figura 21 Imágenes satelitales tomadas en los años 2006 (izq.) y 2017 (der.) con niveles observados en Buenos Aires igual a 10 cm MOP.	40
Figura 22 Principales cambios morfológicos detectados en las imágenes satelitales.	43
Figura 23 Sistema de coordenadas empleado tomado del manual del módulo Flow (Delft3D).	48
Figura 24 Nivel residual en el Puerto de Buenos Aires durante el mes de septiembre del 2005.	60

Figura 25 Dominios de cálculo y detalle de resolución de región de las islas frente a la costa uruguaya.	66
Figura 26 Batimetría del Frente del Delta del río Paraná (año 2007).	67
Figura 27 Ubicación de las condiciones de borde fluviales del modelo.	68
Figura 28 Elementos empleados para conformar las series de caudal sólido en la Estación Túnel Subfluvial del río Paraná.	70
Figura 29 Ajuste de caudal sólido en función del caudal líquido en El Colorado.	71
Figura 30 Serie de concentraciones generada contra aforos realizados en El Colorado.	72
Figura 31 Discretización de la frontera sur de cada dominio donde se impondrán como forzantes el nivel del agua.	73
Figura 32 Comparación de vientos observados con los informados por el modelo global ERA5 (Toma San Martín, AySA); se incluye módulo (arriba), dirección S-N (medio) y O-E (abajo).	76
Figura 33 Resultados de salinidad obtenidos en campaña oceanográfica en el Río de la Plata (Fosatti, 2013).	78
Figura 34 Concentración superficial media de material suspendido (Moreira, 2016).	79
Figura 35 Puntos donde se dispone información acerca del nivel de superficie libre utilizados para la calibración hidrodinámica.	80
Figura 36 Ubicación de equipos ADCP.	81
Figura 37 Fragmento de series modeladas con distintos coeficientes de Manning en Buenos Aires.	83
Figura 38 Comparación de series predichas a partir de observaciones y simulación.	84
Figura 39 Comparación de RMSE relativo de distintos modelos en cuatro puntos analizados del Río de la Plata.	85
Figura 40 Curva de permanencia del viento en diferentes puntos del Río de la Plata.	87
Figura 41 Series de nivel en Baliza Mitre y Brasileira en el intervalo de calibración.	90
Figura 42 Series de nivel residual en Baliza Mitre y Brasileira en el intervalo de calibración.	91
Figura 43 Errores de nivel obtenidos en la validación para distintas estaciones.	92
Figura 44 Comparación de rosas de corriente para el año 2009.	93
Figura 45 Media de la diferencia entre tensiones de corte obtenidas con condiciones meteorológicas y astronómicas; vista regional (izq.) y local del Frente del Delta (der.).	94
Figura 46 Comparación de resultados obtenidos empleando los dos dominios definidos.	95
Figura 47 Comparación de curvas de nivel 0 m MOP, 2007 y 2017.	96
Figura 48 Subdivisión propuesta del Frente de Avance.	97
Figura 49 Comparación de batimetrías 2007 y 2016 observadas con 2016 simulada Sed_0 en Canal Mitre (arriba izq.), Bajos del temor (arriba der.), Islas (abajo, izq.) y región norte (abajo, der.).	104

Figura 50 Comparación de batimetrías 2007 y 2016 observadas con 2016 simulada Sed_7 en Canal Mitre (arriba izq.), Bajos del temor (arriba der.), Islas (abajo, izq.) y región norte (abajo, der.).	112
Figura 51 Mapas de composición alcanzados con Sed_7 (arena (arriba a la izq.), limo (arriba a la der.) y arcilla (abajo a la izq.)), comparados con la carta de Laborde (abajo a la der.).	113
Figura 52 Comparación de resultados obtenidos con configuración de trabajo antecedente y Sed_7.	115
Figura 53 Comparación de resultados obtenidos empleando caudal constante y con variación horaria.	117
Figura 54 Comparación curvas de nivel 0 MOP considerando y sin considerar el fondo móvil inicial.	119
Figura 55 Comparación de batimetrías alcanzadas sin fondo móvil (izq.) y con fondo móvil (der.).	119
Figura 56 Análisis exploratorio de los caudales medios diarios del río Paraná (1975 - 2019).	123
Figura 57 Caudal medio anual del río Paraná en el Túnel Subfluvial (1975 - 2016).	123
Figura 58 Análisis exploratorio del caudal medio diario del río Bermejo (1969-2019)	124
Figura 59 Régimen hidrológico del río Bermejo hallado a partir de datos disponibles	125
Figura 60 Caudales medios anuales del río Bermejo	125
Figura 61 Análisis exploratorio del nivel del río en Buenos Aires.	127
Figura 62 Comparación de Boxplots de niveles registrados en el Puerto de Buenos Aires.	128
Figura 63 Reducción de superficie emergida en función de la reducción de la concentración entrante al Río de la Plata.	131
Figura 64 Comparación de curvas de nivel 0 m MOP obtenidas en los tres escenarios de concentración proveniente del río Bermejo.	132
Figura 65 Comparación de áreas emergidas según los escenarios de condición media y crecida del río Paraná	135
Figura 66 Comparación de áreas emergidas según los escenarios de condición media y bajante del río Paraná.	136
Figura 67 Puntos considerados en la comparación de series de profundidad.	137
Figura 68 Comparación de series de profundidad en distintos puntos del Frente entre ambos escenarios, de puntos 1 a 4 en orden descendiente.	138
Figura 69 Evolución del ritmo de emergencia de islas en las distintas regiones del Frente del Delta.	144
Figura 70 Proyección del Frente del Delta para el año 2100 sin cambio climático.	146
Figura 71 Tasas de cambio del NMMG según escenarios de cambio climático moderado (izq.) y pesimistas (der.); Adaptado de Church (2013).	149

## Índice

---

Figura 72 Superficie emergida en función del tiempo en el Canal Mitre (arriba izq.), Bajos del Temor (abajo izq.), Islas (arriba der.) y región norte (abajo der.) en los distintos escenarios propuestos.	150
Figura 73 Contorno 0 m MOP con distintos escenarios de cambio climático del NMM.	151
Figura 74 Malla del modelo climático global y cuenca del río Paraná con cierre en Corrientes.	152
Figura 75 Ajuste de caudal medio contra precipitación acumulada en Arapongas.	154
Figura 76 Precipitaciones y caudales proyectados según modelo de cambio climático (a) y metodología adoptada (b).	155
Figura 77 Superficie emergida en función del tiempo en el Canal Mitre (arriba izq.), Bajos del Temor (abajo izq.), Islas (arriba der.) y región norte (abajo der.) en los distintos escenarios propuestos.	156
Figura 78 Contorno 0 m MOP con distintos escenarios de cambio climático del caudal líquido del río Paraná.	157
Figura 79 Escenarios de evolución de la generación de sedimentos de la cuenca del río Bermejo (adaptado de Kazimierski y otros, 2012)	158
Figura 80 Superficie emergida en función del tiempo en el Canal Mitre (arriba izq.), Bajos del Temor (abajo izq.), Islas (arriba der.) y región norte (abajo der.) en los distintos escenarios propuestos.	159
Figura 81 Contorno 0 m MOP con distintos escenarios de cambio climático de la concentración ingresante al estuario.	161
Figura 82 Resultados obtenidos empleando distintos factores de aceleración (fa) para los cambios morfológicos.	179

## Índice de tablas

Tabla 1 Concentraciones aforadas en el río Pilcomayo (Brea & Spalletti, 2011).	16
Tabla 2 Resumen estadístico de la granulometría de las muestras de lecho tomadas.	36
Tabla 3 Composición granulométrica de las muestras tomadas en el Frente del Delta.	36
Tabla 4 Principales componentes de marea astronómica (Fernández, 2011).	58
Tabla 5 Comparación de particiones del caudal líquido del río Paraná.	69
Tabla 6 Indicadores estadísticos de series en distintos puntos del Río de la Plata para diferentes coeficientes de Manning.	83
Tabla 7 Indicadores de tablas de marea calculados con Manning 0,017.	84
Tabla 8 Indicadores estadísticos obtenidos de las series de nivel.	88
Tabla 9 Indicadores estadísticos obtenidos de las series de nivel residual.	88
Tabla 10 Configuraciones de parámetros propuestas para la calibración.	98
Tabla 11 Caudales y concentraciones empleadas como forzantes en todas las pruebas del proceso de calibración.	99
Tabla 12 Indicadores superficiales de las configuraciones planteadas para la calibración.	103

Tabla 13 Comparación de resultados de las distintas simulaciones respecto a la Sed_0 en la región Canal Mitre.	108
Tabla 14 Comparación de resultados de las distintas simulaciones respecto a la Sed_0 en la región Bajos del Temor.	109
Tabla 15 Comparación de resultados de las distintas simulaciones respecto a la Sed_0 en la región Islas.	110
Tabla 16 Comparación de resultados de las distintas simulaciones respecto a la Sed_0 en la región Norte.	111
Tabla 17 Parámetros de Sed_7 y trabajo antecedente comparados entre sí.	114
Tabla 18 Simulaciones propuestas para estudiar la sensibilidad del modelo a los distintos forzantes empleados.	129
Tabla 19 Comparación de resultados empleando distintas concentraciones de acuerdo a la situación hidrológica del río Bermejo.	130
Tabla 20 Comparación de resultados empleando distintas concentraciones de acuerdo a la situación hidrológica del río Paraná.	133
Tabla 21 Superficie emergida en el escenario base (2007-2100).	143
Tabla 22 Variación de concentración de cada fracción de sedimento para sendos escenarios planteados.	159
Tabla 23 Área emergida en el año 2100 como múltiplo de la correspondiente al 2007.	163

### 1. Introducción

#### 1.1 Motivación

El presente trabajo de tesis surge como una continuación del estudio de la dinámica de crecimiento del Frente del Delta del río Paraná llevado a cabo en el Programa de Hidráulica Computacional (PHC) en distintos trabajos a partir del año 2007.

La mayor disponibilidad de información y los avances en la capacidad de cálculo computacional permiten hoy en día desarrollar distintos análisis que no han sido tenidos en cuenta previamente, por lo que se busca lograr profundizar en la comprensión de los procesos que rigen la dinámica sedimentológica en el Frente del Delta.

Se presta especial atención a la realización de análisis de sensibilidad a la dinámica de crecimiento del Delta con tal de obtener un conjunto delimitado de forzantes relevantes a la hora de describir el comportamiento agregado del Frente.

Además, surge el interés de evaluar el comportamiento futuro del Frente del Delta de acuerdo a distintos escenarios de cambio climático, temática que también se abordará, profundizando respecto a los trabajos antecedentes disponibles.

#### 1.2 Contenido

El trabajo consta de ocho capítulos, incluyendo la presente introducción. A continuación, se comenta someramente el contenido de cada uno de los siguientes apartados.

El segundo capítulo presenta una descripción del sistema geográfico que determina el comportamiento del Delta del río Paraná y se determina en qué medida cada elemento del mismo incide en la dinámica del Frente. La información recopilada surge de una revisión bibliográfica de diversos trabajos y pretende ser un resumen que permita comprender los principales elementos que intervienen en el crecimiento del Delta.

El tercer capítulo describe la metodología que fue empleada en los trabajos antecedentes sobre el avance del Frente del Delta del río Paraná a partir de la cual – mediante diferencias y similitudes – se planteará la propia metodología a implementar.

El cuarto capítulo desarrolla tres análisis diferentes que se llevaron a cabo para comprender la dinámica sedimentológica en la región del Frente del Delta del río Paraná; dos campañas de muestreo de sedimentos de fondo y dos análisis remotos mediante los cuales se analizaron los cambios ocurridos en el Frente en el intervalo 2007-2016. De los resultados obtenidos de los análisis recién mencionados se obtiene información de base valiosa a la hora de desarrollar el módulo sedimentológico del

modelo numérico, cuya descripción completa se hará en el quinto capítulo del trabajo, donde se trata el *software* empleado, el modelo hidrosedimentológico desarrollado, sus condiciones de borde y forzantes, así como también sus distintos procesos de calibración y validación.

El sexto capítulo presenta los ensayos de sensibilidad que se realizaron con el modelo desarrollado con tal de comprender qué fenómenos tienen mayor y menor incidencia en el crecimiento del Delta; para ello, también se explican las consideraciones realizadas para la definición de los distintos escenarios.

El séptimo capítulo, por su parte, es donde se presentan los escenarios de cambio climático con los que se plantearán proyecciones del Delta a futuro, buscando comprender qué comportamiento puede ser esperado desde el presente al año 2100. Finalmente, el octavo y último capítulo consiste en las conclusiones del presente trabajo.

## 2. Caracterización geográfica del sistema

### 2.1 Introducción

El Delta del río Paraná consiste en el sistema de cursos e islas que funciona como transición entre el río Paraná y el Río de la Plata. El Frente de Avance del Delta se halla actualmente frente a la localidad de San Fernando, pero se encuentra en constante crecimiento debido a la sedimentación de la carga de material sólido que el río Paraná trae consigo desde aguas arriba.

Comprender las características geográficas de las distintas zonas relevantes del sistema hidrológico (como ser tortuosidad de los cursos, ubicación de llanuras aluviales, pendientes hidráulicas, composición del lecho, entre otras) colabora al análisis del avance del frente en tanto da indicios de la procedencia y características de los sedimentos transportados, así como también ayuda a comprender su comportamiento. Por ende, en el presente capítulo se exponen las principales características de los distintos componentes que componen al sistema del Delta del río Paraná, obtenidas a partir de una revisión de la bibliografía existente al respecto.

### 2.2 El Río Paraná

Tiene su nacimiento en el sur de Brasil, tras la confluencia de los ríos Paranaíba y Grande a 1900 metros sobre el nivel del mar. Su cuenca, de aproximadamente  $1.500.000 \text{ km}^2$  (Orfeo, 1995), se distribuye entre Brasil, Argentina, Bolivia y Paraguay. De acuerdo a los datos de caudal medio diario disponibles en el Sistema Nacional de Información Hídrica<sup>1</sup> (SNIH) a partir del año 1904 hasta el mes de agosto del año 2021, a la altura de la ciudad de Corrientes, el caudal medio ronda los  $17.200 \text{ m}^3/\text{s}$ , con extremos históricos absolutos cercanos a los  $4.000 \text{ m}^3/\text{s}$  y  $60.000 \text{ m}^3/\text{s}$ .

Debido a su gran extensión longitudinal, se divide al río Paraná en distintos tramos (Figura 1). Desde su nacimiento en Brasil hasta la desembocadura del río Paraguay, aproximadamente 35 km aguas arriba de las ciudades Corrientes y Resistencia, se lo denomina Alto Paraná. A partir de la confluencia recién mencionada hasta la localidad de Diamante se lo llama Paraná Medio, tramo en el cual la orientación predominante del río es norte – sur. Aguas abajo de Diamante comienza el Paraná Inferior, tramo en el cual se desarrolla el Delta del río Paraná.

---

<sup>1</sup> <https://snih.hidricosargentina.gob.ar/>



Figura 1 Sistema del río Paraná; denominación y principales tributarios.

En la subcuenca del Alto Paraná es donde se encuentran los mayores aportes pluviales de la cuenca del río, con la presencia de dos estaciones bien definidas: en los meses de verano, de diciembre a abril, se da la estación húmeda, mientras que el resto del año las precipitaciones se reducen drásticamente, por lo que se constituye la estación seca; el comportamiento de las precipitaciones provoca un comportamiento similar en el caudal del tramo inicial del río Paraná (Amsler, y otros, 2020).

Por otra parte, a lo largo del Alto Paraná, se han construido numerosas centrales hidroeléctricas (Figura 2) a lo largo de la segunda mitad del siglo XX, especialmente sobre territorio brasilero en la década de 1970 como continuación de la fuerte política de desarrollo de la energía hidroeléctrica llevada a cabo por entonces por el gobierno de dicho país (Leturcq, 2019). En total son cinco, enunciadas de norte a sur: Ilha Solteira, Presa de Jupia, Embalse de Porto Primavera (todas brasileras), Presa de Itaipú (explotada por Brasil y Paraguay) y Presa de Yacyretá (explotada por Argentina y Paraguay). La construcción de dichas presas a lo largo del cauce del río tuvo dos efectos: en primera instancia, redujo la variabilidad del ciclo hidrológico del Paraná debido a la mayor regulación disponible, produciendo principalmente que a partir del año 1975 los caudales mínimos registrados resultaran sensiblemente mayores que los registrados con anterioridad (Sabarots Gerbec & Borús, 2016); en segundo lugar, la presencia de embalses a lo largo del río favorece la sedimentación de la carga suspendida proveniente de aguas arriba, por lo que la cantidad de sedimentos

## 2. Caracterización geográfica del sistema

provenientes de Brasil que se hallan en el río Paraná a lo largo de su trayecto por Argentina es acotada (Re, Menéndez, & Amsler, 2009).

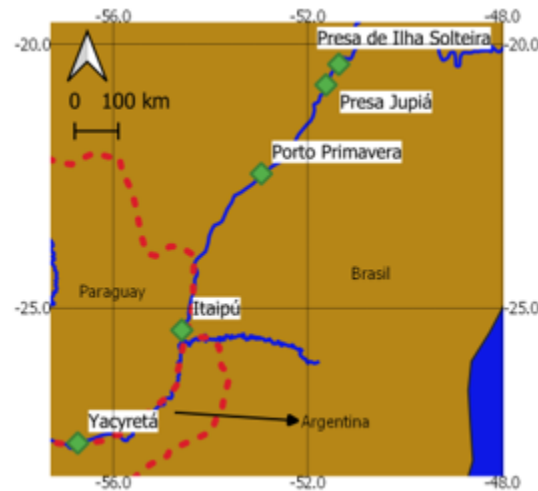


Figura 2 Presas a lo largo del río Paraná.

El río continúa aguas abajo con dirección NNE-SSO hasta la confluencia con el río Iguazú tras las cataratas homónimas. Aguas abajo de dicha confluencia, la dirección del cauce se modifica para ser E-O. En este tramo, la pendiente media ronda los  $0,08 \text{ m/km}$  mientras que las velocidades medias en bajante y crecida son de  $0,7 \text{ m/s}$  y  $2,1 \text{ m/s}$  respectivamente (Orfeo, 1995).

La desembocadura del río Paraguay modifica sustancialmente las características hidrodinámicas, sedimentológicas y morfológicas del Paraná. A partir de entonces se denomina al tramo como el Paraná Medio, donde la pendiente media adopta un valor de  $0,036 \text{ m/km}$  y las márgenes del río alternan sus alturas conformando alternadamente planicies de inundación sobre una y otra margen. La extensión de estas planicies además varía sustancialmente a lo largo del curso, adoptando valores de  $13 \text{ km}$  frente a Corrientes y en Rosario de  $56 \text{ km}$  (Amsler, y otros, 2020). Dicha planicie de inundación afecta el transporte de sólidos del río, ya que en tiempos de crecidas allí se deposita gran cantidad de material fino (Re, Menéndez, & Amsler, 2009) que luego tendría incidencia en el avance del Frente del Delta. En términos hidrológicos, la cuenca correspondiente al tramo medio del Paraná no aporta sustancialmente al caudal total del río, pero se pierde la distinción de estaciones húmeda y seca que sí se apreciaba en el Alto Paraná (Amsler, y otros, 2020).

A la altura de la localidad de Diamante, en la provincia de Entre Ríos, se da la transición entre el Paraná Medio y el Inferior, tramo en el cual se desarrolla el Delta, que se extiende a lo largo de  $320 \text{ km}$  hasta su desembocadura en el Río de la Plata. Junto con el caudal líquido del río Paraná, a través del Delta discurre una gran cantidad de sedimentos en suspensión, lo cual genera su permanente crecimiento sobre las

aguas del Río de la Plata con una tasa de crecimiento estimada entre los 70 y 90 *m/año* (Amsler, y otros, 2020).

### 2.3 El río Paraguay

Nace en el estado brasilero de Mato Grosso y desemboca en el Paraná tras recorrer 2.600 *km*. Su cuenca abarca una superficie de aproximadamente 1.095.000 *km*<sup>2</sup> comprendida entre Brasil, Paraguay, Argentina y Bolivia.

De acuerdo a los caudales medios diarios disponibles en el SNIH en Puerto Bermejo, en la provincia de Chaco, para el período 01/1910 – 08/2021, el caudal medio ronda los 3.900 *m*<sup>3</sup>/*s*. Su ciclo hidrológico está caracterizado por crecidas en otoño-invierno y bajantes en primavera-verano (Orfeo, 1995).

Aguas arriba de la desembocadura en el río Paraná, producto de los mayores caudales que este último río tiene, se produce un importante remanso hidráulico de hasta 340 *km* de longitud que genera una importante reducción de la velocidad de escurrimiento y consecuentemente una disminución de la capacidad de carga del río Paraguay (Orfeo, 1995). Esta pérdida de carga y la gran descarga sólida que implica la desembocadura del río Bermejo conllevan a que el río Paraguay presente una gran movilidad en su tramo final.

Los principales tributarios del río Paraguay son los ríos Bermejo y Pilcomayo, cuyas cuencas se dividen entre el norte de Argentina y el sur de Bolivia. Ambos se caracterizan por transportar una gran carga de sólidos, aunque el Pilcomayo presenta características morfológicas y sedimentológicas complejas que aún no fueron resueltas completamente (Brea & Spalletti, 2011).

### 2.4 El río Bermejo

En términos de aporte sólido, el Bermejo es el río que mayor influencia tiene en el avance del frente del Delta del río Paraná (Sarubbi, 2007). Su cuenca, de alrededor de 133.000 *km*<sup>2</sup> esta distribuida entre el departamento de Tarija, en Bolivia y las provincias argentinas de Salta, Jujuy, Chaco y Formosa.

La cuenca se divide en tres regiones, a saber: la alta cuenca, situada en el NO de Argentina y SSE de Bolivia y las cuencas media y baja. En términos de aporte tanto de agua como de sólidos, la que mayor peso tiene en el comportamiento agregado del río Bermejo es la alta cuenca, mientras que las otras áreas no aportan de manera significativa e incluso producen pérdidas por infiltración, evaporación y desbordes en los períodos de crecida (Brea et al., 1996).

La alta cuenca (o cuenca superior) se ubica en las zonas de la puna, la cordillera oriental y las sierras subandinas. Esta región del Altiplano se caracteriza principalmente por sus pendientes pronunciadas y escasas precipitación y vegetación, lo que genera

## 2. Caracterización geográfica del sistema

---

que sea una zona de fácil erosión (*Kazimierski et al., 2012*). Además, los cauces corren encajonados en barrancas altas, conformados por suelos de estratigrafía areno-arcillosa y base de arenisca poco compacta, lo que facilita aún más su erosión (*Sarubbi, 2007*).

El caudal medio del río Bermejo se acerca a los  $400 \text{ m}^3/\text{s}$ . A su vez, el río presenta un breve período de crecidas en los meses estivales derivado de las mayores precipitaciones seguido del período de estiaje que se extiende desde abril hasta octubre. Con relación a la pendiente del río, la misma vale alrededor del 1% cerca del final de la cuenca alta y disminuye hasta el 0,24‰ cerca de la desembocadura en el Paraguay (*Orfeo, 1995*).

La alta relación entre caudal sólido y caudal líquido del río sumado a bajas velocidades, provocan que en el tramo final el cauce presente una elevada movilidad (COBINABE, 2010). Esta circunstancia conlleva no sólo a una falta de aforos realizados de manera sistemática en la zona, sino que también dificulta algunos abordajes típicos como la construcción de curvas *caudal vs. altura*. En consecuencia, la mayor cantidad de datos disponibles del río Bermejo se encuentran en la estación El Colorado, ubicada aproximadamente a 118 km de la desembocadura en el río Paraguay.

### 2.5 El río Pilcomayo

El río Pilcomayo, cuya cuenca abarca cerca de  $290.000 \text{ km}^2$  distribuidos entre Argentina, Bolivia y Paraguay es ampliamente conocido por su importante transporte de sedimentos. Tiene su nacimiento en la Cordillera de los Frailes en Bolivia, a una altitud de 5.000 m.s.n.m y escurre hacia el este siendo luego parte de la frontera entre Argentina y Paraguay para finalmente desembocar en el río Paraguay.

Precisamente al ingresar a territorio argentino, en la provincia de Formosa, producto de la elevada carga de sedimentos que caracteriza al río y de las bajas pendientes medias de la zona (alrededor del 0,035%), el cauce pierde capacidad de transporte de sólidos produciéndose fenómenos de sedimentación que han segado el cauce original, forzando a que el escurrimiento continúe en forma de manto (*Spalletti & Brea, 2009*).

La baja capacidad de transporte de sólidos del río combinada con las grandes cantidades de sedimento en suspensión que llegan desde aguas arriba provoca un comportamiento morfológico complejo y cambiante con el tiempo, lo que provoca que sea extremadamente difícil implementar sistemas de medición constantes y representativos de los parámetros hidráulicos y sedimentológicos del río.

A pesar de las dificultades mencionadas ha habido trabajos dedicados a recolectar información previa concerniente al Río Pilcomayo (*Brea & Spalletti, 2011*). Se concluye de esta fuente que los sólidos transportados en suspensión por el río tienen una

importante variación temporal, pero cuya concentración suele tener valores muy elevados (Tabla 1). Los valores provienen de aforos realizados en la sección del río coincidente con el puente internacional entre Misión La Paz (Argentina) y Pozo Hondo (Paraguay).

Fecha	Concentración promedio de arena en suspensión (mg/l)	Concentración promedio de limo y arcilla en suspensión (mg/l)	Concentración promedio total de sedimentos en suspensión (mg/l)	% fino	% grueso
14/02/2008	4694	8579	13274	65	35
24/07/2008	475	989	1464	67	33
30/10/2008	3709	3809	7518	51	49
19/02/2009	3830	6777	10608	64	36

Tabla 1 Concentraciones aforadas en el río Pilcomayo (Brea & Spalletti, 2011).

Producto del escurrimiento a manto ya mencionado, la gran carga de sólidos va siendo depositada en las zonas bajas que se anegan durante las crecidas (momentos en los que también se dan los mayores caudales sólidos) por lo que la concentración decae a medida que el río avanza aguas abajo (Figura 3). Las partículas que quedan retenidas en las regiones inundables son especialmente las arenas transportadas por el río, mientras que las arcillas y limos permanecen en suspensión.

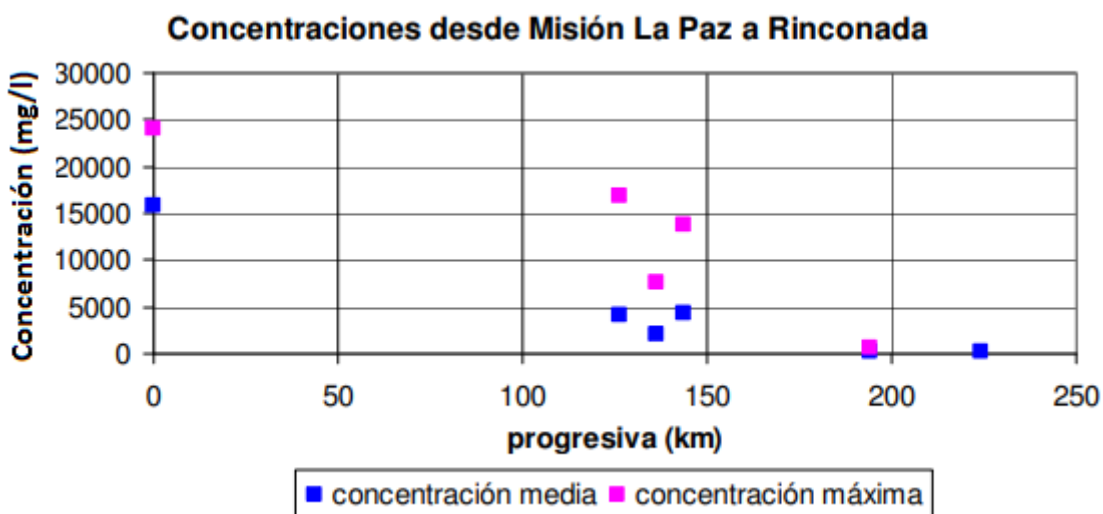


Figura 3 Concentración aforada contra progresiva sobre el río Pilcomayo (Brea & Spalletti, 2011).

Producto de lo mencionado en este apartado, se concluye que el río Pilcomayo, a pesar de poseer elevadas concentraciones de sólidos en suspensión en ciertos trayectos de su cauce, no representa un tributario de gran peso en cuanto a sedimentos al río Paraná (a través del río Paraguay), principalmente por no contar con un elevado caudal sólido en las inmediaciones de su desembocadura en el río Paraguay, pero también debido a la falta de relevamientos sistemáticos sobre sus principales variables hídricas y de transporte de sólidos.

## 2. Caracterización geográfica del sistema

---

### 2.6 El Delta del río Paraná

El río Paraná desemboca en el Río de la Plata a través de una extensa zona deltaica de alrededor de 320 km de extensión con un ancho variable entre 18 km de ancho a la altura de Baradero y 60 km en su desembocadura. A lo largo de todo su desarrollo, abarca un área de aproximadamente  $14.000 \text{ km}^2$  (Sarubbi, 2007).

El Delta es entonces la red hídrica a través de la cual el Paraná desemboca en el Río de la Plata. Está compuesto por innumerables canales de diverso tamaño, pero los principales son catorce, de norte a sur: río Paranacito, arroyo Martínez, arroyo de La Tinta, arroyo Brazo Largo, río Gutiérrez, río Paraná Bravo, río Sauce, río Paraná Guazú, arroyo Correntoso, río Barca Grande, río Paraná Miní, río Barquita, río Paraná de las Palmas y río Luján (Sarubbi, 2007).

Dicho delta año a año aumenta su tamaño, extendiéndose sobre el Río de la Plata. La magnitud de este avance puede ser vislumbrada al considerar que las islas que actualmente se encuentran frente a la costa uruguaya se desarrollaron a lo largo del siglo XX.

La fuente del material sólido que al sedimentar provoca el avance del Frente del Delta es la alta cuenca del río Bermejo (Sarubbi, 2007), que, como ya se ha mencionado, es una zona con aún mucha capacidad de transformación y aporte, por lo que es de esperar que el avance del Frente siga sucediendo aún por mucho tiempo.

El Delta del Paraná se divide en tres regiones según su cercanía a la desembocadura:

- Delta superior: Desde la localidad de Diamante, Entre Ríos, donde nace el delta, hasta Villa Constitución, Santa Fe.
- Delta Medio: Desde Villa Constitución hasta Ibicuy, Entre Ríos.
- Delta inferior (o en *formación*): Desde Ibicuy hasta la desembocadura.

Cada una de las regiones señaladas tiene sus propias características según su historia y evolución geológica. Esto se traduce en distinta vegetación y en la morfología de las islas. Mientras que las islas del Delta Inferior se caracterizan por tener albardones a lo largo de su diámetro y el centro deprimido, en el Delta Medio y Delta Superior las islas son más bien planas, de sentido paralelo a los cursos de agua (Sarubbi, 2007).

### 2.7 Conclusiones del capítulo

En el Capítulo 2 se han presentado los principales componentes del sistema del río Paraná que tienen incidencia en el fenómeno de avance del Frente del Delta.

Se caracterizó la geografía de la cuenca del río Bermejo, principal productor de carga sólida del sistema con un efecto directo y primordial sobre el Frente del Delta y se analizó la eventual importancia del río Pilcomayo, a pesar de que haya sido

desestimado como sistema de importancia. Además, se describió al río Paraná a lo largo de toda su traza, haciendo especial énfasis en las características hidrológicas del mismo, sin obviar finalmente su Delta, a través del cual desemboca al Río de la Plata, motivando el desarrollo del presente capítulo. La Figura 4 esquematiza la totalidad del sistema descrito, haciendo énfasis en las principales características de cada componente que hace al crecimiento del Frente del Delta del río Paraná.

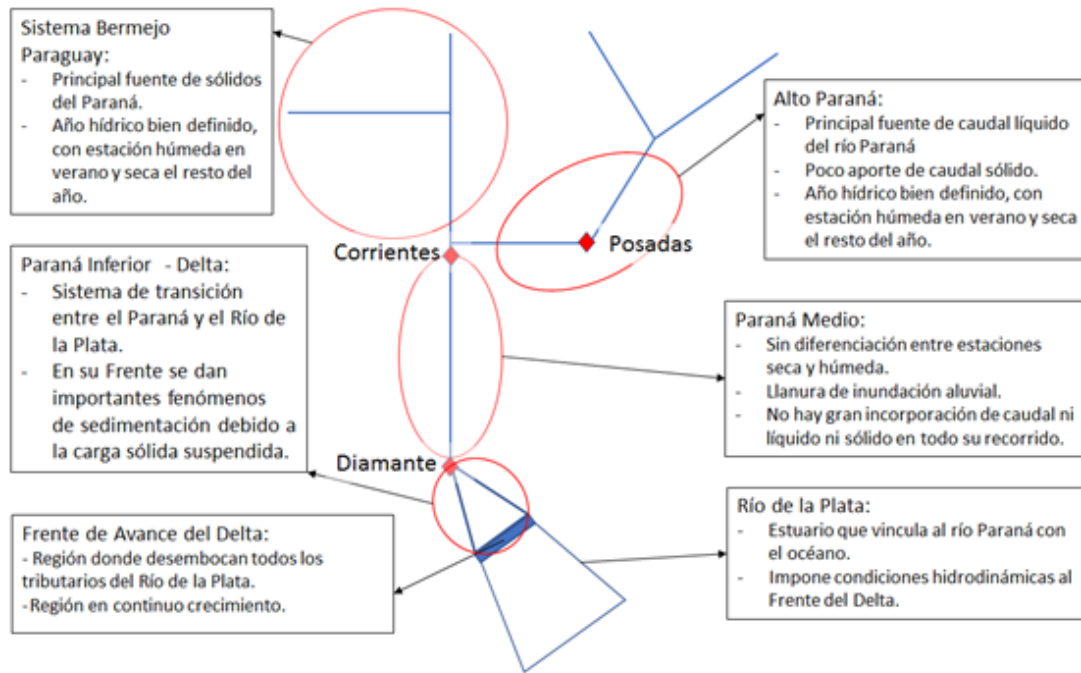


Figura 4 Esquema conceptual del sistema que afecta al Frente del Delta del río Paraná.

En el próximo capítulo, el tercero, se presenta una síntesis de la revisión bibliográfica de trabajos antecedentes del estudio del crecimiento del Delta del río Paraná llevada a cabo, a partir de la cual se fijaron los objetivos del presente trabajo.

## 3. Antecedentes de estudio del Frente del Delta

### 3.1 Introducción

En los últimos años, el avance del Frente del Delta del río Paraná ha sido objeto de estudio de diversos trabajos de investigación. En este capítulo se describirá el estado del arte del campo de estudio a través de dos trabajos de investigación el desarrollado por A. Sarubbi (2007) junto con el de N. Badano y otros (2012). A su vez, Kazimierski y otros (2012) también trataron el crecimiento del Delta incorporando al estudio diversos escenarios de cambio climático; la dinámica de crecimiento del Delta ante el calentamiento global también fue tratada por Medina y Codignotto (2013).

Adicionalmente, se ha desarrollado una gran variedad de estudios en los que se analizó la comportamiento tanto hidrodinámico como sedimentológico del Río de la Plata. Entre ellos, particularmente en este trabajo se recurrió a: M. Fossati (2013), D. Moreira (2016), M. Fernández (2011) y P. Santoro (2011).

En el presente apartado se presentan los análisis y conclusiones principales de los trabajos antecedentes en lo referido al estudio del crecimiento del Frente de Avance del Delta del río Paraná a modo de resumen del estado del arte al momento de desarrollar el trabajo en curso; el trabajo de Sarubbi (2007) será enunciado como AFD.07, mientras que el de Badano y otros (2012) como ADF.12. Además, se incorporan conceptos que resultan indispensables para el desarrollo del mismo.

### 3.2 Caracterización sedimentológica en el Frente del Delta

El caudal sólido transportado por un río puede discriminarse principalmente en dos categorías:

- Carga de fondo: Se trata de aquellas partículas pertenecientes al propio cauce del río que son transportadas por el mismo en contacto con el lecho. Las partículas transportadas de esta manera son las más pesadas.
- Carga en suspensión: Corresponde a las partículas que no están en contacto permanente con el lecho, sino que se trasladan en el seno del flujo. Puede subdividirse en dos:
  - Carga de material de fondo en suspensión: Partículas que, si bien viajan en el seno del flujo, por momentos entran en contacto con el lecho.
  - Carga de lavado o foránea: Se trata de aquellos sólidos que se desplazan de forma permanente en el seno del flujo. Suele comprender a las fracciones arcilla y los limo de los sedimentos transportados.

Considerando la fácil y abundante erosión en la cuenca del río Bermejo y la predominancia de dicho río en el caudal sólido del río Paraná, resulta de esperar que la

carga en suspensión cumpla un rol preponderante en el avance del Frente del Delta. Cuantificaciones de la carga en suspensión total del río Bermejo indican que el caudal sólido anual ronda las 100.000.000 de toneladas (Brea, Busquets & Spalletti, 1996), de las cuales una fracción llega al río Paraná.

Tiene importancia analizar qué fracción tendrá inferencia directa en el avance del frente. Cuando el río Paraná avanza aguas abajo a través de sus distintos brazos hacia su desembocadura en el Río de la Plata en la región deltaica, las secciones de los cauces sufren una expansión abrupta, lo que conlleva a una reducción importante de la velocidad. Esta baja en la velocidad a su vez genera una pérdida de la capacidad de transporte del curso de agua, por lo que los sólidos comienzan a sedimentarse. Es de esperar entonces que las partículas más pesadas – arenas gruesas y medianas – sean las primeras en sedimentar, no habiendo llegado aún al frente del Delta. Por su parte, las arcillas, limos y arenas más finas sí pueden ser transportados con mayor facilidad por la corriente del Río de la Plata, salvo en períodos de crecidas en los que el agua inunda las islas ya formadas y las mencionadas fracciones se depositan allí.

Se desprende de este análisis, que las arenas finas y limos gruesos son aquellas fracciones que colaboran mayoritariamente en el avance longitudinal del frente como tal, mientras que los limos restantes y las arcillas colaboran fundamentalmente al crecimiento en cota de las islas a partir de las crecidas (*Sarubbi, 2007*).

En síntesis, el avance del Frente del Delta del río Paraná entonces se debe a la sedimentación de sólidos transportados por el mismo río. Particularmente, los sólidos involucrados en el fenómeno de avance son los correspondientes a la carga de lavado. Dicha sedimentación se produce debido al brusco incremento de la sección que el cauce presenta al acercarse al Río de la Plata, lo que provoca una reducción en la velocidad de la corriente junto con la consecuente pérdida de capacidad de transporte de sólidos.

Un primer abordaje al avance del frente además requiere establecer la procedencia de aquellos sedimentos que luego formarán parte del Delta. Partiendo del análisis de los tributarios principales que tiene el río Paraná desde su nacimiento en el sur Brasil hasta su desembocadura a través del Delta en el Río de la Plata, se concluyó que el tributario que mayor incidencia tiene en términos de caudal sólido activo es el río Bermejo, que como se mencionó previamente desemboca al río Paraná a través del río Paraguay en el Noreste de Argentina (*Sarubbi, 2007*; *Amsler y otros, 2020*).

El río Paraguay, por su parte, aguas arriba de la desembocadura del río Bermejo tiene una concentración de sólidos en suspensión de 89 mg/l, mientras que aguas abajo el mismo indicador adopta valor de 576 mg/l. El gran aumento de la concentración de sólidos en suspensión antes y después de la desembocadura del río

### 3. Antecedentes de estudio del Frente del Delta

---

Bermejo indica que por sí sólo el río Paraguay no es una fuente influyente de carga en suspensión.

Por otra parte, el aporte de sólidos proveniente del Alto Paraná está fuertemente limitado por la presencia de las presas brasileras construidas a fines del siglo XX a lo largo de su cauce (Amsler M. L., 2006). Esta afirmación gana sustento al considerar que el gasto sólido en suspensión anual en el Paraná Superior, en la estación de aforo Itatí es de 8.005.000 toneladas mientras que aguas abajo, en el Paraná Medio la estación el Túnel Subfluvial indica 99.477.00 toneladas anuales (Brea, Spalletti, & Busquets, 1999).

De lo comentado en los párrafos previos se concluye que, dado que ni el río Paraguay ni el Alto Paraná son fuentes importantes de caudal sólido en sí, es entonces el río Bermejo aquel que le aporta al río Paraná el gran caudal sólido que transporta aguas abajo hasta la región deltaica.

#### 3.3 Análisis histórico cartográfico del Delta del río Paraná

Con tal de obtener una primera noción del avance del Frente del Delta, tanto en dirección como en magnitud, Sarubbi (2007) recurrió al análisis de cartas náuticas realizadas en diferentes años consultando diversos archivos históricos.

A partir de una selección de las cartas encontradas para un período de aproximadamente 400 años, se determinó que son válidas para un análisis comparativo aquellas confeccionadas a partir de fines del siglo XVIII debido a la rigurosidad empleada en su confección.

Habiendo digitalizado las cartas seleccionadas en función de la coincidencia de ciertos puntos de referencia, Sarubbi (2007) llegó a la determinación de distintas líneas envolventes del Frente de Avance del Delta del río Paraná para distintos años (Figura 5).

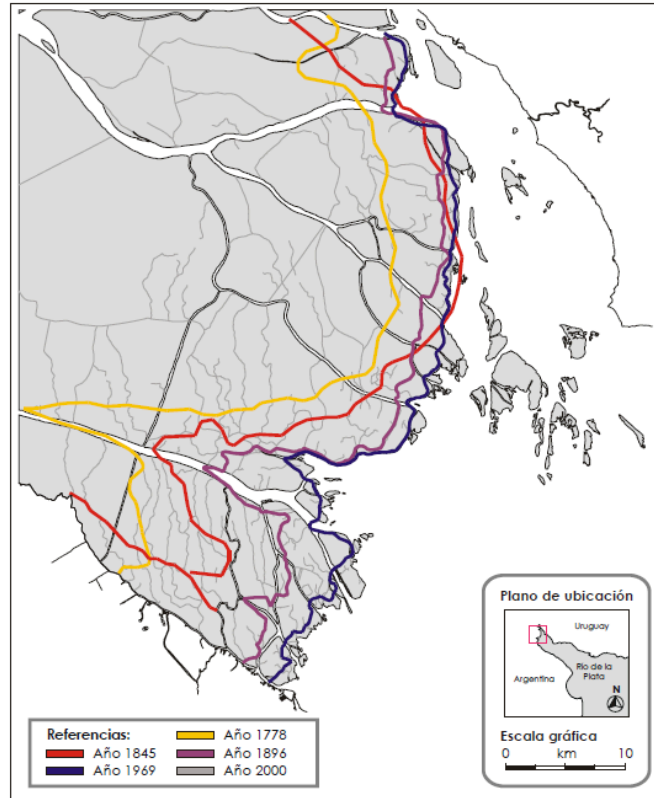


Figura 5 Cuantificación del crecimiento del Delta del río Paraná a partir del análisis cartográfico (Sarubbi, 2007).

Del análisis de los resultados obtenidos mediante la definición de estas curvas envolventes, se distinguieron dos frentes de avance del Delta, uno asociado al río Paraná Guazú y otro al Paraná de las Palmas (Sarubbi, 2007). A la vez, estos frentes pueden ser divididos en dos subfrentes, uno al sur y otro al norte de cada río, que presentarán distinto comportamiento según su ubicación relativa a las costas uruguaya y bonaerense.

El autor señala que el avance anual de los distintos subfrentes ha ido disminuyendo desde fines del siglo XVIII hasta el presente, principalmente por el efecto limitante de la costa uruguaya y el desarrollo de las islas del frente en lo que respecta al frente del Paraná Guazú y por la gran extensión del propio frente en lo referido al avance debido al Paraná de las Palmas. El autor indica que en el presente siglo el subfrente norte del Paraná Guazú ha llegado prácticamente a la estacionalidad, mientras que el subfrente sur avanza con una tasa media anual de 25 metros. Por su parte, el frente correspondiente al Paraná de las Palmas presenta un desplazamiento de 50 y 75 metros anuales en sus subfrentes sur y norte, respectivamente.

Por último, se indica que las islas presentes alrededor del subfrente sur del Paraná Guazú (nacidas principalmente en el período 1926 – 1969) tienden a unirse entre sí conforme crece el delta. Precisamente, la unión entre bancos y el crecimiento en cota de estos es el mecanismo mediante el que se formaron y crecieron las islas del Frente

### 3. Antecedentes de estudio del Frente del Delta

que se hallan a la altura de San Fernando actualmente. Este comportamiento es consistente con una de las dinámicas de evolución de islas identificadas en la región del Paraná Medio (Pereira, 2016), según la cual las islas<sup>2</sup> surgen a partir de la unión de bancos y la colonización del área emergida por diversas especies de flora.

#### 3.4 Modelación del avance del Frente del Delta

En los dos trabajos de modelación numérica del crecimiento del Delta analizados en este capítulo, la simulación de dicho fenómeno fue llevada a cabo mediante la implementación de modelos matemáticos acoplados para representar los comportamientos hidrodinámico y sedimentológico del sistema.

Ambos análisis contemplan el flujo como bidimensional, asumiendo entonces que la velocidad en la dirección vertical es prácticamente constante, por lo que la aceleración vertical es despreciable ante la aceleración de la gravedad y adoptando entonces una distribución hidrostática de presiones. Partiendo de las ecuaciones bidimensionales de Navier – Stokes e implementando esta hipótesis se llega a las ecuaciones de aguas superficiales, que son las empleadas para la resolución de la hidrodinámica del problema.

Respecto al dominio de cálculo seleccionado (Figura 6), ambos modelos adoptaron el Río de la Plata Superior, que abarca desde el frente del delta (aquella sección del mismo que presenta cambios importantes a través del tiempo) hasta la recta de unión de las ciudades de La Plata y Colonia.

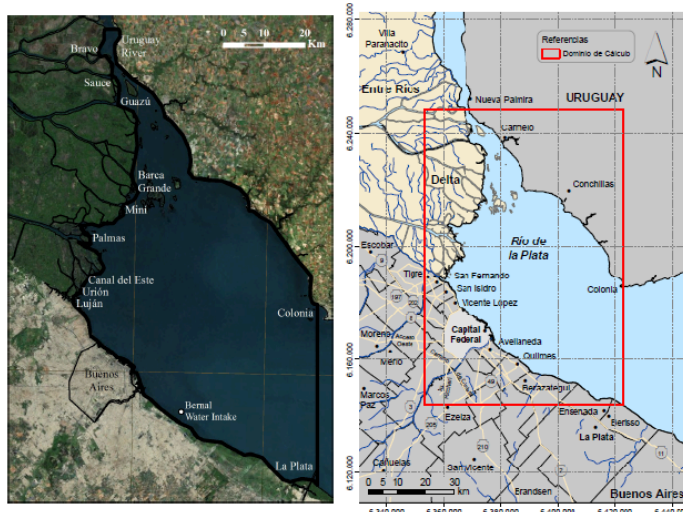


Figura 6 Dominios de cálculo empleados; AFD.12 (izq, de Badano y otros (2012).) y AFD.07 (der, de Sarubbi (2007)).

Los métodos para obtener las soluciones numéricas empleadas en ambos trabajos difieren entre sí. Sarubbi (2007) implementa el *software* HIDROBID II (Menéndez, 1985;

<sup>2</sup> Definiéndose como islas a aquellas “geoformas vegetadas, estables, que no se ajustan con la variabilidad del escurrimiento anual y dividen al flujo hasta el caudal de cauce lleno” (Pereira, 2016).

Menéndez 1990) que incorpora para la resolución de las ecuaciones diferenciales en derivadas parciales el método de las diferencias finitas, usando una malla de discretización de tipo alternada (es decir que las distintas variables a ser calculadas se ubican en distintos nodos de cada celda) y resolviéndolas mediante el esquema implícito de direcciones alternadas (Menéndez, 1990; Re & Menéndez, 2003). El hecho de que el esquema sea implícito permite que la elección del paso de cálculo temporal no esté restringida por problemas de inestabilidad.

Por su parte, el AFD.12 emplea el método de volúmenes finitos valiéndose para el desarrollo del modelo el *toolkit* OpenFOAM (*Fild Operation and Manipulation*). Para los pasos temporales, se implementó el método PISO (por sus siglas en inglés: *Pressure Implicit with Splitting Operatoris*).

Respecto a los forzantes del sistema, ambos trabajos adoptan los caudales líquidos de los principales cauces que conforman el Delta del río Paraná como caudales medios (con la salvedad que AFD.12 incorpora una modulación semidiurna constante a los caudales para simular el efecto de la marea en las desembocaduras de los tributarios). Respecto a la marea con la que se forzaron ambos modelos, sólo se consideró la astronómica impuesta al modelo a lo largo de la condición de borde sur.

En lo referido a los caudales sólidos, el al AFD.07 se los incorpora a través de concentraciones presentes en el Río de la Plata según se trate del área de influencia del Paraná de las Palmas o del Paraná Guazú y según la distancia al frente (Figura 7). En cambio, el AFD.12 incorpora los caudales sólidos definiendo las concentraciones en las desembocaduras de cada uno de los tributarios considerados y permitiendo su dispersión a lo largo del estuario mediante ecuaciones de transporte.

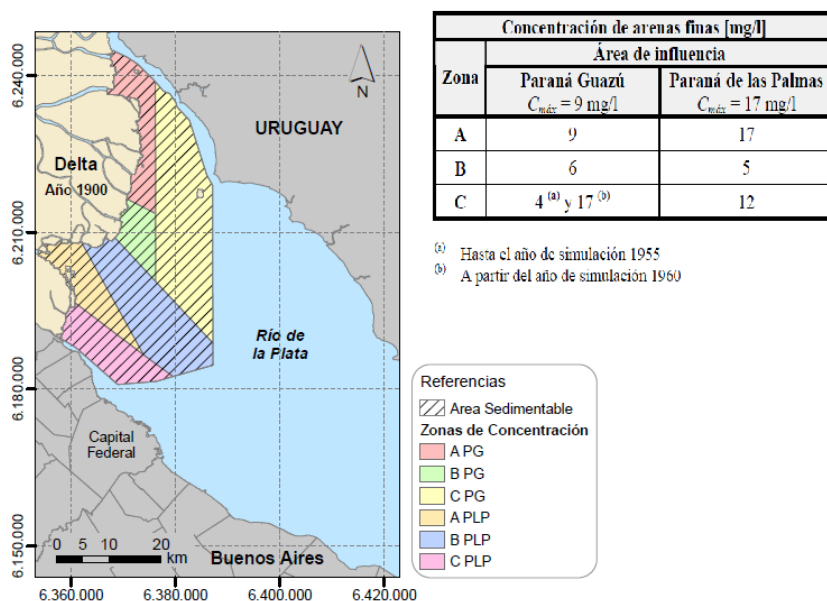


Figura 7 Zonificación del área en estudio para la definición de concentraciones (Sarubbi, 2007).

### 3. Antecedentes de estudio del Frente del Delta

---

En términos de fenómenos actuantes en el sistema, ambos modelos desprecian el efecto que pueda tener la marea meteorológica en la dinámica del Frente de Avance del Delta del río Paraná aduciendo que la baja frecuencia de eventos de tormenta conlleva a su vez a una baja incidencia en el crecimiento del Delta.

Respecto al modelo de sedimentación del material transportado por el río, ambos emplean el modelo de Krone (Krone, 1962). Mientras que para el fenómeno de resuspensión el AFD.12 adopta el modelo de Partheniades (1962), en tanto que el AFD.07 desprecia el fenómeno.

Un aspecto fundamental en el análisis del avance del frente del Delta es el modo en que se determina que una celda dada del dominio dejó de constituir un punto del curso de agua para ser parte del delta propiamente dicho. El modelo AFD.07 asigna a cada celda un volumen de máxima sedimentación, que se irá completando a medida que pasan los pasos temporales; una vez depositado un volumen igual al mencionado máximo, asume que esa celda pasa a formar parte de una isla. En cambio, en el AFD.12 se asume que toda celda donde el tirante resulte menor a 20cm puede considerarse como seca; de esta manera se evitan posibles inestabilidades en momento de bajar.

Ya calibrados y validados los modelos, ambos generan predicciones del frente de avance del delta a futuro con condiciones actuales y variándolas a futuro. Particularmente, en el trabajo AFD.12 se incorporan resultados obtenidos por Kazimierski et al. (2012) quienes, empleando el método Gavrilovic para calcular el potencial de erosión de la cuenca del río Bermejo, plantearon distintos escenarios posibles.

Por su parte, el AFD.07 emplea la curva de carga sólida de arena fina en función del tiempo calculada en el propio trabajo para armar las distintas proyecciones. Define arbitrariamente en qué manera la series de caudales sólidos continuarán desde el inicio de la simulación hasta su fin.

El modelo AFD.07 es validado mediante la simulación del avance del Frente del Delta del río Paraná en el intervalo 1900 – 2001. Se observa (Figura 8) que en los subfrentes correspondientes al río Paraná de las Palmas el modelo acierta en los lugares donde efectivamente hubo avance del frente especialmente para la primera mitad del intervalo considerado; luego las discrepancias se tornan mayores. Por su parte, los subfrentes asociados al Paraná Guazú también se encuentran bien representados a pesar de no haber sido captado prácticamente el desarrollo de las islas frente a la costa uruguaya (salvo por el crecimiento de la Isla Oyarvide en dirección N-S). Los errores cometidos, de todos modos, pueden ser explicados en gran medida por la información batimétrica con la que se contó para el desarrollo del mismo. El desarrollo morfológico se da en el modelo siempre a partir de la batimetría del año 1900, cuyos datos muy probablemente hayan sido relevados con una baja resolución

espacial, por lo que a largos intervalos los errores se multiplican. Esta falta de resolución de datos probablemente también fomentara en gran medida los errores de orientación que se ven en las islas desarrolladas.

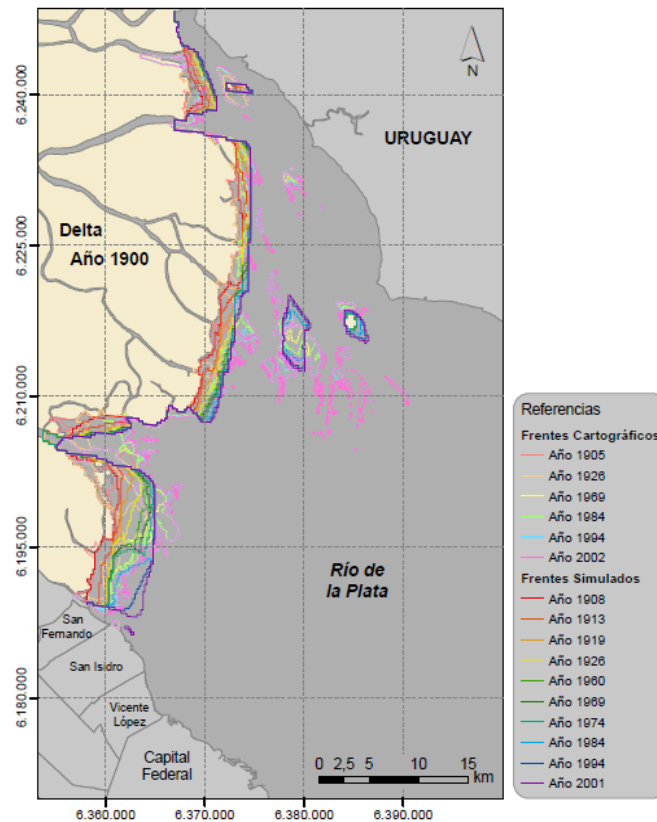


Figura 8 Frentes observados y simulados en el período 1900 - 2002 (Sarubbi, 2007).

Por su parte, el AFD.12 se validó empleando el intervalo 1994 – 2007. Los resultados obtenidos para dicho período (Figura 9) demuestran una correcta representación del crecimiento del frente del Delta propiamente dicho junto con una buena reproducción de los cambios ocurridos al norte de la Isla Martín García. Por su parte, se aprecia que el modelo no logra representar crecimiento alguno al sur de la Isla Oyarvide.

### 3. Antecedentes de estudio del Frente del Delta

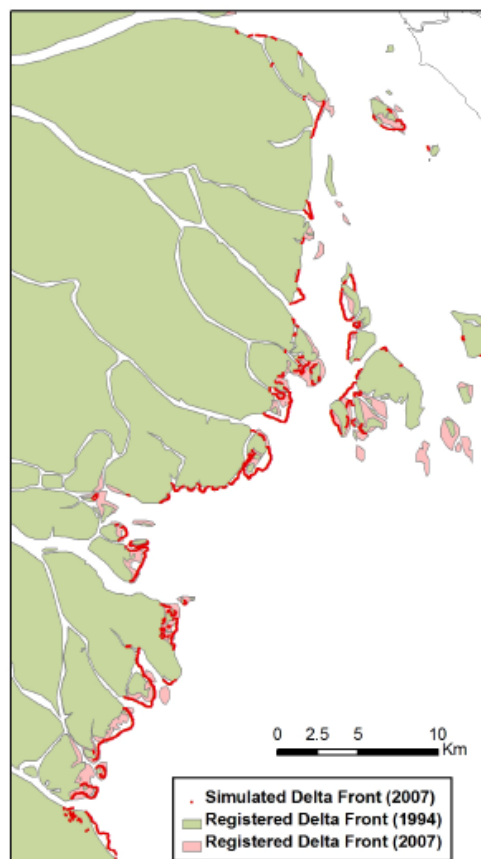


Figura 9 Comparación de Frente simulado y observado según el modelo desarrollado (Badano et. al, 2012).

Como se mencionó previamente, los dos trabajos en cuestión analizan una vez definido el modelo numérico las tendencias a futuro del crecimiento del Frente del Delta variando distintos parámetros de los forzantes; ambos varían la cantidad de sedimentos que llegan al Río de la Plata. Además, con el modelo AFD.12 se estudió la variación del comportamiento del Frente ante un incremento del nivel medio del mar.

El AFD.07 plantea tres escenarios distintos para el caudal sólido (de mínima, media y máxima descarga sólida) que son definidos a partir de suponer que, durante el período simulado (hasta el año 2116), la descarga mantiene cierto comportamiento arbitrario relacionado con la descarga habida en el pasado. Para el escenario de mínima, a partir del año 2001 la descarga se mantiene constante en el mínimo valor histórico registrado, para el escenario de media a partir del mismo año se repite la onda media histórica de descarga y, por último, para el escenario de máxima descarga sólida, a partir del 2001 se mantiene la descarga constante con un valor igual al máximo local correspondiente a la década de 1980. A partir de estas simulaciones se obtienen (Figura 10) tres escenarios de avance del Delta del río Paraná, en donde se distingue que la mayor variación de crecimiento se genera entre los escenarios de mínima y media descarga sólida, perdiendo incidencia relativa el escenario de máxima descarga.

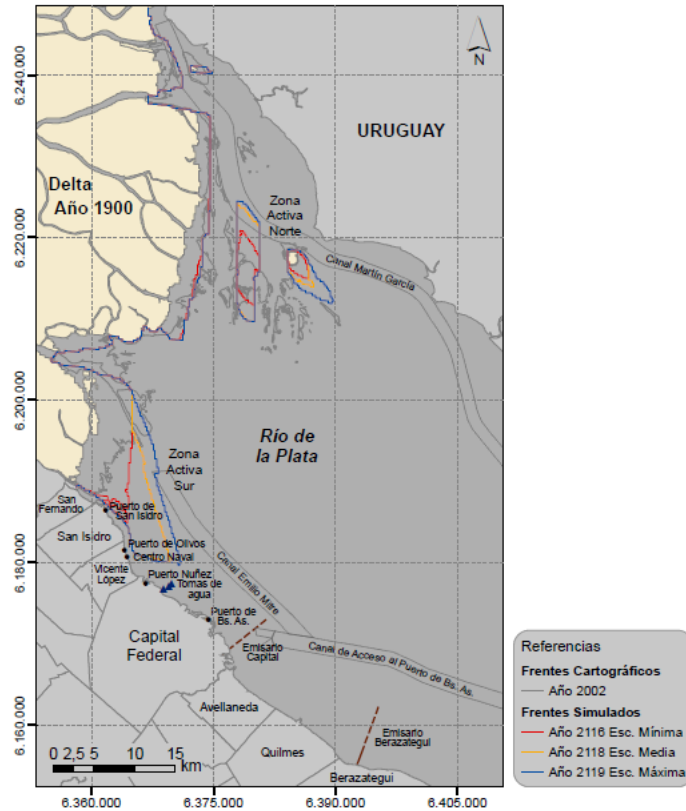


Figura 10 Resultados obtenidos para cada uno de los escenarios (Sarubbi, 2007).

De acuerdo a los resultados obtenidos, tanto en el escenario de media como de máxima descarga sólida el Frente del Delta del río Paraná podría encontrarse ante el límite norte de la ciudad de Buenos Aires en el año 2116. Los cambios ocurridos en el frente correspondiente al río Paraná Guazú son menores, salvo el crecimiento de la Isla Oyarvide.

Por su parte, para el AFD.12 se definió la variación de carga sólida presente en el Delta a partir del trabajo de Kazimierski et al (2012) que, mediante el empleo de modelos climáticos que permiten incorporar distintas tendencias al modelo de Gavrilovic antes mencionado mediante sus forzantes, definen una eventual variación de la descarga sólida que traduce en dos escenarios: uno de aumento de caudal de sedimentos del río Bermejo caracterizado por un incremento de dicha variable en 69.000 *tn/año*, y un segundo escenario, opuesto al primero, que implica una reducción de 48.000 *tn/año*. Para el aumento del nivel medio del mar adoptó un incremento anual de 1,7 *mm* impuesto sobre la frontera sur del dominio. Los resultados obtenidos (Figura 11) se condensan en la comparación de cada uno de los escenarios propuestos entre ellos.

### 3. Antecedentes de estudio del Frente del Delta

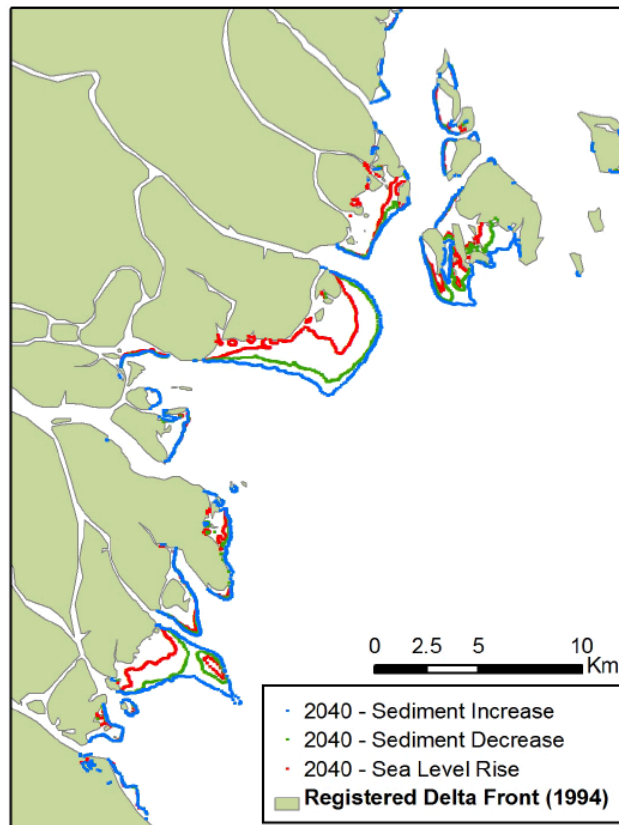


Figura 11 Avance del Frente del Delta ante distintos escenarios (Kazimierski, y otros, 2011).

Del análisis en conjunto de los resultados de los dos trabajos presentados, se pueden obtener diferentes conclusiones. Por un lado, ambos trabajos muestran una fuerte tendencia de crecimiento de las islas vecinas de la isla Martín García junto con un importante avance del frente en el subfrente sur del Paraná de las Palmas en dirección paralela a la costa bonaerense en el futuro.

La gran diferencia entre las sensibilidades halladas ante la variación de carga sólida entre ambos trabajos es adjudicada a los distintos criterios para plantear los escenarios futuros.

Se concluye además que resulta probable que el frente de avance del Delta del Río Paraná alcance por lo menos el partido de Vicente López, ya que entre los escenarios de media y máxima carga sólida no se encontró tanta diferencia (Sarubbi, 2007).

En lo que respecta a la calidad del ajuste numérico logrado en ambos trabajos, se buscará analizar si es factible mejorar los resultados obtenidos mediante la incorporación de nuevos forzantes o si, por el contrario, aquellos fenómenos sedimentológicos que no fue posible representar hasta el momento no pueden ser captados debido a una falta de información batimétrica con suficiente detalle como para representar correctamente la dinámica hidrosedimentológica de la zona. Independientemente del resultado de tal disyuntiva, se busca también realizar distintos análisis de sensibilidad al modelo numérico que se desarrollará para tener a futuro una

visión más clara de cuáles son los forzantes que mayor incidencia tienen en el crecimiento del Frente de Avance del Delta del río Paraná.

### 3.5 Conclusiones del capítulo

En el presente capítulo se han comentado las principales características y resultados de los modelos desarrollados en dos trabajos antecedentes a la presente tesis.

Se concluye de la revisión bibliográfica que, de acuerdo al estado del arte actual, aún resta por incorporar a la modelación del avance del Frente del Delta del río Paraná forzantes con los cual no se ha trabajado, como ser la marea meteorológica, en tanto en todos los trabajos antecedentes sólo se ha considerado la astronómica. Además, también se propone llevar a cabo estudios de la incidencia que distintas características de la modelación pueden tener sobre los resultados observados, como ser series horarias de caudal ingresante al estuario, presencia de fondo inicial, interacción entre más de una fracción de sedimento, entre otros. Un esquema conceptual de las principales características de los trabajos de modelación del Frente del Delta desarrollados hasta el momento se presenta en la Figura 12.

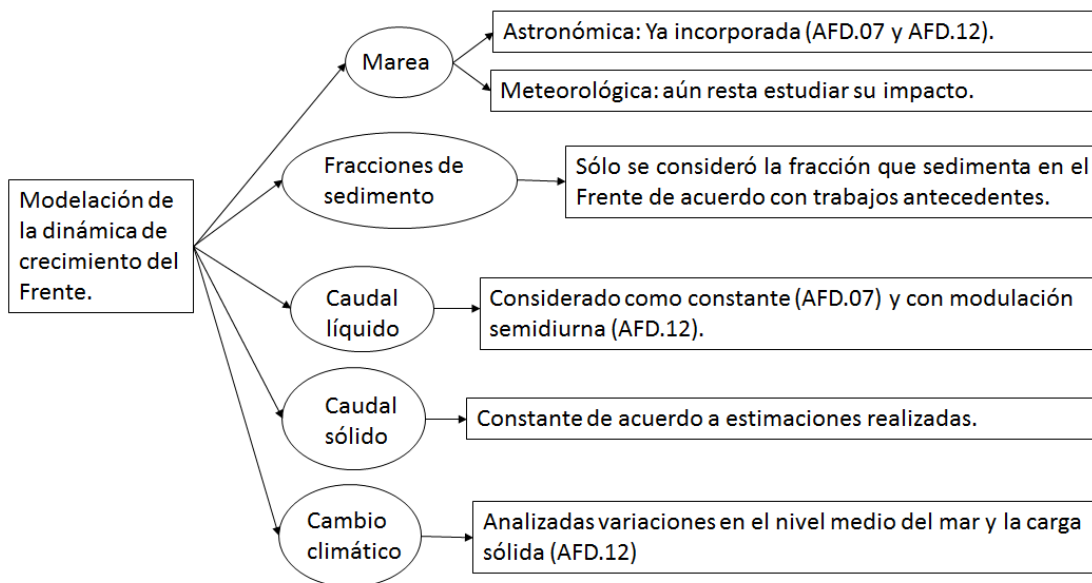


Figura 12 Esquema conceptual de los trabajos desarrollados sobre el crecimiento del Frente del Delta.

En el cuarto capítulo se presentarán diversos análisis realizados en la zona de estudio con tal de desarrollar una mejor comprensión de los fenómenos presentes y de la dinámica sedimentológica. Dicha información será fundamental luego en el armado del modelo.

#### 4. Análisis *in situ* y remoto del Frente de Avance del Delta; sedimentos y cambios morfológicos (2007 – 2016)

---

### 4. Análisis *in situ* y remoto del Frente de Avance del Delta; sedimentos y cambios morfológicos (2007 – 2016).

#### 4.1 Introducción

En el presente apartado se presentan las distintas instancias de análisis llevadas a cabo con tal de comprender la dinámica sedimentológica presente en el Frente de Avance del Delta del río Paraná.

En primer lugar, se describen los resultados obtenidos de la extracción de muestras de sedimento de lecho tomadas en dos puntos del Frente del Delta. Esta información pretende complementar a la carta de Laborde en lo que respecta a distribución espacial de las distintas fracciones de sedimento a lo largo y ancho de la región en estudio. Disponer de información al respecto resulta importante para analizar la precisión con la que se representan los fenómenos de sedimentación en la zona ya que permite no sólo analizar los resultados a través de la emergencia de nuevas islas, sino que también da lugar a incorporar la variable composición del lecho.

Luego, se exponen dos análisis remotos de los cambios ocurridos en el Frente de Avance del Delta del río Paraná. El primero, realizado a partir de la comparación de las cartas náuticas H130 publicadas por el SHN en los años 2007 y 2016, mientras que el segundo fue hecho en base a imágenes satelitales de la región tomadas en el mismo período de tiempo. Ambas secciones pretenden complementarse entre sí en la comprensión del crecimiento que la región tuvo en el pasado inmediato y permitir la formulación de una hipótesis respecto a la principal dinámica que tienen los sedimentos en el Frente.

Dicha hipótesis se desarrolla precisamente en el último subapartado; a partir del análisis de la morfología observada y de los cambios ocurridos en el intervalo estudiado, se desarrolla una hipótesis del comportamiento de los sedimentos en las zonas aledañas al Frente; se espera que, a partir de una suposición de dicha dinámica, se logre calibrar de manera más general los procesos de sedimentación y erosión en estudio, no sólo considerando los resultados finales de cada conjunto de parámetros, sino estimando cómo los resultados afectan al comportamiento general del sistema y si esa variación es o no coherente con la registrada.

#### 4.2 Campaña de toma de sedimentos en el Frente de Avance del Delta del río Paraná

Con el fin de obtener una caracterización del lecho de la región del Frente de Avance del Delta del río Paraná se llevaron a cabo dos campañas de tomas de muestra de sedimentos de fondo en dos regiones bien alejadas entre sí; adicionalmente, se tomó una muestra del lecho en el canal del río Paraná de las Palmas (Figura 13). Posteriormente, las muestras fueron ensayadas mediante la técnica de difracción láser

para obtener una descripción detallada de su granulometría en el Laboratorio de sedimentología de la Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas de la Universidad del Litoral.

Mediante dichos relevamientos y su posterior estudio se espera poder determinar las fracciones que mayor sedimentación presentan en las inmediaciones del Frente de Avance. Esta información será un pilar fundamental al momento de calibrar los parámetros sedimentológicos dado que se contará con una noción del comportamiento discriminado de las fracciones en adición al comportamiento agregado de las islas que se pueda desprender del análisis de las cartas náuticas y las imágenes satelitales.



Figura 13 Ubicación de los puntos de muestreo de sedimentos del lecho.

Para la extracción de muestras se empleó en todos los casos una draga de cierre mecánico que permite ser llevada aún abierta al lecho del río y cerrarse de manera abrupta al soltar un retén que libera un juego de resortes. De esta manera se pueden obtener muestras del lecho sin alterar sensiblemente la composición dado que no resulta necesario excavar para retirar el material; además, dado que la liberación de los resortes se puede hacer a través de una cuerda, es posible retirar sedimentos del lecho a cierta profundidad aun estando de pie sobre la embarcación.

En la ubicación frente al islote El Matón, ligeramente al sur de la desembocadura del río Guazucito, se tomó una muestra inmediatamente sobre el faldón de la isla (G\_M1) y otra un poco más adentro del curso (G\_M2).

De las muestras tomadas allí, se destaca la presencia de dos capas de sedimento; una primera capa, superior, se componía de material totalmente fino, de color gris oscuro y tenía un espesor de aproximadamente 2 cm, mientras que, por debajo, se percibía un material no tan homogéneo, de color más claro, donde, si bien predominaba el material fino, se podía sentir al tacto material arenoso, especialmente en la muestra G\_M2. La estratigrafía descrita se desarmó al retirar de la draga la muestra, quedando como resultado una muestra de color gris oscuro homogéneo (Figura 14) donde predominan las texturas propias del material fino, aunque se percibe

#### 4. Análisis *in situ* y remoto del Frente de Avance del Delta; sedimentos y cambios morfológicos (2007 – 2016)

la presencia de arenas. Insertas en la muestra se hallan además elementos más bien compactos de arcilla, de forma lenticular, que se destacan por su color aún más grisáceo que el resto del material.



Figura 14 Muestra sacada aguas abajo de la desembocadura del río Guazucito.

En el análisis granulométrico de sendas muestras (Figura 15) se comprueban las diferencias marcadas entre ambas, dado que la muestra G\_M2 presenta una sensible menor proporción de sedimentos finos, aunque en ambos casos predominan fracciones menores que las arenas. Cabe destacar que las diferencias presentes en la composición granulométrica de sendas muestras se desarrollan en una pequeña diferencia espacial dentro de la zona de muestreo.

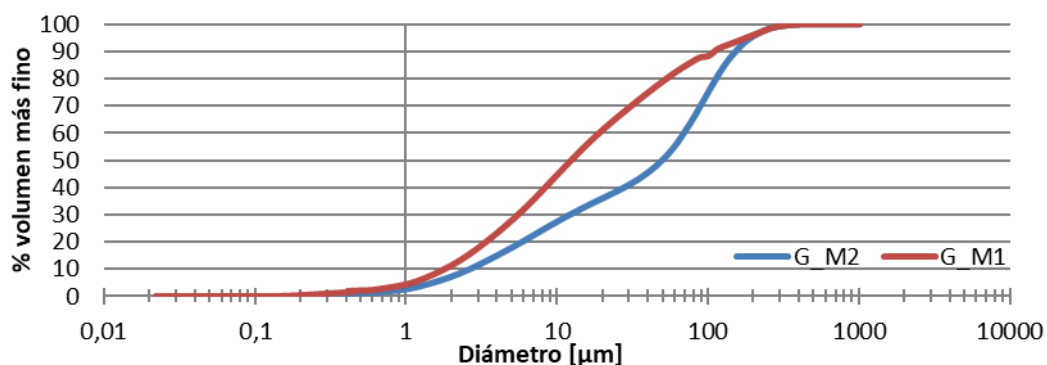


Figura 15 Análisis granulométrico a las muestras tomadas cerca de la desembocadura del río Guazucito.

Por su parte, las muestras tomadas en la desembocadura del río Paraná Miní resultaron relativamente más homogéneas entre sí que las extraídas en la primera

ubicación. En este caso no sólo se tomaron muestras en el faldón de la isla, sino que también se extrajo material del área de isla ya colonizada por la vegetación y también del área relativamente profunda que la rodea (la ecosonda medía 1,5m de profundidad al momento de tomar dicha muestra).

En el interior de la isla, donde la vegetación es abundante y salvo crecidas importantes no parecía llegar el nivel del agua, se realizó una excavación de alrededor de 10 cm de profundidad a modo de calicata esperando ver cierta variación de la estratigrafía como se había percibido en la desembocadura del Guazucito, pero el material resultó ser absolutamente homogéneo a simple vista; además, al tacto, no tenía contenido de material arenoso, sino que era un barro de cohesión bastante elevada; la muestra correspondiente a la excavación es la denominada M\_M4, cuya granulometría se muestra en la Figura 16.

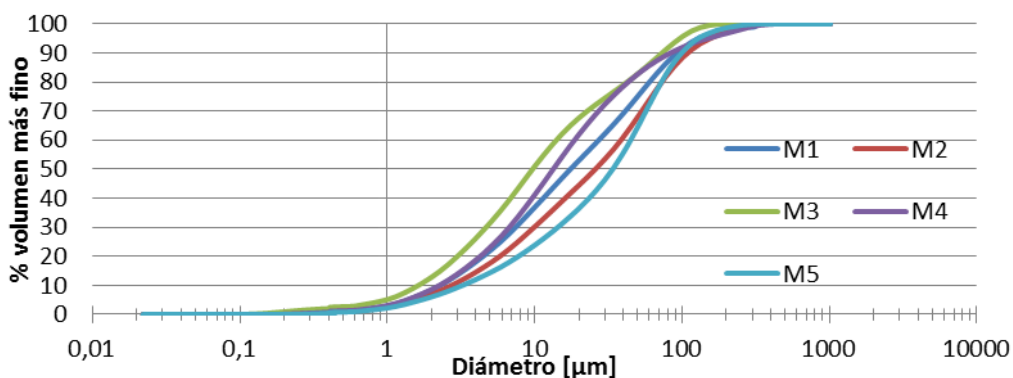


Figura 16 Análisis granulométrico a las muestras tomadas cerca de la desembocadura del río Paraná Mini.

En el faldón circundante se tomaron también varias muestras que mostraron entre ellas resultados disímiles. Una primera muestra presentó una textura que sería compatible con cierta presencia de material arenoso (M\_M2), pero a escasos metros de donde se extrajo este material, se encontraron formaciones de material altamente cohesivo en forma de escalón correspondientes a limos arcillosos (M\_M3).

La muestra tomada del lecho a 1,5 m de profundidad (M\_M4) se corresponde, nuevamente, con material mayormente compuesto por arcilla y limos con una escasa participación de arenas muy finas.

Respecto a la muestra tomada en la zona más profunda del río Paraná de las Palmas (Figura 17) indica que allí la graduación resulta prácticamente uniforme y está compuesto por arenas puras, siendo el diámetro medio,  $d_{50}$ , 250 µm.

#### 4. Análisis *in situ* y remoto del Frente de Avance del Delta; sedimentos y cambios morfológicos (2007 – 2016)

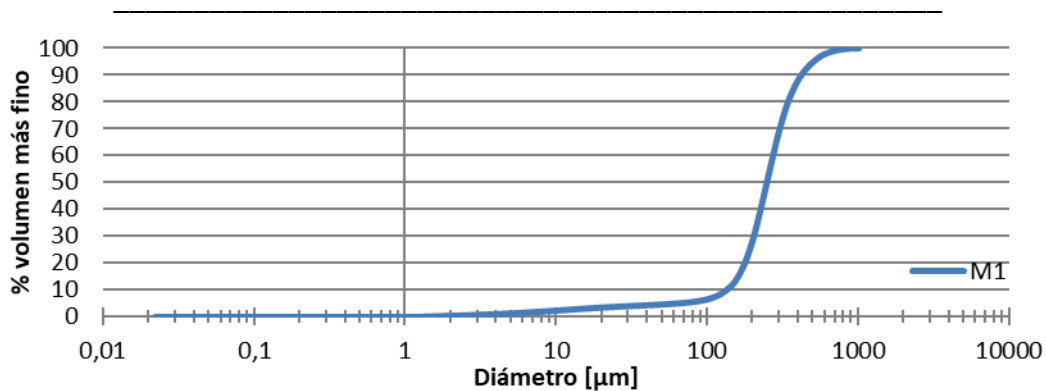


Figura 17 Análisis granulométrico a las muestras tomadas en el río Paraná de las Palmas.

Si bien no se llevó a cabo un muestreo sistemático del lecho circundante de las islas que permita comprender con mayor exactitud los fenómenos de sedimentación que ocurren en las regiones someras del frente, las muestras tomadas permiten concluir que:

- La composición del lecho varía sensiblemente incluso en pocos metros en las inmediaciones de las islas.
- En la región alta de las islas, las capas superiores están formadas principalmente por limos.
- La presencia de material fino en el Frente es muy importante respecto al material arenoso, que se halla pero en proporciones menores, incluso allí donde en el lecho predominan las arenas.
- En las regiones profundas de la zona se destaca la sedimentación de arena con muy escasa presencia de limos y arcilla. Si bien la muestra tomada corresponde al Paraná de las Palmas, se entiende que el lecho de otros canales de la zona debe compartir una similar composición de fondo (como ser por ejemplo el Canal Principal).

Por último, a modo de resumen, las Tablas 2 y 3 presentan un resumen estadístico de los resultados obtenidos del estudio granulométrico practicado a las muestras tomadas.

	Muestra	Mediana [ $\mu\text{m}$ ]	Media [ $\mu\text{m}$ ]	Desvio [ $\mu\text{m}$ ]
Guazucito	G_M1	12,44	37,44	60,46
	G_M2	49,74	65,29	66,17
Paraná Miní	M_M1	17,52	36,28	46,76
	M_M2	25,83	45,00	54,09
	M_M3	9,69	24,20	32,10
	M_M4	13,38	33,68	56,31
	M_M5	33,90	45,09	45,14
Paraná de las Palmas	P_M1	250,71	266,65	129,15

Tabla 2 Resumen estadístico de la granulometría de las muestras de lecho tomadas.

	Paraná Miní					Guazú		Palmas
	M1	M2	M3	M4	M5	M1	M2	
% arcilla	17,72%	14,26%	25,71%	18,38%	11,80%	22,76%	14,68%	1,08%
% limo	65,23%	63,31%	62,69%	68,96%	65,32%	61,16%	44,24%	4,09%
%arena	17,05%	22,43%	11,60%	12,67%	22,88%	16,07%	41,08%	94,83%

Tabla 3 Composición granulométrica de las muestras tomadas en el Frente del Delta.

#### 4.3 Cambios morfológicos según las cartas náuticas (2007-2016)

Se efectuó un análisis de los cambios ocurridos en el Frente del Delta del río Paraná a partir de la comparación de las cartas náuticas H-130 publicadas por el SHN en los años 2007 y 2016.

Dicho análisis comparativo se realizó no sólo comparando los contornos presentados de islas y bancos en sendas publicaciones, lo que determina nuevos bancos e islas, sino que también se compararon profundidades informadas con tal de determinar regiones del río donde, si bien no hubo cambios en la superficie emergida, sí se vio afectada sensiblemente la batimetría. Estas últimas regiones de todos modos son delimitadas de manera aproximada, dado que debido a la densidad de muestreo de la batimetría provista por las cartas náuticas no fue posible lograr dos archivos *raster* que permitieran obtener mediante su resta un cambio de batimetría coherente.

De la superposición de ambas cartas se concluye que los principales cambios morfológicos ocurrieron en la región deltaica más cercana a la costa uruguaya. Los mismos comienzan a la altura de la desembocadura del Paraná Guazú, aunque al oeste de la Isla Juncal se observa erosión en el Canal Principal (Figura 18). A partir de allí, sobre el último tramo del Canal Principal, se observan fenómenos tanto de erosión como de sedimentación alternados en distancias bastante acotadas. La sedimentación en dicha región provoca el avance no sólo del Frente sobre la margen izquierda del Paraná Guazú mediante el avance de islas y bancos (de alrededor de  $0.58 \text{ km}^2$  y  $3.8 \text{ km}^2$  respectivamente), sino que también modifica la geometría de la desembocadura, desplazando las aguas profundas contra la margen derecha, acercándola

#### 4. Análisis *in situ* y remoto del Frente de Avance del Delta; sedimentos y cambios morfológicos (2007 – 2016)

sensiblemente a tierra. En lo referido a la erosión, se concentra en la sección central del Canal Principal y en el desplazamiento de la desembocadura del Paraná Guazú. Estos cambios son acompañados por la generación de bancos de menor extensión en los extremos de aguas abajo de las islas Juncal y Los Tigres del Mar así como también de los islotes El Matón; al oeste de los mismos hay erosión en la margen izquierda del canal, mientras que sedimenta material sobre margen derecha, como también al sur de los islotes. Frente a la costa uruguaya también se aprecian ciertas zonas puntuales de sedimentación.

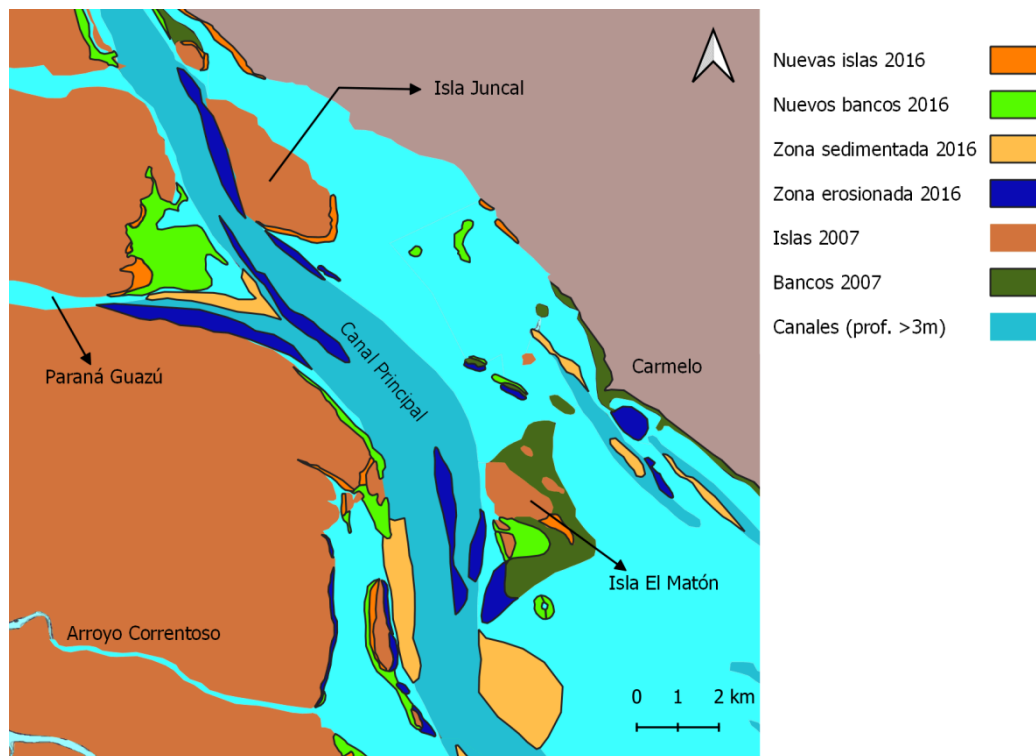


Figura 18 Avance del Frente del Delta aguas abajo de la Isla Juncal.

Aguas debajo de los cambios recién mencionados se concentran las principales modificaciones que sufrió el lecho del río a lo largo del período de tiempo contemplado. Se observan (Figura 19) fenómenos de sedimentación que consolidan el Frente en la desembocadura del Arroyo Correntoso, así como también sucede en la periferia de las Isla Lucía. En ambos casos, la sedimentación genera nuevos bancos e islas que producen zonas de aguas poco profundas o islas más extensas y compactas (en tanto pasan a no tener canales que las atraviesen) que antes.

El mayor crecimiento de islas se ubica al sur y sudoeste de las islas Oyarvide y Solís. Allí, las islas crecen aproximadamente  $10.9 \text{ km}^2$ , mientras que los bancos,  $16.6 \text{ km}^2$ . Además, se da una sedimentación importante en la región comprendida entre la Isla Marín García y las islas Lucía y Oyarvide que afecta a la forma del Canal Buenos Aires, dándole el trazado curvo de hoy en día. Dichos fenómenos de sedimentación son

acompañados por algunos de erosión relativamente puntuales, como ser la profundización del canal Lancha Petrel, que separa las Islas Lucía de la Oyarvide o la profundización de regiones del canal que discurre al Norte de aquellas mismas islas.

Al oeste de las islas Lucía y Oyarvide el frente avanza con la sedimentación progresiva de los terrenos comprendidos entre los ríos Paraná Mini y Barca Grande, mientras que entre ambas superficies elevadas del nivel del agua se sedimenta el inicio del canal (los primeros 4.6 km) que discurre entre ambas.

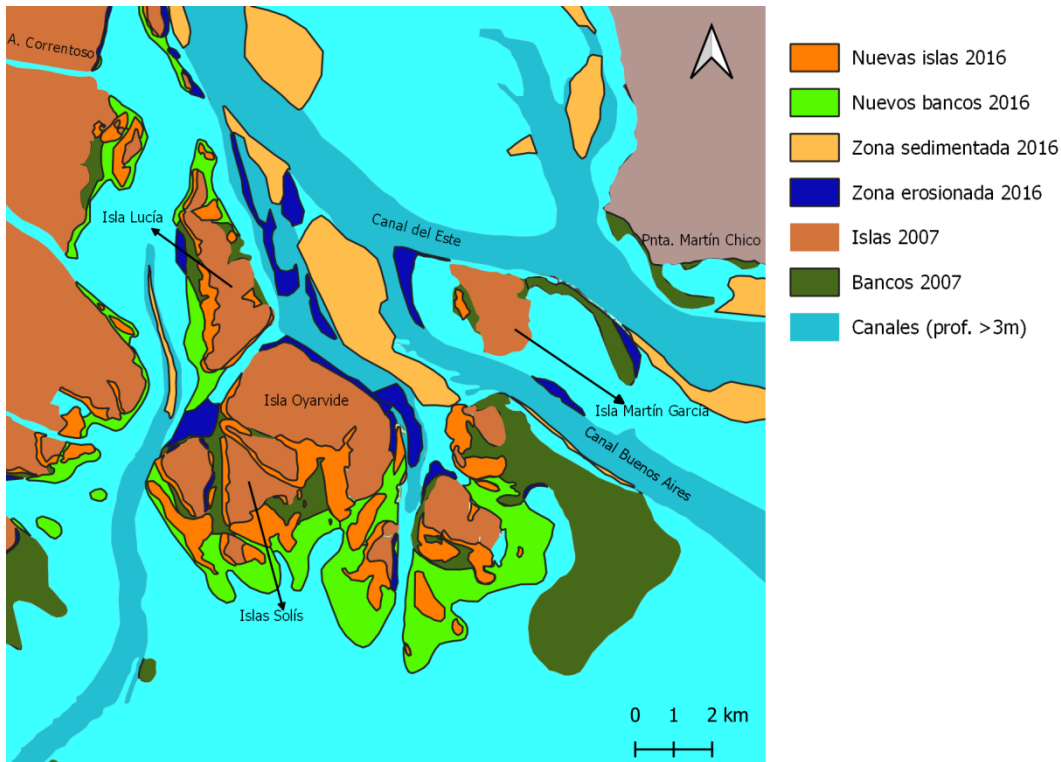


Figura 19 Avance del Frente del Delta alrededor de la Isla Oyarvide.

Por su parte, cerca de la costa argentina el frente presenta un comportamiento más homogéneo, donde no se encuentran procesos erosivos importantes (Figura 20). Principalmente el frente crece en las islas ubicadas al oeste del Canal Emilio Mitre, donde también se desarrollan distintos bancos, algunos aún no emergentes. Con mayor notoriedad crecen las islas y bancos cercanos a la desembocadura del Canal del Este, aunque las islas entre aquel tributario y el San Antonio también crecen de manera relativamente uniforme.

Al este del Canal Emilio Mitre se presenta el desarrollo de un banco hacia el sur, mientras que al este de las islas Nutria, Lucha y Zárate se observan islas en desarrollo dentro de los bancos de arena ya existentes al comienzo del período en estudio.

#### 4. Análisis *in situ* y remoto del Frente de Avance del Delta; sedimentos y cambios morfológicos (2007 – 2016)

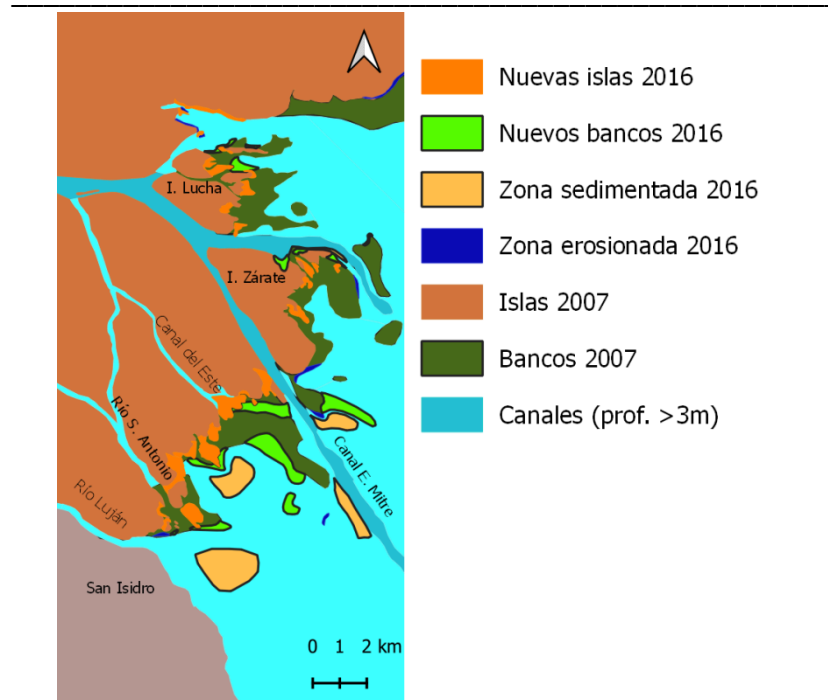


Figura 20 Avance del Frente del Delta en las cercanías de la costa bonaerense.

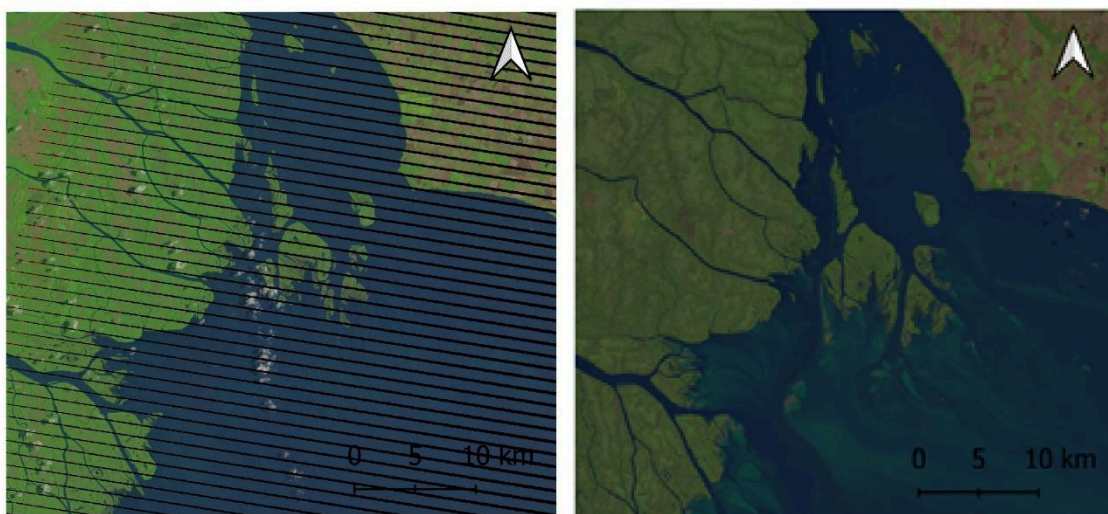
#### 4.4 Cambios morfológicos registrados en imágenes satelitales (2007-2016)

Una herramienta adicional a las cartas náuticas de la que se dispone al momento de determinar cambios en las inmediaciones del Frente de Avance son las imágenes satelitales. Las mismas consisten en imágenes tomadas periódicamente sobre cierta región a lo largo del tiempo, por lo que es posible comparar distintas imágenes y analizar los cambios ocurridos entre una y otra. Además, para el estudio de islas, es factible combinar estas imágenes – cuya fecha de captura es conocida – con el nivel del agua que hubo en ese momento en cierto punto cercano al lugar estudiado, obteniendo así un contorno de las islas que corresponde a cierto nivel del agua. Teniendo en cuenta la primera de estas dos aplicaciones es que se desarrolla el presente apartado, empleando los productos de los satélites Landsat 7 y Landsat 8.

Para la comparación del Frente del Delta en el período considerado (2007 – 2016) se buscaron imágenes satelitales tomadas entre los años 2006 y 2008 para el estado inicial del Frente y entre los años 2015 y 2017 para el final. Se asume entonces que los cambios desarrollados a lo largo de 1 año respecto a los momentos inicial y final son despreciables respecto al cambio agregado que se espera observar en el transcurso del intervalo entero. Para sendos intervalos de tiempo se emplearon imágenes producto de los satélites Landsat 7 y 8 (ambos conjuntos de imágenes provistos por el *U.S. Geological Survey*). Se filtraron las imágenes de forma tal de sólo contemplar aquellas que hayan sido tomadas con una nubosidad menor al 30% con el objetivo de tener una descripción sin interferencias del área de interés.

De esta manera se obtuvieron 33 y 37 imágenes satelitales para cada uno de los intervalos correspondientes. Cada imagen fue asociada al nivel del agua medido en el Puerto de Buenos Aires (o a la estación Palermo en caso de faltante en el punto antes mencionado) con el objetivo de poder comparar imágenes que representaran condiciones hidrodinámicas del Río de la Plata similares. Si bien se dispone de imágenes correspondientes a crecidas importantes en Buenos Aires (momentos en los cuales el nivel del río supera los 2 m MOP), una limitación propia de la metodología en cuestión es que no se tiene manera de discernir en la imagen satelital cruda la vegetación presente sobre las islas, por lo tanto, durante las crecidas no se logra apreciar correctamente el avance del agua sobre la tierra, sino que se ve constantemente la cubierta vegetal de la isla. Esta limitación conlleva a que no puedan compararse las curvas de nivel de mayor altura entre ambos intervalos de tiempo, así como tampoco se podrán trazar curvas de nivel para dichas alturas.

Para la detección de los principales cambios morfológicos ocurridos en el Frente del Delta del río Paraná, se tomaron imágenes satelitales correspondientes a un nivel observado en Buenos Aires cercano a los 10 cm MOP. La imagen correspondiente al momento inicial de la comparación fue tomada el 21/12/2006 a las 13:34 horas, mientras que la correspondiente al final del intervalo, el 18/06/2017 a las 13:44 horas. En la Figura 21 se presentan ambas imágenes a fines comparativos.



*Figura 21 Imágenes satelitales tomadas en los años 2006 (izq.) y 2017 (der.) con niveles observados en Buenos Aires igual a 10 cm MOP.*

Comenzando el análisis en los alrededores de la Isla Juncal y recorriendo la zona de interés hacia el Sur, se aprecia que los cambios morfológicos relevantes no suceden sino hasta la Isla El Matón, que presenta un importante crecimiento tanto al este ( $0,52 \text{ km}^2$ ) como al sur, longitudinalmente ( $0,89 \text{ km}^2$ ). Sobre la margen opuesta, cercana a la costa argentina del curso, si bien no se observa nueva superficie emergida, sí se distingue el desarrollo de una dorsal que bordea al Canal Principal (dado que se aprecia

#### 4. Análisis *in situ* y remoto del Frente de Avance del Delta; sedimentos y cambios morfológicos (2007 – 2016)

con mayor intensidad en la imagen del año 2017, se asume que la capa de agua que la recubre se torna más delgada). En línea con este desarrollo en sentido norte – sur, se observa un pequeño crecimiento longitudinal hacia el norte de la Isla Lucía; dicha isla, además, se ensancha ligeramente hacia el oeste. La isla sobre la margen derecha del Arroyo Correntoso por su parte se consolida tanto al norte como al sur, creciendo en total  $0,65 \text{ km}^2$ .

En las inmediaciones de la Isla Martín García no se observan cambios, pero aguas debajo sí se ve el desarrollo de importantes dorsales que discurren paralelos al Canal Buenos Aires, que separa la Isla Oyarvide de la Martín García.

En las inmediaciones de las Islas Oyarvide y Solís es donde mayor superficie emerge en el transcurso del período 2007 – 2016. En primera instancia, se observa un gran desarrollo longitudinal de la Isla Solís que bordea al canal que discurre entre ella y las islas del Frente; La fracción emergida de esta formación ronda los  $4,5 \text{ km}^2$ , con una longitud máxima de alrededor de  $5800 \text{ m}$ . Como continuación de esta región emergida, se observa alineada a ella una región próxima a emerger e incluso algunas islas pequeñas ya sobresalientes del nivel del agua previo al abrupto cambio de dirección que este canal presenta frente a la Isla Zárate. Acompañando el importante crecimiento recién comentado, las dos islas principales al este de esta nueva formación también presentan importantes crecimientos caracterizados por tener forma de V invertida. En cambio, la tercera isla de este grupo, que se encuentra enfrentada a la Isla Martín García (I.M.G.), presenta un crecimiento cercano a la forma de C. Además de estos crecimientos ya consumados de las islas, al sur de las mismas se observan dorsales e islotes cercanos a la emergencia distribuidos de forma tal que favorecen el desarrollo de canales entre ellos.

En las islas cercanas a desembocadura del río Barquita se aprecia un crecimiento significativo, especialmente sobre la ubicada a margen izquierda del curso. Además, se observa la presencia de dorsales aguas abajo del mismo. Algo similar se da en la desembocadura del Paraná Mini, salvo que allí emerge una pequeña isla en vez de incrementarse el tamaño de las ya existentes.

Entre el Paraná Mini y los Bajos del Temor se observa la formación de un área poco profunda con forma de embudo que apunta hacia el sur. Sus bordes coinciden con cursos de profundidad relativamente altas que facilitan que el agua escurra por ellos. Por parte de los Bajos del Temor, la Isla Lucha presenta un crecimiento longitudinal relativamente importante, en varios casos presentando la forma de V invertida antes comentada en las inmediaciones de la Isla Oyarvide.

En lo que respecta a la Isla Zárate, si bien se aprecia nueva superficie emergida anexada a la ya existente, se destaca por la extensión superficial el desarrollo de

bancos importantes al sur de la isla. A lo largo del contorno del Canal Emilio Mitre, sobre su margen derecha, se observa también el desarrollo de una dorsal realmente extensa (cuya longitud ronda los 28,5 km) que disminuye su intensidad acercándose hacia la costa.

En las cercanías de las desembocaduras del Canal del Este y el río San Antonio se observa un crecimiento relevante no sólo de las islas ya existentes, sino además de islas nuevas correspondientes al período en estudio. Las dorsales creadas además en la zona se confunden con la propia del Canal Emilio Mitre y provocan el rápido descenso de profundidad en la cercanía del Canal del Este y el desvío del curso del San Antonio hacia la desembocadura del Río Luján.

De lo analizado en este apartado y al considerarlo en conjunto con el avance del Frente del Delta obtenido del estudio de las cartas náuticas H130 de los años 2007 y 201, resulta relevante remarcar el importante desarrollo morfológico que hubo sobre las márgenes de los canales del Río de la Plata, sólo parcialmente reproducidos por las cartas. Se observa en las imágenes satelitales un importante fenómeno de sedimentación en los bordes de los canales Principal, Buenos Aires y Emilio Mitre, así como también se forman dorsales en el canal que discurre desde el oeste de la Isla Lucía hasta la latitud de la Isla Zárate.

Identificar estos procesos de sedimentación (resumidos los más importantes en la Figura 22), aunque sea en forma cualitativa, ayudará a la calibración de las fracciones de sedimentos en tanto se sabe de otras regiones además de las propias islas emergidas donde se debe sedimentar el aporte sólido de los tributarios.

#### 4. Análisis *in situ* y remoto del Frente de Avance del Delta; sedimentos y cambios morfológicos (2007 – 2016)



Figura 22 Principales cambios morfológicos detectados en las imágenes satelitales.

#### 4.5. Hipótesis sobre la dinámica de sedimentos en las zonas de cambios morfológicos

El comportamiento morfológico recién descrito parece indicar que hasta la latitud de Nueva Palmira las condiciones hidrodinámicas no favorecen el crecimiento ni la degradación del Delta del río Paraná frente a la costa uruguaya, sino que se alcanzó cierta estabilidad. La falta de sedimentación se debe probablemente de manera conjunta a cuán canalizado fluye el río Uruguay y a la baja concentración de sedimentos en suspensión que el mismo río trae consigo desde aguas arriba. Por su parte, la ausencia de fenómenos erosivos puede estar asociada a que la composición

del lecho en dicha región es mayoritariamente arenas (según la carta de Laborde), material que no logra ser resuspendido por el curso.

Luego, en las cercanías de Nueva Palmira y Carmelo, distintas ramas del río Paraná comienzan a afluir con el río Uruguay cargando consigo carga de lavado, como son el Gutiérrez, el Paraná Bravo y el Sauce, que ante condiciones hidrodinámicas propicias podrá sedimentar. Aguas debajo de la Isla Juncal el incremento de la sección transversal del curso acompañado de una baja en la profundidad y un incremento de la curvatura del mismo generan condiciones que favorecen el cambio morfológico del lecho del río. Estas circunstancias son las que explican en gran medida el gran crecimiento superficial que se observa en el Islote El Matón y también del desarrollo longitudinal hacia el norte de la Isla Lucía que parecería indicar que a futuro ésta se uniría con el Frente del Delta frente al Islote El Matón.

Parte del caudal del Canal Principal desborda hacia el oeste por el norte de la Isla Lucía, llevando consigo carga de lavado. Este material parecería ser responsable del crecimiento de forma longitudinal de la Isla Solís hacia el sudoeste, probablemente en colaboración con la descarga de los ríos Barca Grande y Barquita. A su vez, en la desembocadura de este último río se presenta un crecimiento relativamente alto de las islas sobre sendas márgenes, por lo que se puede presumir que gran parte de su material transportado sedimenta en dicha región. En menor medida, también sucede una situación semejante en la desembocadura del río Paraná Miní.

Los sedimentos que no se depositan en las zonas donde efectivamente se reduce la profundidad a lo largo del Canal Principal ni son arrastrados al oeste de la Isla Lucía, junto con aquellos que son resuspendidos en las zonas erosionadas, son transportados aguas abajo hacia las islas, antes provocando la sedimentación entre la Isla Martín García y las Lucía y Oyarvide. Luego, una fracción del total escurre a través de los canales que surcan las islas Lucía, Oyarvide y Solís. Este flujo entre las islas parecería ser relevante para el crecimiento de las propias islas por permitir a los sedimentos provenientes del norte llegar a zonas donde se observa gran avance del frente. A su vez, es probable que el sedimento en suspensión proveniente de fenómenos de erosión aguas arriba incida en dicho crecimiento dado que aquella zona según la carta de Laborde es de fondo arenoso, caracterizado por tener velocidades de caída altas respecto a fracciones más finas como los limos y arcillas.

Sumado a los fenómenos de transporte mencionados, cabe evaluar la posibilidad de que sedimentos resuspendidos en las inmediaciones de las islas en momentos de alta velocidad de escurrimiento durante crecidas sean llevados hacia los bancos donde luego sedimentarían. Este fenómeno no parece explicar *a priori* el gran crecimiento de las islas en cuestión dado que no se identifican grandes procesos de erosión en la zona que pudieran ser fuentes importantes de sedimentos, pero no se puede descartar fenómenos transitorios que a lo largo del tiempo mantienen un

#### 4. Análisis *in situ* y remoto del Frente de Avance del Delta; sedimentos y cambios morfológicos (2007 – 2016)

equilibrio morfológico dinámico; además, la morfología que se presenta en las islas Solís y Oyarvide, semejante a una V invertida orientada hacia el sur, parece indicar que el desarrollo superficial se da producto de la carga suspendida que sedimenta al rebalsar hacia los costados de cada uno de los cursos, donde hay menor profundidad y consecuentemente menor velocidad.

En las inmediaciones de los Bajos del Temor el crecimiento de las islas también parece estar dominado por la sedimentación de la carga en suspensión transportada desde aguas arriba por los tributarios al Río de la Plata producida por el descenso abrupto de la velocidad de escurrimiento, dado que predominan brazos de mayor longitud que se extienden desde los bordes de las islas hacia aguas abajo (semejantes a una V invertida orientada hacia el este). En este caso, la totalidad de los sedimentos proviene del Paraná de las Palmas. Así mismo, el crecimiento de la Isla Zárate hacia el este se da por la desembocadura del canal que discurre entre las islas Zárate y Lucha al Río de la Plata. En ambos casos, predominan canales que surcan las principales islas que permiten la distribución de carga de lavado.

Por su parte, en la región del Frente de Avance del Delta comprendida entre la desembocadura del Canal Emilio Mitre y la costa bonaerense, si bien el crecimiento también se presenta con su dimensión longitudinal acentuada, también se observa el crecimiento del frente en espesor, hacia el sur, de manera medianamente homogénea. Esto podría indicar que en esta región los fenómenos de resuspensión de material del lecho durante crecidas sí tienen cierta incidencia en el avance del Delta. Si bien no se perciben zonas erosionadas en el período en estudio (2007-2016) según las cartas náuticas, podría darse un equilibrio dinámico mediante el cual material recientemente depositado sea resuspendido durante eventos de cierta intensidad, llevado a zonas menos profundas más cercanas a las islas para finalmente sedimentar durante la estoa.

#### 4.6 Conclusiones del capítulo

En el presente capítulo se ha abordado la dinámica de sedimentos del Frente del Delta desde diferentes aristas con tal de lograr una mejor comprensión de la misma.

De las campañas de toma de muestras de sedimento de fondo y el posterior análisis de las muestras recolectadas se logró concluir que en las islas del Frente se encuentran en proporción predominante los limos, con participación de arcillas y arenas en fracciones relativamente similares. En el caso de la región correspondiente al corredor de los ríos Uruguay y Guazú se observó que la participación de las arenas es mayor al alejarse ligeramente de la isla, mientras que en el Paraná Miní se mantiene sostenidamente la predominancia de limos.

De los análisis remotos llevados a cabo, se concluyó que las áreas que mayor desarrollo presentaron en el intervalo estudiado (2007 – 2016) correspondió a la región

de las islas Oyarvide y Solís. Dicho crecimiento se materializa no sólo en la emergencia de nuevos bancos e islas, sino también en regiones cercanas a la superficie libre que pueden apreciarse en las imágenes satelitales.

Adicionalmente, a partir de los análisis remotos se esbozó una hipótesis de dinámica de sedimentos en la cercanía del Frente según la cual la sedimentación de los sólidos ingresantes al estuario se da principalmente producto de la abrupta caída de velocidad del curso, quedando relegado a un segundo papel la resuspensión y redistribución de sedimentos previamente sedimentados.

En el próximo capítulo se trata el desarrollo del nuevo modelo numérico de la región en estudio, incluyendo la descripción de las herramientas empleadas, la información disponible y todos aquellos procesos correspondientes al armado de un modelo capaz de representar satisfactoriamente la dinámica del Frente de Avance del Delta del río Paraná.

### 5. Metodología.

#### 5.1 Introducción.

En el presente capítulo se describirá en detalle el proceso de armado del modelo numérico con el que se busca reproducir la dinámica hidrosedimentológica del Frente de Avance del Delta del río Paraná. Se espera lograr una representación más completa de los procesos intervinientes en el avance del Frente del Delta mediante la incorporación de forzantes no empleados aún en los trabajos realizados con anterioridad y poder estipular qué características del modelo tienen mayor incidencia en la modelación de los procesos simulados.

En primera instancia, se desarrollarán las ecuaciones básicas a ser resueltas por el esquema numérico, pasando por los fenómenos hidrodinámicos básicos, el transporte de sedimento y los modelos particulares de turbulencia implementados.

En segundo lugar, se presentan conceptos básicos referidos a fenómenos indispensables en la comprensión del comportamiento del Río de la Plata como son las mareas astronómica y meteorológica; se comenta someramente también acerca de las fuentes de información principales de donde se obtendrán las características de los distintos forzantes a ser usados en el modelo del Río de la Plata y el Frente del Delta del río Paraná, los modelos globales de información.

En tercer lugar, se desarrollan los procesos de calibración y validación del módulo hidrodinámico. Por último, se desarrolla el proceso de calibración de los parámetros sedimentológicos del modelo y se efectúan distintas pruebas de sensibilidad sobre el modelo terminado para determinar el comportamiento del mismo ante ciertos cambios de los forzantes.

#### 5.2 Modelo numérico.

##### 5.2.1 Procesos considerados en la modelación: conceptos y ecuaciones.

###### 5.2.1.1 Ecuaciones hidrodinámicas.

El sistema *Delft3D* resuelve las ecuaciones de Navier Stokes bidimensionales para un fluido incompresible, considerando aguas poco profundas y asumiendo una distribución hidrostática de presión en la vertical. Cada una de las ecuaciones se resuelve mediante la implementación del método de diferencias finitas, variando eventualmente los esquemas empleados.

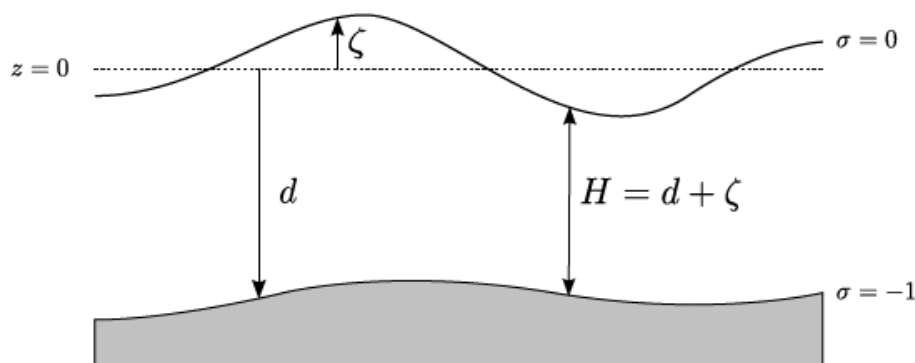
Las expresiones matemáticas que se presentan a continuación están definidas en coordenadas curvilíneas ortogonales. Se plantean las ecuaciones gobernantes de esta manera con tal de poder aplicarlas a mallas también curvilíneas a fin de lograr una mejor adaptación de las mismas a los bordes irregulares de los cursos naturales; de lo contrario, si se usara un mallado rectangular, evitar errores importantes de discretización implicaría necesariamente emplear una resolución menor al caso

comparativo de mallas curvas que se adaptan en cierta medida a la morfología del curso.

Respecto al sistema de referencia empleado para la expresión de las ecuaciones gobernantes de los fenómenos hidrodinámicos, cabe destacar que no se emplea en el eje vertical una división uniforme del espacio, sino que se emplea un sistema de coordenadas sigma, que consiste en un conjunto de  $n$  capas que subdividen al tirante total de agua en cierto punto del espacio y tiempo de espesor variable; la forma de cada capa se adecuará entonces a la forma del lecho del río y a la de la superficie libre. La definición de la coordenada sigma responde a la siguiente expresión, según la nomenclatura de la Figura 23:

$$\sigma = \frac{z-\zeta}{H}$$

Siendo  $z$  la coordenada vertical de un sistema cartesiano con normal positiva saliente del cuerpo de agua,  $\zeta$  el nivel de la superficie libre de agua (referido al plano de referencia  $z = 0$ ) y  $H$  el tirante de agua, definido como la suma entre la profundidad del lecho respecto al plano  $z = 0$  (llamada  $d$ ) y el nivel del agua,  $\zeta$ .



De esta manera el tirante de agua quedará comprendido entre los valores 0 y -1 de sigma para la superficie libre y el lecho, respectivamente. En caso de usar múltiples capas en las simulaciones, el resultado presentado como el perfil vertical de la columna de agua será el resultado de la aplicación de las ecuaciones a describir a continuación para cada una de ellas.

La primera de las ecuaciones a resolver es la de continuidad integrada en la vertical. Dicha expresión consiste en:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial((d+\zeta)U\sqrt{G_{\eta\eta}})}{\partial \xi} + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial((d+\zeta)V\sqrt{G_{\xi\xi}})}{\partial \eta} = (d + \zeta)Q$$

Donde:

## 5. Metodología

- $\zeta$  es el nivel de la superficie libre sobre el plano de referencia,  $z = 0$ .
- $d$  es la profundidad entre el plano de referencia y el lecho del río.
- $U$  y  $V$  son la velocidad integrada en la profundidad en direcciones horizontales ortogonales entre sí, definidas en coordenadas sigma como:

$$U = \int_{-1}^0 u d\sigma, \quad V = \int_{-1}^0 v d\sigma$$

- $\xi$  y  $\eta$  son coordenadas coincidentes con la longitud y la latitud, respectivamente.
- $\sqrt{G_{\xi\xi}}$  y  $\sqrt{G_{\eta\eta}}$  son coeficientes empleados para la transformación entre sistemas de coordenadas rectangulares y curvilíneos, definidos como:

$$\sqrt{G_{\xi\xi}} = R \cos \theta, \quad \sqrt{G_{\eta\eta}} = R$$

Siendo R el radio de la tierra, tomado igual a 6.378,137 km.

- Q representa todo ingreso o salida de agua por unidad de superficie adicional que pueda considerarse (tomas de agua, descargas, precipitación, evaporación, etc.)

Además, se resuelven las ecuaciones de cantidad de movimiento en ambas direcciones horizontales, a saber:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial u}{\partial \xi} + \frac{v}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial u}{\partial \eta} + \frac{w}{d+\zeta} \frac{\partial u}{\partial \sigma} - \frac{v^2}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\eta\eta}}}{\partial \xi} + \frac{uv}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\xi\xi}}}{\partial \eta} - f v = - \frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\xi\xi}}} P_{\xi} + F_{\xi} + \dots$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial v}{\partial \xi} + \frac{v}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial v}{\partial \eta} + \frac{w}{d+\zeta} \frac{\partial v}{\partial \sigma} - \frac{uv}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\eta\eta}}}{\partial \xi} + \frac{u^2}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\xi\xi}}}{\partial \eta} - f u = - \frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\eta\eta}}} P_{\eta} + F_{\eta} + \dots$$

Donde:

- $u, v$  y  $w$  son las velocidades en cada uno de los ejes del sistema de referencia.
- $\rho_0$  es la densidad del agua (considerada constante y uniforme en el presente trabajo).
- $M_{\xi}$  y  $M_{\eta}$  representan sumideros o fuentes de cantidad de movimiento.
- $f$  es el parámetro de Coriolis, dependiente principalmente de la latitud de la región en estudio.
- $P_{\xi}$  y  $P_{\eta}$  corresponden a los gradientes de presión barotrópicos, que al considerar la densidad del fluido constante se expresa como:

$$\frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\xi\xi}}} P_{\xi} = \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial \zeta}{\partial \xi} + \frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial P_{ATM}}{\partial \xi}$$

$$\frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\eta\eta}}} P_{\eta} = \frac{1}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \zeta}{\partial \eta} + \frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial P_{ATM}}{\partial \eta}$$

Resulta interesante hacer notar que es en esta ecuación donde la presión atmosférica incide en el comportamiento hidrodinámico del cuerpo de agua.

- $\nu_V$  es el coeficiente de viscosidad turbulenta. Los coeficientes de viscosidad turbulentos son desarrollados en el apartado *Modelos de turbulencia*.
- $F_\xi$  y  $F_\eta$  representan el desequilibrio de las tensiones de Reynolds en el plano horizontal. En el caso de simular flujos a gran escala, con mallas relativamente gruesas, es factible calcular estos valores mediante las siguientes expresiones:

$$F_\xi = \nu_H \left( \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial^2 u}{\partial \xi^2} + \frac{1}{\sqrt{G_{\eta\eta}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial^2 u}{\partial \eta^2} \right)$$

$$F_\eta = \nu_H \left( \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial^2 v}{\partial \xi^2} + \frac{1}{\sqrt{G_{\eta\eta}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial^2 v}{\partial \eta^2} \right)$$

#### 5.2.1.2 Modelos de turbulencia sub-escala.

La turbulencia que se desarrolla en los cursos de agua tiene influencia en la disipación energética, por lo que es importante *a priori* representar el fenómeno de la manera más precisa posible para luego poder determinar su influencia en los resultados finales del modelo. La dificultad que se presenta a la hora de incorporarla a los modelos es que se desarrolla en escalas temporal y espacial menores a las que se suelen emplear en los modelos numéricos (es decir que un torbellino no llega a ser representado por una celda de tamaño usual en un modelo numérico de un estuario, ni puede ser captado correctamente por un paso temporal del orden usualmente usado; reducir estas escalas a fin de captar correctamente estos fenómenos implicaría un costo computacional exagerado).

Dado que el modelo con el que se trabaja es bidimensional, sólo resta resolver la disipación turbulenta horizontal, ya que no se consideran variaciones de ningún tipo en el eje vertical. Para ello, el módulo hidrodinámico del *Delft3D* tiene incorporado un modelo denominado HLES (por sus siglas en inglés, *Horizontal Large Eddy Simulation*) que permite estimar los fenómenos turbulentos en el modelo sin necesidad de refinar demasiado los pasos espacial y temporal empleados.

La implementación del modelo se realiza a través de la definición de la viscosidad turbulenta sub-malla (entiéndase en este caso *sub-malla* como de una escala inferior a la considerada por el modelo), que se expresa de la siguiente manera:

$$\nu_{SGS} = \frac{1}{k_s} * \left( \sqrt{(Y * \sigma_T * S^*)^2 + B^2} - B \right)$$

Donde:

## 5. Metodología

---

$$- B = \frac{3g|U|}{4HC^2}$$

Donde U es el vector velocidad, H el tirante y C el coeficiente de Chézy.

-  $\sigma_T$  es el número de Prandtl-Schmidt (al que se le da por defecto un valor igual a 0,7).

-  $S^*$  es:

$$S^{*2} = 2\left(\frac{\partial u^*}{\partial x}\right)^2 + 2\left(\frac{\partial v^*}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial u^*}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial v^*}{\partial x}\right)^2 + 2\frac{\partial u^*}{\partial y} \frac{\partial v^*}{\partial x}$$

Donde el superíndice \* señala que se trata de velocidades fluctuantes. Las variables fluctuantes son definidas a partir de filtrar las velocidades medias calculadas por la simulación. Expresado en símbolos para una velocidad  $\psi$ , el filtro aplicado por el programa es:

$$\psi_{n+1}^* = \psi_{n+1} - \overline{\psi}_{n+1}$$

Con:

$$\overline{\psi}_{n+1} = (1 - a) * \psi_{n+1} + a * \overline{\psi}_n, \psi_0 = 0 \quad \text{y} \quad a = \exp \exp \left( - \frac{\Delta t}{\tau} \right)$$

Notándose con  $n+1$  al paso de tiempo actual,  $\Delta t$  siendo el paso de tiempo y  $\tau$  el tiempo de relajación. De las últimas dos ecuaciones presentadas se obtiene que el programa define a la velocidad turbulenta como la diferencia entre la velocidad media calculada y una velocidad resultante de filtrar la primera; la fuerza de dicho filtro depende a su vez del parámetro *tiempo de relajación*.

-  $k_s$  es el número de ola correspondiente a la longitud de ola por debajo de la cual la expresión de  $v_{SGS}$  aplica completamente. La expresión mediante la cual el programa calcula dicho parámetro es:

$$\frac{1}{k_s^2} = \frac{\Delta x * \Delta y}{(\pi * f_{lp})^2}$$

Donde  $f_{lp} = 0,3$ .

- Y, por último,  $\gamma$  sigue la expresión:

$$\gamma = I_\infty \sqrt{\frac{1 - \alpha^{-2}}{2 * n_D}}$$

Donde: -  $I_\infty = 0,844$

-  $n_D$  es la cantidad de dimensiones con las que se trabaja de acuerdo al mallado (2 o 3).

-  $\alpha$  es la pendiente en escala log-log de la densidad de energía en función del número de ola; se le asigna un valor entre 3 y 5/3.

Una vez calculada la viscosidad turbulenta para el paso de tiempo correspondiente, se calcula la difusividad sub-escala de acuerdo a la siguiente relación:

$$D_{SGS} = \frac{\nu_{SGS}}{\sigma_T}$$

Donde: -  $D_{SGS}$  es la difusividad turbulenta.

-  $\nu_{SGS}$  es la viscosidad turbulenta.

-  $\sigma_T$  es el número de Prandtl-Schmidt, igual a 0,7.

La incorporación del sistema de cálculo de la energía disipada por los fenómenos turbulentos recién descrito implica restricciones al paso temporal que previamente no se tenían (debido a que la resolución de las ecuaciones hidrodinámicas se da mediante esquemas implícitos). Dichas restricciones se expresan a continuación:

1. El número de Courant para ondas superficiales debe respetar:

$$CFL_{BT} = 2\sqrt{2} \frac{\Delta t \sqrt{gH}}{\Delta x} \leq 4\sqrt{2}$$

2. El número de Courant convectivo debe ser tal que:

$$CFL_{conv.} = \frac{U \Delta t}{\Delta x} \leq 1$$

3. La integración en el tiempo de las tensiones sub-malla debe cumplir:

$$\Delta t \leq \frac{\Delta x^2}{2\nu_{SGS}}$$

Por lo descrito en el presente apartado, se concluye que el modelo de viscosidad turbulenta implementado en el *Delft3D* puede ser un elemento que ayude a mejorar la representación hidrodinámica del estuario a costas de – probablemente – exigir una discretización temporal más fina que la estrictamente necesaria en términos de la estabilidad del esquema empleado para las ecuaciones hidrodinámicas.

### *5.2.1.3 Transporte de sólidos y su incidencia en la morfología.*

Como se mencionó previamente, el río Paraná transporta consigo diversas fracciones de sólidos a lo largo de su traza, siendo las más importantes para el avance del Frente del Delta del río Paraná de acuerdo con los antecedentes los limos gruesos y las arenas finas transportados en suspensión, pero habiendo también material de

## 5. Metodología

---

fondo. Esta última fracción de todos modos se acepta que no llega al Frente del Delta por sedimentar en la región deltaica ya existente, por lo que sólo se trabajará con las fracciones suspendidas y considerándolas como sedimentos cohesivos (Sarubbi, 2007).

Los fenómenos contemplados por el modelo para cada una de las fracciones suspendidas de sedimento consideradas son la advección y la difusión, los cuales son contemplados mediante la resolución de la ecuación de balance de masa. Los parámetros para esta ecuación son calculados a partir de los resultados de la simulación hidrodinámica para cada paso temporal considerado; en el sistema *Delft3D* la resolución del transporte de sólidos está incorporado al módulo hidrodinámico.

$$\frac{\partial c^{(l)}}{\partial t} + \frac{\partial u \cdot c^{(l)}}{\partial x} + \frac{\partial v \cdot c^{(l)}}{\partial y} + \frac{\partial (w - w_s^{(l)}) \cdot c^{(l)}}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left( \varepsilon_{s,x}^{(l)} \cdot \frac{\partial c^{(l)}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \varepsilon_{s,y}^{(l)} \cdot \frac{\partial c^{(l)}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \varepsilon_{s,z}^{(l)} \cdot \frac{\partial c^{(l)}}{\partial z} \right)$$

Donde:

- $c^{(l)}$  es la concentración de sedimento de la fracción ( $l$ ).
- $u$ ,  $v$  y  $w$  son las componentes de la velocidad del flujo.
- $\varepsilon_{s,x}^{(l)}$ ,  $\varepsilon_{s,y}^{(l)}$  y  $\varepsilon_{s,z}^{(l)}$  son los coeficientes de dispersión turbulenta.
- $w_s^{(l)}$  es la velocidad de sedimentación obstaculizada.

La presencia de múltiples fracciones de sólidos en suspensión cobra importancia al considerar la interacción que los sólidos tienen entre sí dentro del seno del flujo, sumado a que le otorga mayor generalidad al modelo. La concentración de cada una de las fracciones consideradas tendrá su incidencia en las velocidades de sedimentación (dado que en zonas de gran concentración es de esperar una disminución de dicha velocidad), lo que a su vez – como ya se mencionará – afecta a la modificación de la batimetría. Además, cada fracción considerada modifica de una manera particular la densidad del conjunto agua-sedimento; los gradientes de densidad podrían inducir corrientes y tener efectos significativos en la turbulencia, que a su vez favorece la difusión turbulenta.

La modificación de la densidad según la concentración de sedimentos se lleva a cabo considerando que el volumen de los sólidos reemplaza al del agua, por lo que se debe considerar la densidad de cada una de las fracciones de sólido en su proporción correspondiente. Dicho razonamiento se expresa como:

$$\rho_{mezcla} = \rho_w(S) + \sum_l c^{(l)} \left( 1 - \frac{\rho_w(S)}{\rho_s^{(l)}} \right)$$

Donde:

- $\rho_w(S)$  es la densidad del agua según la salinidad (se trabaja con agua dulce, por lo que esta dependencia se puede obviar).
- $c^{(l)}$  concentración de la fracción sólida ( $l$ ).
- $\rho_s^{(l)}$  densidad específica de la fracción sólida ( $l$ ).

Por su parte, la disminución de la velocidad de sedimentación conforme aumenta la concentración total de sólidos es modelada de la siguiente manera:

$$w_s^{(l)} = \left(1 - \frac{C_s^{tot}}{C_{soil}}\right)^5 * w_{s,0}^l$$

Donde:

- $C_s^{tot}$  es la concentración total de sedimentos.
- $C_{soil}$  es una densidad de referencia.
- $w_{s,0}^l$  es la velocidad libre de sedimentación de la fracción ( $l$ ).

Una vez calculados los parámetros previamente mencionados que caracterizan el transporte de los sólidos, se impone el condicionante en el lecho del cauce para determinar cómo varía la morfología con el tiempo. Esto se hace calculando los flujos de sedimentos entre el lecho y el seno del flujo y aplicando luego estos incrementos de sedimentos como fuentes o sumideros de sólidos según corresponda.

$$-w_x^{(l)} \cdot c^{(l)} - \varepsilon_{s,z}^{(l)} \frac{\partial c^{(l)}}{\partial z} = D^{(l)} - E^{(l)}$$

Donde:

- $w_x^{(l)}$  es la velocidad de caída de la fracción ( $l$ )
- $c^{(l)}$  es la concentración de la fracción ( $l$ ).
- $\varepsilon_{s,z}^{(l)}$  es el coeficiente de dispersión turbulenta en la dirección vertical de la fracción ( $l$ ).
- $D^{(l)}$  es la tasa de sedimentación de la fracción ( $l$ ).
- $E^{(l)}$  es la tasa de erosión de la fracción ( $l$ ).

La determinación de dichas tasas varía sensiblemente entre tipos de sedimentos que se considere. Para el caso de sedimentos cohesivos (arcillas, limos y arenas finas), se emplea la teoría de Partheniades-Krone para calcular los flujos de erosión y sedimentación. A continuación, se mencionan brevemente los principales conceptos del marco teórico a partir de la formulación que adopta el *software* empleado.

## 5. Metodología

---

Se definen las tasas de erosión y sedimentación como:

$$E^{(l)} = M^{(l)} S(\tau_{cw}, \tau_{cr,e}^{(l)})$$

$$D^{(l)} = w_s^{(l)} S(\tau_{cw}, \tau_{cr,d}^{(l)})$$

Donde  $S(\tau_{cw}, \tau_{cr,e}^{(l)})$  y  $S(\tau_{cw}, \tau_{cr,d}^{(l)})$  representan las funciones paso de erosión y sedimentación respectivamente, que relacionan la máxima tensión de corte que puede darse en el lecho debido al movimiento del agua,  $\tau_{cw}$ , con las tensiones de corte críticas para que haya erosión ( $\tau_{cr,e}$ , que es un límite superior a partir del cual hay resuspensión de partículas previamente sedimentadas) y sedimentación ( $\tau_{cr,d}$ , que es un límite inferior por debajo del cual las partículas suspendidas en el seno del flujo son depositadas en el lecho del cauce). Por su parte,  $M^{(l)}$  es el parámetro de erosión que define la intensidad del proceso.

Función de paso de erosión:

$$S(\tau_{cw}, \tau_{cr,e}^{(l)}) = \begin{cases} \left( \frac{\tau_{cw}}{\tau_{cr,e}^{(l)}} - 1 \right), & \text{si } \tau_{cw} > \tau_{cr,e}^{(l)} \\ 0, & \text{si } \tau_{cw} < \tau_{cr,e}^{(l)} \end{cases}$$

Función de paso de sedimentación:

$$S(\tau_{cw}, \tau_{cr,d}^{(l)}) = \begin{cases} \left( 1 - \frac{\tau_{cw}}{\tau_{cr,d}^{(l)}} \right), & \text{si } \tau_{cw} < \tau_{cr,d}^{(l)} \\ 0, & \text{si } \tau_{cw} > \tau_{cr,d}^{(l)} \end{cases}$$

Los cambios morfológicos calculados de acuerdo a las expresiones recién presentadas se caracterizan por desarrollarse en escalas temporales grandes respecto a las escalas en las que se desarrollan los fenómenos hidrodinámicos. Esto conlleva a que sea computacionalmente muy costo simular en tiempo real los cambios morfológicos. Para resolver esto, se incorpora al esquema numérico un factor de escala que permite acelerar los cambios en el lecho del río multiplicando los procesos de sedimentación o erosión ocurridos para cada paso temporal. Este abordaje ya se ha empleado en trabajos antecedentes; Badano et al. (2012) emplearon un factor de aceleración igual a 100 por lo que se considera una metodología probada para representar correctamente el crecimiento del Frente de Avance del Delta del río Paraná.

### 4.2.1.3 Marea astronómica: Conceptos y sus características en el Río de la Plata

Un fenómeno que cobra gran importancia al momento de analizar el comportamiento hidrodinámico de un cuerpo de agua de las características del Río de la Plata es el de la marea astronómica, que puede ser definido como el ascenso y descenso regular del nivel de la superficie libre del agua producto de reacciones gravitacionales dentro del sistema compuesto por la Tierra, la Luna y el Sol. Lo aquí

expuesto sobre los conceptos teóricos que conciernen a la marea astronómica proviene del trabajo de M. Fernández (2011), donde se recolectan y explican los principales puntos a comprender.

La modelación matemática contemporánea de la marea astronómica fue desarrollada por Laplace, quien formuló la Teoría Dinámica, que consiste en un conjunto de ecuaciones lineales en derivadas parciales que describe a la marea como un flujo barotrópico bidimensional, a saber:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{\alpha \cos(\varphi)} \left( \frac{\partial(u \cdot h)}{\partial \lambda} + \frac{\partial(v \cdot h \cdot \cos(\varphi))}{\partial \varphi} \right) = 0$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} - f \cdot v + \frac{1}{\alpha \cos(\varphi)} \frac{\partial(g \cdot \eta + \Phi_T)}{\partial \lambda} = 0$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + f \cdot u + \frac{1}{\alpha} \frac{\partial(g \cdot \eta + \Phi_T)}{\partial \varphi} = 0$$

Donde:

- $\eta$  es la elevación vertical de la marea astronómica.
- $\lambda, \varphi$  son las coordenadas longitud y latitud respectivamente.
- $g$  es la constante de gravedad.
- $f$  es el parámetro de Coriolis.
- $h$  es la profundidad del océano.
- $u, v$  son las componentes de velocidad.
- $\Phi_T$  es el potencial gravitacional astronómico.

A partir de las ecuaciones presentadas, se observa que se modela el fenómeno como un sistema oscilatorio forzado, cuyas fuerzas forzantes corresponden al accionar gravitatorio de distintos astros sobre los cuerpos de agua.

A lo largo de los últimos 150 años se ha desarrollado un marco conceptual y un sistema de cálculo a fin de poder predecir la marea astronómica a partir de la Teoría Dinámica. Dicho sistema se denomina análisis armónico, según el cual la señal de marea se modela como la sumatoria de un conjunto de sinusoides, cada una con una frecuencia específica según los parámetros astronómicos. Cada término de la sumatoria corresponde a una fuerza generadora de marea particular, por lo que se los llama componentes de marea, descritos cada uno por una frecuencia en particular.

$$\eta(\lambda, \varphi, t) = \sum_k H_k(\lambda, \varphi) \cdot \cos(\theta_k(t) - G_k(\lambda, \varphi))$$

Donde:

- $\eta$  es la elevación de la señal de marea.

## 5. Metodología

---

- $\lambda$  y  $\varphi$  son las coordenadas longitud y latitud, respectivamente.
- $H_k(\lambda, \varphi)$  y  $G_k(\lambda, \varphi)$  son la amplitud y la fase de la componente  $k$  de marea, dependientes de las coordenadas del punto terrestre que se evalúe.
- $\theta_k(t)$  es el argumento de Doodson, que a su vez se define como la combinación lineal entre seis ángulos que refieren a la posición de los cuerpos que provocan las fuerzas generadoras respecto a la tierra (precisamente estos argumentos son los que están definidos y a partir de los cuales se calculan la amplitud y la fase para realizar las predicciones de marea).

Por lo tanto, las frecuencias de las diversas componentes de marea que integran el resultado total pueden ser determinadas directamente a partir de las frecuencias fundamentales que derivan de los movimientos de los cuerpos involucrados en las fuerzas generadoras. Doodson distinguió 388 frecuencias distintas.

A partir de la distinción de estas frecuencias generadoras de la marea astronómica es posible emplear un conjunto de observaciones de niveles de agua para determinar la fase y amplitud de la marea en cierto punto de la superficie terrestre, y luego calcular el nivel de agua correspondiente a los fenómenos astronómicos en función del tiempo.

Las predicciones armónicas brindan una respuesta de equilibrio que contempla que la superficie se deforma lo suficientemente rápido como para estar en equilibrio con las fuerzas forzantes en todo momento. Si bien el equilibrio no es tal, por ser la amplitud de marea chica respecto a la profundidad del océano, la respuesta forzada sólo contiene frecuencias presentes en el forzante, por lo que la simplificación no incluye demasiado error.

Este tipo de análisis tiene ciertos inconvenientes que deben ser subsanados. Por un lado, es necesario contemplar la variación en el tiempo de la fase y la amplitud producto de la modulación del perigeo, lo que demandaría una serie de observaciones de 18,6 años para poder resolver todas las frecuencias (por lo tanto, se termina desestimando la modulación del perihelio). Lógicamente, los períodos de registro suelen ser mucho más cortos, rondando el año de acuerdo al punto en estudio. Se asume para sortear este inconveniente que la variación en el tiempo es lo suficientemente lenta como para poder ser despreciable.

Por otra parte, si se cuenta con un período de observaciones corto, puede resultar difícil distinguir entre dos componentes con frecuencia similares entre sí,  $\sigma_1$  y  $\sigma_2$ . La combinación de estos dos componentes da un sistema que oscila con un período menor que tiene una envolvente de período:

$$T_s = \frac{2*\pi}{\sigma_1 - \sigma_2}$$

Por lo tanto, para poder diferenciar ambas señales entre sí, es necesario tener un intervalo de mediciones igual o mayor que dicho período. Esto recién mencionado es el denominado Criterio de Raileigh. Además, la componente con menor frecuencia que se puede discernir es la que tiene un período igual a la duración del registro, y la de mayor frecuencia será la que tiene un período igual a dos veces el intervalo de mediciones.

Las principales componentes astronómicas de mareas con las que frecuentemente se lleva a cabo el análisis armónico se presentan en la Tabla 4. Resulta útil aclarar que la simbología con la que se designa cada una de las componentes consiste en una letra, que indica el satélite ficticio que produce la fuerza generadora de la marea y un número, que señala la cantidad de períodos que la señal completa en un día. El satélite *ficticio* es un artilugio que se emplea para reemplazar las fuerzas generadoras producto del Sol y la Luna por fuerzas producto de planetas sintéticos que giran alrededor de la tierra en una órbita circular cuyo plano coincide con el plano del ecuador.

Nombre	Símbolo	Período (h)
Lunar principal	M2	12.42
Solar principal	S2	12.00
Elíptico Lunar mayor	N2	12.66
Semidiurno Luni-Solar	K2	11.97
Solar elíptico mayor	T2	12.01
Solar elíptico menor	L2	12.19
Elíptico lunar 2º orden	2N2	12.91
Diurno Luni-Solar	K1	23.93
Diurno Lunar principal	O1	25.82
Diurno Solar principal	P1	24.07
Elíptico Lunar mayor	Q1	26.87
Elíptico Lunar menor	M1	24.84
Quincenal Lunar	Mf	327.9
Mensual Lunar	Mm	661.3
Semi-anual Solar	Ssa	4383

Tabla 4 Principales componentes de marea astronómica (Fernández, 2011).

Las componentes mencionadas previamente son de carácter totalmente astronómico y alcanzan para describir correctamente la marea en el océano, pero en la cercanía de la costa aparecen fenómenos no lineales producto de las escasas profundidades y la fricción que obligan a agregar componentes de otro estilo para lograr una buena representación.

## 5. Metodología

---

Estas nuevas componentes de marea que se agregan producto de la interacción de las ondas con los contornos pueden clasificarse en dos grupos:

- **Sobremareas:** Componentes cuya velocidad angular es un múltiplo exacto de las componentes astronómicas que las originan. Las sobremareas son causadas principalmente por dos fenómenos: primero, la fricción con el fondo genera componentes con una velocidad angular igual a tres veces a la componente astronómica de la que surge, y segundo, la diferencia de celeridad con la que la onda se propaga en aguas poco profundas entre la cresta y el seno produce una deformación del perfil de la onda; esto genera componentes con frecuencias dobles y triples que de la original.
- **Mareas compuestas:** La interacción no lineal entre las distintas componentes actuantes ante la presencia del contorno genera que el sistema resultante presente nuevas componentes cuya frecuencia sea la suma o diferencia de las originales.

La amplitud y relevancia de estas nuevas componentes dependerá principalmente de las características topográficas de la región que se analice, pero puntualmente en el Río de la Plata, por ejemplo, la componente M4 tiene cierta incidencia en la marea astronómica.

Fernández (2011) determina que en el Río de la Plata unas pocas componentes de marea son capaces de explicar en gran medida el comportamiento astronómico del estuario, por lo que pueden ser empleadas sólo ellas al momento de realizar eventuales análisis armónicos. Las nueve componentes principales de marea para el estuario son: M2, N2, S2, K2, O1, K1, P1 y M4.

### *5.2.1.4 Marea meteorológica: Concepto y sus características en el Río de la Plata*

Sumada a la marea astronómica presentada en el apartado anterior se halla la marea meteorológica. Dicho fenómeno tiene origen en la interacción existente entre las condiciones atmosféricas reinantes (viento y presión) y el cuerpo de agua en estudio. Particularmente, en el Río de la Plata ambas mareas tienen gran incidencia en el comportamiento agregado del estuario; esto queda demostrado al analizar las diferencias existentes entre los niveles medidos en el río contra los predichos considerando únicamente efectos astronómicos. La diferencia entre ambas series se denomina *niveles residuales* y cuantifica los desniveles producidos por fenómenos meteorológicos.

Para ilustrar la importancia que tienen los fenómenos meteorológicos, se calculó la serie de nivel residual a lo largo de un intervalo de un mes a partir de observaciones realizadas a lo largo de 6 meses en el puerto de Buenos Aires (Figura 24). Se observa que los niveles residuales cobran valores importantes en momentos relativamente puntuales que estarán asociados a su vez con condiciones

hidrodinámicas que se apartan de la media, especialmente si se considera que la amplitud astronómica media en dicho punto ronda los 60 *cm* de acuerdo a lo publicado por el Servicio de Hidrografía Naval. Se desprende entonces que la marea meteorológica merece ser estudiada y modelada con detalle con tal de representar correctamente el comportamiento hidrodinámico agregado del estuario.



Figura 24 Nivel residual en el Puerto de Buenos Aires durante el mes de septiembre del 2005.

La descripción de la marea meteorológica que se presenta a continuación surge de la lectura de la tesis de maestría de Pablo Santoro (2011), quien a su vez recopila distintas teorías con diversos grados de simplificación.

En primer lugar, se desarrolla la respuesta del volumen de agua ante cambios en la presión atmosférica. Intuitivamente, cabe esperar que, ante un incremento de la presión atmosférica, se produzca un descenso en el nivel de la superficie libre. Del análisis de las ecuaciones que describen la dinámica de un fluido (continuidad y balance de cantidad de movimiento en las tres dimensiones) tomando como hipótesis el agua en reposo, se obtiene el denominado efecto de barómetro inverso que, asumiendo una densidad del agua cercana a  $1000 \frac{kg}{m^3}$ , indica que ante una variación en la presión atmosférica de 1 *hPa* habrá un descenso de 1 *cm* en la superficie del agua. En símbolos:

$$\Delta \xi_E = - \frac{\Delta P_{ATM}}{\rho g} = - 0,01 * \Delta P_{ATM}$$

Según esta ley cabría esperar importantes cambios en el nivel del agua sólo debidos a variaciones en la presión atmosférica dado que ésta normalmente oscila entre 980 y 1030 *hPa* en el Río de la Plata, lo que implica bajas de presión de 33 *hPa*

## 5. Metodología

---

(33 *cm* respecto al nivel medio del agua) y subas de 17 *hPa* (17 *cm*) respecto a la presión media de 1013 *hPa*. Así y todo, hasta ahora se asumió un cambio en la presión uniforme sobre todo el cuerpo de agua, instantáneo, mientras que en la realidad los cambios de presión están asociados a centros de alta o baja presión que se desplazan en función del tiempo, por lo que están lejos de ser estáticos.

Si se admite que la perturbación se desplaza con una celeridad  $C_A$  y se omiten en las ecuaciones de cantidad de movimiento los términos advectivos, de Coriolis y las tensiones de fondo y superficie se obtiene de la resolución de las mismas una respuesta del cuerpo de agua (de profundidad  $D$ ) que responde a la siguiente expresión:

$$\Delta\xi_D = - \frac{\Delta P_{ATM}}{\rho g (1 - \frac{C_A^2}{gD})}$$

Recordando que la velocidad de propagación de una onda libre en un cuerpo de agua ( $C$ ) es igual a  $\sqrt{gD}$  y notando que esta última expresión contiene a la hallada previamente para una variación de la presión atmosférica estática, puede reescribirse como:

$$\Delta\xi_D = \frac{\Delta\xi_E}{(1 - (\frac{C_A}{C})^2)}$$

En esta última expresión puede verse una clara semejanza entre la respuesta del cuerpo de agua a una variación en la presión atmosférica con una oscilación forzada. En caso de que la velocidad de propagación de la onda libre sea igual a la velocidad de desplazamiento de la perturbación, la expresión sugeriría una variación de nivel infinita. Además, en tanto la celeridad de la perturbación aumente, mayor será la respuesta; en cambio, ante el aumento de la velocidad de propagación de la onda libre, disminuye la respuesta. En el Río de la Plata exterior y la zona oceánica circundante se ha determinado que las ondas libres tienen celeridades comprendidas entre 50 *km/h* y 70 *km/h*, por lo tanto, perturbaciones atmosféricas desplazándose a velocidades superiores a 40 *km/h* pueden producir ondas de amplitud importante que luego se propagarían aguas adentro del Río de la Plata.

En lo que respecta al comportamiento del cuerpo de agua ante la acción de los vientos se destaca la teoría de la espiral de Ekman (desarrollada a comienzos del siglo pasado) que consiste en una explicación conceptual del efecto que el viento tiene sobre un cuerpo de agua y una descripción del transporte de agua asociado a dicha interacción. Si bien la teoría se basa en fuertes hipótesis simplificadoras como ser la no incidencia de costas y el estado estacionario del océano resulta clara para comprender el efecto del viento sobre el agua de un estuario.

La solución que halla Ekman consiste en una capa de aproximadamente 10 m en cuya vertical el perfil de velocidades se ve modificado debido a la incidencia del viento. En superficie, la velocidad del agua presenta una inclinación respecto a la tensión superficial impresa por el viento igual a 45° hacia la izquierda en el hemisferio sur (hacia la derecha en el hemisferio norte) y se acentúa la desviación a medida que se desciende por la vertical mientras que a su vez disminuye la velocidad del agua. De la integración del campo espiral de velocidades en toda la vertical de la capa de Ekman se obtiene que el transporte resultante tiene una dirección perpendicular a las tensiones provocadas por el viento.

Si bien la espiral de Ekman no logra observarse debido a las importantes hipótesis que supone, brinda conceptos fundamentales para la comprensión del efecto del viento sobre cuerpos de agua. Un análisis aún simplificado, pero más avanzado que el desarrollado por Ekman fue presentado por Pugh a fines del siglo pasado. En el mismo, se asume un cuerpo de agua semi infinito de profundidad D para  $y > 0$  sometido al accionar de un viento uniforme y constante paralelo a la costa. De la resolución de las ecuaciones de aguas poco profundas aplicando las simplificaciones correspondientes, se obtiene:

$$u = \frac{F_s t}{\rho D}$$

$$\frac{\partial \xi}{\partial y} = - \frac{f u}{g}$$

Se observa que de acuerdo a las simplificaciones hechas se desarrollaría una velocidad paralela a la costa proporcional al tiempo e inversamente proporcional con la velocidad. Además, se presentaría un gradiente del nivel del agua perpendicular a la costa y proporcional a su vez a la velocidad (y por ende al tiempo). Cabe aclarar de todos modos que la magnitud de la velocidad inducida a medida que avanza el tiempo se vería limitada por la fricción.

Hasta ahora se han mencionado distintos modelos simplificados que describen el comportamiento del cuerpo de agua ante la presencia de una perturbación atmosférica, pero aún cabe analizar la propagación que esa perturbación tendrá una vez que el fenómeno que le dio inicio se extinga.

Dicha propagación se explica a través de las ondas de Kelvin. Para ello se asume que el cuerpo de agua tiene movimientos lentos respecto al efecto producto de la rotación de la tierra, pero de rápida evolución temporal. Estas dos conjeturas se definen limitando al número de Rosbby ( $R_0 = \frac{U}{\Omega L}$ ) a ser pequeño y al número de Rosbby temporal (que compara la escala temporal del movimiento del agua con la razón de rotación de la tierra) a ser cercano a la unidad.

## 5. Metodología

---

Asumiendo un movimiento del agua como el descrito en el párrafo anterior y considerando un océano semi-infinito de forma rectangular con una costa impermeable en uno de sus bordes (es decir que la velocidad normal allí será nula, aunque se permite velocidad tangencial), operando a partir de las ecuaciones de aguas someras linealizadas se llega a que la velocidad en dirección paralela a la costa sigue una ley correspondiente a la propagación de una onda unidimensional no dispersiva. Las soluciones generales para dicha ecuación diferencial para la velocidad paralela a la costa ( $v$ ) y el nivel de la superficie libre del agua se expresan a continuación:

$$v = \sqrt{gD} F(y + ct)e^{-x/R}$$

$$\eta = H F(y + ct)e^{-\frac{x}{R}}$$

Donde  $R$  se denomina radio de deformación de Rosbby y se expresa:

$$R = \frac{\sqrt{gD}}{f} = \frac{c}{f}$$

Se observa en primera instancia que la amplitud y velocidad de la onda decaen a medida que se aleja el punto de observación de la costa. Además, ese decaimiento está regulado por el radio de deformación de Rosbby, que señala el confinamiento que la rotación terrestre efectúa sobre una onda. Dentro de esa distancia  $R$ , la fuerza de Coriolis balancea a la fuerza gravitatoria en su afán de horizontalizar la superficie del agua inicialmente movida de su equilibrio producto de la perturbación atmosférica.

Teniendo definida la manera en que la onda de tormenta se propaga, a continuación, se comentan algunos estudios antecedentes sobre dicha propagación para señalar de manera más concreta qué características se presentan en el Río de la Plata y el Mar Argentino, pero previo a eso, cabe señalar que los vientos que mayor incidencia tienen sobre el Río de la Plata son aquellos que soplan en dirección paralela a su eje. Aquellos vientos provenientes del SE serán los más significativos para las crecidas, mientras que los del NO, para las bajantes. Esto se debe a que debido a su forma alargada en sendos sentidos el viento tiene un *fetch* significativamente mayor al que tienen los vientos provenientes del SW y NE.

Se hará mayor hincapié en los vientos provenientes del SE (en caso de que estos vientos perduren durante varios días con una intensidad importante, se denomina al evento *sudestada*) por ser estos los que pueden producir importantes inundaciones en las costas argentinas. Estos vientos se asocian la mayor parte de las veces con centros de alta presión que se desprenden del anticiclón permanente del Pacífico y atraviesan la Patagonia de SE a NO. La rotación antihoraria de las masas de aire que el anticiclón provoca justamente es lo que crea el viento desde el SE a lo largo del Río de la Plata. Sumado a este anticiclón sobre la Patagonia, en los eventos de sudestada de mayor relevancia también se da la presencia de un centro de baja presión en la región del sur

de Brasil y sobre Uruguay. Las masas de aire desplazadas por este ciclón tienen un sentido horario, por lo que también favorece la presencia de viento proveniente del SE a lo largo del Río de la Plata.

Balay en la década del 50 determina que las grandes crecidas en Buenos Aires se deben a eventos meteorológicos con un origen remoto, especialmente en el océano adyacente; esto se debe a la necesidad de un *fetch* grande para que se pueda desarrollar una onda de tormenta de gran amplitud. Además, establece que eventualmente en Buenos Aires se perciben importantes ascensos del nivel del agua sin que se desarrollen grandes eventos meteorológicos que los justifique. Este último fenómeno se debe a que la onda de tormenta generada en zonas remotas se propaga más rápidamente que la propia tormenta, por lo cual puede llegar a regiones lejanas antes que el propio evento.

#### *5.2.1.5 Modelos globales y regionales de información*

Actualmente, gracias a los avances en tecnología satelital y capacidad de almacenamiento, hay disponible gran cantidad de información almacenada en distintas bases de datos. Componentes de marea astronómica, dirección y magnitud del viento, presión atmosférica, precipitaciones, etc.

Se denomina *modelos globales* a aquellas fuentes de información donde se brinda el valor de cierta variable alrededor de todo el planeta sobre cierta malla de discretización; dicha información puede haber sido obtenida de diversas maneras, según las cuales se los clasifica.

Por un lado, es factible confeccionar un modelo global a partir de la resolución de las ecuaciones que rigen el fenómeno a representar para las distintas coordenadas de los nodos de la grilla. Este proceso se hace a través de métodos numéricos y el resultado tiene la ventaja de no depender de la precisión de observaciones; además, es factible emplearlos para proyecciones a futuro. Así y todo, la resolución de ecuaciones diferenciales requiere la definición de condiciones de borde que deben ser consideradas y tratadas con la mayor precisión posible. Si bien estos modelos representan bien los distintos comportamientos en general, en zonas de singularidades presentan dificultades por la falta de precisión en los parámetros y condiciones de borde, además de que las mallas no suelen ser lo suficientemente finas como para captar con escala correcta los fenómenos que se dan (esta última problemática es común a todos los modelos globales, o al menos una desventaja ante los regionales, que se explicarán en breve).

También es factible construir modelos globales a partir de mediciones. Este método, si bien tiene la ventaja de no requerir conocimiento del dominio ni de las condiciones de borde, presenta el problema de tener baja frecuencia de muestreo y baja resolución espacial incluso con la tecnología satelital actual.

## 5. Metodología

---

Para resolver las limitaciones que cada uno de los modelos globales anteriormente comentados presentan, se idearon los denominados modelos de asimilación. En este caso se resuelven numéricamente las ecuaciones correspondientes asimilando también las mediciones realizadas para complementar los resultados numéricos. De esta manera se puede obtener una correcta resolución espacial sin necesidad de conocer con demasiada precisión las condiciones de borde. Un ejemplo de este tipo de modelos es el FES 2004 (Lyard et al., 2006) que brinda componentes de marea astronómica con una cobertura global a partir de la resolución de las ecuaciones y la asimilación de datos medidos por diversas estaciones costeras y satélites, obteniendo una resolución espacial de  $1/8^\circ \times 1/8^\circ$ .

Para las situaciones donde los modelos globales no resultan lo suficientemente precisos, es necesario desarrollar un modelo regional *anidado* al modelo global. El término anidado surge a partir del hecho de que el modelo regional se alcanza a partir de la simulación numérica del fenómeno en cuestión con una mejor resolución espacial tomando como condiciones de borde valores provenientes del modelo global. De esta manera se logra un nuevo modelo con información de base más precisa y una mejor resolución espacial que permite obtener mejores resultados.

El hecho de recortar del modelo global al área de interés en donde se quiere obtener una mejor resolución de los resultados implica incorporar bordes abiertos donde deben imponerse valores de las variables de cálculo para garantizar que haya una continuidad entre lo que sucede dentro del dominio regional y por fuera. Además, las condiciones de borde deben ser tales que no provoquen inconvenientes de reflexión de las ondas salientes del dominio de cálculo.

Como se indicará más adelante, el hecho de disponer sólo de modelos globales para ciertas variables fuerza a extender el dominio de cálculo de los modelos o a recurrir a diversas formas de la misma información, mientras que para otras variables no representa un problema.

### 5.2.2 Dominio de cálculo y discretización

Se han definido dos dominios de cálculo; el primero de ellos – el dominio A – abarca en su totalidad al Río de la Plata, desde el propio Frente del Delta del río Paraná hasta extenderse sobre una fracción de la plataforma continental del Mar Argentino (Figura 25) a fin de poder extraer del modelo global de marea astronómica información que no esté condicionada por los fenómenos de aguas poco profundas presentes a través del Río de la Plata. Además, incursionar sobre la plataforma continental con el mallado es necesario para permitir que se desarrollen allí eventos de tormenta que luego se propagarán aguas arriba hacia el Río de la Plata Interior; de lo contrario, no se lograría una correcta representación de los fenómenos meteorológicos.

En segunda instancia se definió un dominio de menor extensión, superpuesto en parte al antes mencionado (comienza también en el Frente de Avance, pero finaliza previo al comienzo de la Bahía de Samborombón), denominado Dominio B, que oportunamente empleará como condición de borde en su frontera sur series de niveles obtenidas de simulaciones realizadas en el primer modelo (ver apartado *Condiciones de borde y forzantes*). Con la definición del segundo dominio se logra reducir el número de celdas inicial de 347033 a 150744 elementos del dominio de menor extensión, lo que representa un descenso de nodos cercano al 57%. De esta manera se acotan significativamente los tiempos de simulación sin perder información proveniente del Río de la Plata Exterior.

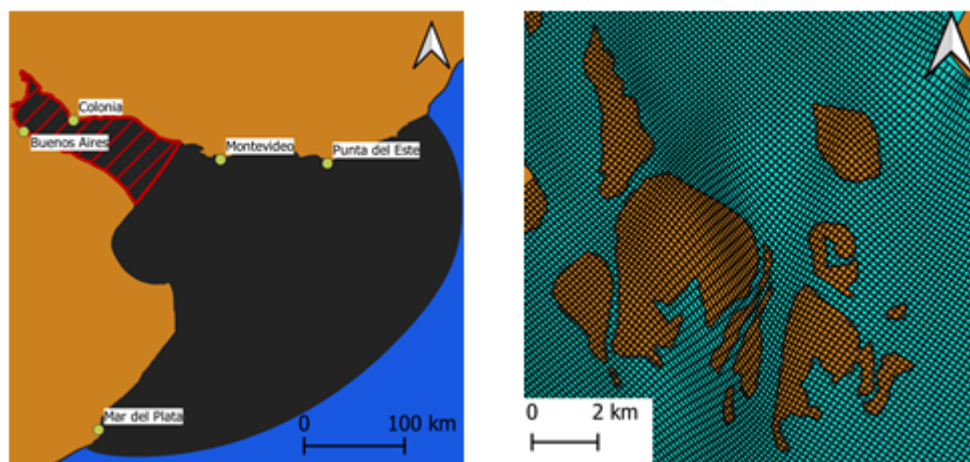


Figura 25 Dominios de cálculo y detalle de resolución de región de las islas frente a la costa uruguaya.

La discretización espacial de ambos dominios se llevó a cabo con una malla estructurada curvilínea ortogonal. Mediante la curvatura del mallado fue posible lograr una mayor densidad en la zona correspondiente al Frente de Avance del Delta (empleando celdas de 180m de lado), mientras que en la región más alejada se permitió una discretización más gruesa (siendo en este caso las celdas de aproximadamente 1 km de lado). En la dirección vertical sólo se considerará una capa, es decir que se trabajará con un modelo bidimensional en el que las variables calculadas serán las integradas en la profundidad.

### 5.2.3 Batimetría

La batimetría a ser empleada en el modelo numérico en desarrollo fue generada principalmente a partir de la interpolación de la información brindada en las cartas náuticas publicadas por el Servicio de Hidrografía Naval.

En particular, en la región del área del Frente del Delta del río Paraná, se complementó la información brindada por la carta náutica H-130 del año 2007 empleando imágenes satelitales LANDSAT tomadas en el intervalo 2006-2008. La incorporación de esta fuente de datos adicional responde a la relativamente baja densidad de muestreo presentada en las cartas náuticas (cercana a 1 km en el Frente)

## 5. Metodología

que no permite obtener de su interpolación un modelo digital de elevación que represente correctamente la batimetría de la zona.

Las imágenes satelitales empleadas, cuyo momento de captura es conocido, fueron referenciadas al nivel de agua del Río de la Plata medido en el Puerto de Buenos Aires en el mismo momento; de esta manera puede definirse para cada caso, a partir de la línea de costa observada en la imagen, una curva de nivel correspondiente a dicho nivel. Si bien de esta manera se está despreciando la pendiente hidráulica propia del estuario, se considera que no se incurre en un error demasiado grande, en tanto no hay suficientes mediciones o trabajos antecedentes para incorporar de manera certera dicha variable a la metodología. Adicionalmente, es importante destacar nuevamente que este procedimiento sólo puede ser empleado para imágenes tomadas en momentos de bajantes, en tanto para niveles altos la vegetación dificulta la definición de curvas de nivel.

Del conjunto de imágenes satelitales analizadas, en función de la baja nubosidad y de los niveles correspondientes en el momento de su captura, se emplearon tres imágenes distintas, correspondientes a niveles  $-0,2$ ,  $0,1$  y  $0,15$  *m MOP*. Por último, de manera iterativa se agregaron curvas de nivel correspondientes a  $1$  *m MOP* de profundidad con tal de obtener una batimetría que no presente formas demasiado abruptas. La Figura 26 presenta el resultado final en el área de interés.

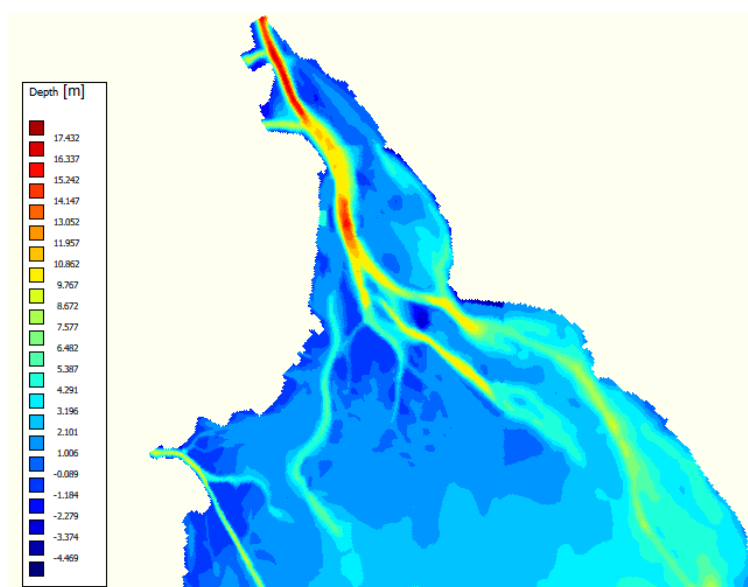


Figura 26 Batimetría del Frente del Delta del río Paraná (año 2007).

### 5.2.4 Condiciones de borde

Una vez caracterizados los dominios de cálculo en los que se resolverán las ecuaciones gobernantes, resulta necesario establecer las condiciones de borde que se le impondrán a cada uno de ellos. Dichas condiciones no sólo son necesarias para la resolución de las ecuaciones diferenciales, sino que también son las que permiten a los

fenómenos simulados dentro del dominio de cálculo estar relacionados con el entorno, por lo cual es indispensable que las mismas sean lo más realistas posible.

Para el modelo desarrollado se incorporaron las condiciones de borde en distintas maneras de acuerdo a la particularidad de cada borde abierto. Según el caso, se empleó forzante de índole:

- ☒ **Astronómica:** La variable a ser definida (en este caso el nivel de la superficie libre del agua) sobre el borde se rige por una ley acorde al fenómeno oscilatorio resultante de la superposición de ciertas componentes armónicas de marea astronómica que se consideren en los distintos puntos que definan la frontera.
- ☒ **Serie temporal:** Consiste en la serie de valores de la variable a ser definida sobre el borde a lo largo de cierto intervalo de tiempo; el período de simulación debe estar comprendido dentro de dicho intervalo.

En los siguientes apartados se describe la definición de las condiciones de borde abiertas (es decir, límites arbitrarios que se introducen dentro del propio cuerpo de agua para definir la extensión del dominio) que fueron definidas en el modelo. Al norte, corresponde estudiar los principales tributarios al Río de la Plata, para los cuales se debe definir tanto caudal sólido como líquido, mientras que al sur se debe resolver la condición hidrodinámica de salida del agua del modelo.

En lo que respecta a las condiciones de borde cerradas, es decir aquellas que son efectivamente una frontera del cuerpo de agua con la costa, el propio *software* impone condiciones de impermeabilidad que implican que allí las velocidades normales serán nulas.

#### *5.2.4.1 Series de caudales líquidos*

En los bordes abiertos que representan la desembocadura de los distintos tributarios al Río de la Plata al norte del dominio (Figura 27), es necesario definir condiciones de borde que incorporen al modelo caudales líquidos y sólidos.

## 5. Metodología



Figura 27 Ubicación de las condiciones de borde fluviales del modelo.

En lo que respecta al caudal líquido, se emplea como condición de borde la serie temporal de descarga para cada tributario considerado. En primera instancia se emplearán caudales módulo para las simulaciones para luego analizar los cambios que pueda haber en el comportamiento hidrodinámico y sedimentológico al momento de incorporar series horarias de caudales

Las series horarias de descarga líquida de los principales tributarios al Río de la Plata (a saber, Luján, San Antonio, Canal del Este, Paraná de las Palmas, La Barquita, Paraná Mini, Barca Grande, Sauce, Paraná Guazú, Paraná Bravo y Gutiérrez) serán extraídas de los resultados del modelo numérico del Delta del río Paraná desarrollado por el PHC (se dispone de la serie 1990-2018). A falta de aforos en las desembocaduras de los tributarios, a modo de verificación de los caudales provistos por el modelo numérico, se corroboró que la partición del caudal total entre ellos sea consistente con aquella determinada previamente (Bombardelli, Menéndez, Brea, Lapetina, & Uriburu Quirno, 1995). La comparación se presenta en la Tabla 5, donde se observa un buen acuerdo general entre ambas particiones.

Curso		Antecedente	Modelo Delta
Paraná	Bravo y Sauce	42,4%	48,08%
	Guazú	25,6%	24,03%
	Barca grande	6,2%	3,00%
	Miní	2,8%	1,78%
	Palmas	23,0%	20,10%

Tabla 5 Comparación de particiones del caudal líquido del río Paraná.

### 5.2.4.2 Series de caudal sólido

Debido a la falta de estaciones de aforo instaladas en la región deltaica no se dispone actualmente de datos recolectados de manera sistemática a lo largo del

tiempo que permitan armar con ellos series temporales de caudales sólidos. Es por eso que en el presente trabajo se recurrió a la metodología propuesta por Re y otros (2009) en el marco del proyecto FREPLATA. En las siguientes líneas se comenta en qué consiste el procedimiento implementado, qué hipótesis se adoptan (Figura 28) y se ilustran los resultados obtenidos.

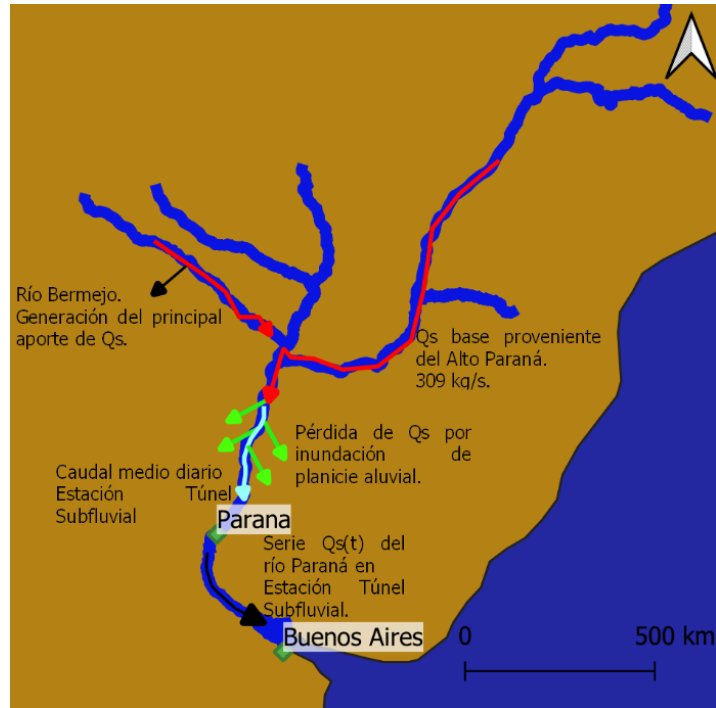


Figura 28 Elementos empleados para conformar las series de caudal sólido en la Estación Túnel Subfluvial del río Paraná.

Como se mencionó oportunamente, la principal fuente de sólidos del río Paraná es el río Bermejo, teniendo en primera instancia una baja incidencia los sedimentos provenientes del Alto Paraná y los agregados a lo largo del Paraná Medio y por lo tanto pudiéndose desestimar estas fuentes de sedimentos en un primer abordaje; por lo tanto, de poder generar una serie de caudales sólidos del río Bermejo cerca de su desembocadura en el río Paraguay, ésta última podría considerarse como representativa de los sólidos presentes en el Paraná Medio.

Para obtener la serie de caudales sólidos en el Río Bermejo se genera primero una relación entre este caudal ( $Q_s$ ) y el líquido ( $Q_l$ ). Para tal fin se dispuso de un conjunto de alrededor de 200 aforos<sup>3</sup> realizados en la estación El Colorado, en la provincia de Formosa, de donde se ajustó la relación con una función exponencial con un cambio de tendencia a partir de los  $200 \text{ m}^3/\text{s}$  (Figura 29). Luego se empleó la relación hallada para crear la serie de caudales medios diarios sólidos a partir de la serie de caudales medios diarios líquidos para la ya mencionada estación<sup>4</sup>.

<sup>3</sup> Provistos por el Sistema de Información Hídrica de la Comisión Regional del Río Bermejo.

<sup>4</sup> Provistos por el Sistema Nacional de Información Hídrica.

## 5. Metodología

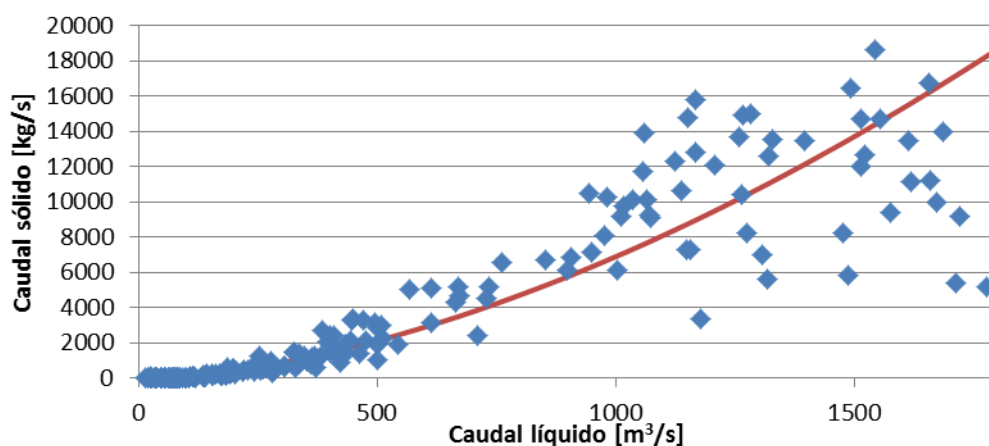


Figura 29 Ajuste de caudal sólido en función del caudal líquido en El Colorado.

Esta serie de sólidos se combinará con la serie de caudales líquidos de la estación Túnel Subfluvial (Santa Fe) para poder formar la serie de sedimentos en este último punto. Para ello es necesario considerar el tiempo que demoran los sedimentos desde la estación El Colorado hasta la del Túnel Subfluvial, por lo que se adoptó una velocidad media a lo largo del trayecto de  $1 \text{ m/s}$  y se midió a través de imágenes satelitales una distancia entre ambos puntos de alrededor de  $850 \text{ km}$ . El tiempo en cuestión resulta entonces de aproximadamente 9,8 días. Además, a la altura del Túnel Subfluvial el río Paraná se encuentra subdividido en distintos cauces, el Río Colastiné, la Laguna Setúbal y el cauce principal, por lo que resulta conveniente considerar la suma de los caudales de dichos sistemas. Ahí se hallan las estaciones Ruta Nacional N° 168 y Sistema Setúbal de donde se obtuvieron los caudales medios diarios<sup>5</sup> de dichos sistemas.

Para incorporar al análisis el hecho de que durante los meses de estiaje del río Bermejo (de abril a noviembre) el caudal sólido del Paraná no se reduce a prácticamente cero – como sí sucedería si el Bermejo fuera el único tributario que aporta sólidos – se consideró el aporte medio anual de carga de lavado proveniente del Alto Paraná (donde se tiene la estación de Itatí) y del río Paraguay (con la estación Puerto Pilcomayo). A partir de Alarcón et al. (2003) se adoptó un valor de base de  $309 \text{ kg/s}$ .

Por último, se debe considerar la sedimentación de sólidos en la planicie de inundación aluvial sobre las márgenes del río Paraná en tiempos de crecidas. En total, estos sólidos removidos del cauce representan en promedio 10 millones de toneladas anuales, que son descontados de la serie generada a lo largo de los momentos del año en que cierta concentración umbral es excedida. Dicho umbral se empleó como variable de ajuste, obteniéndose un mejor ajuste para un valor igual a  $600 \text{ mg/l}$ .

<sup>5</sup> Provistos por el Sistema Nacional de Información Hídrica.

Una vez obtenida la serie de caudales en la estación Túnel Subfluvial (Figura 30), para su distribución entre los distintos ramales que componen el Delta del río Paraná se asumió que la carga suspendida del río se halla uniformemente mezclada en toda su sección, motivo por el cual se distribuye uniformemente en cada una de sus bifurcaciones. Por ende, para cada tributario se empleará la misma concentración y la masa sólida que aporta al estuario será determinada en función del caudal líquido.

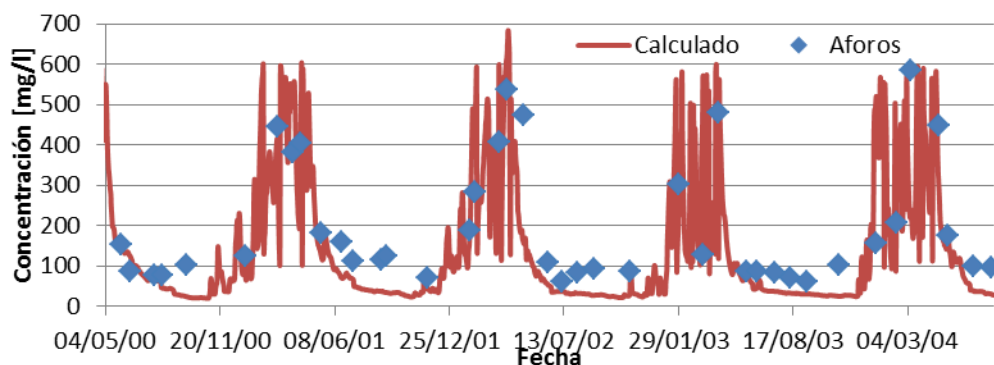


Figura 30 Serie de concentraciones generada contra aforos realizados en El Colorado.

Una vez obtenida la serie diaria de caudal sólido total para los principales tributarios del Río de la Plata, se procedió a dividirla en las distintas fracciones que componen a la carga de sedimentos. Para ello se consideró que, del total de la carga sólida, el 65% corresponde a limos, el 30% a arcillas y el 5% restante a arenas. Esta división es consistente con el balance de carga sólida de trabajos antecedentes (Sarubbi, 2007).

#### 5.2.4.3 Nivel de agua sobre la frontera sur

En las fronteras sur de ambos dominios (Figura 31) se impondrá la condición de borde a través de series temporales de la variable nivel de la superficie libre del agua. En el caso del Dominio A, se empleó el forzante astronómico. Para ello se discretizó su borde curvilíneo en diecisiete segmentos de alrededor de 40 km de longitud a cuyos puntos extremos se les asignó la amplitud y la fase de doce de las componentes principales de la marea astronómica (a saber: K1, K2, L2, M2, MU2, N2, NU2, O1, P1, Q1, S2 y T2) extraídos del modelo global de marea astronómica FES2014<sup>6</sup> (Carrere, Lyard, Cancet, & Picot, 2016); este modelo global de información ha sido validado en trabajos antecedentes, probando ser una sustancial mejora respecto a sus antecesores, brindando buenos resultados incluso en regiones costeras (Lyard, Allain, Cancet, Carrere, & Picot, 2020). Una vez asignado el intervalo de tiempo de cada simulación, el *Delft3D* convierte automáticamente la información dada como componentes armónicas a series temporales de niveles del agua en dichos puntos.

<sup>6</sup> El FES2014 es un modelo de elementos finitos desarrollado en el año 2016 por los siguientes institutos franceses: el CNES (*Centre National d'Études Spatiales*), el CLS (*Collect Localisation Satellites*) y el LEGOS (*Laboratoire d'Études en Géophysique et Océanographie Spatiales*). Se puede acceder a la información mediante el sitio web: <https://datastore.cls.fr/catalogues/fes2014-tide-model/>

## 5. Metodología

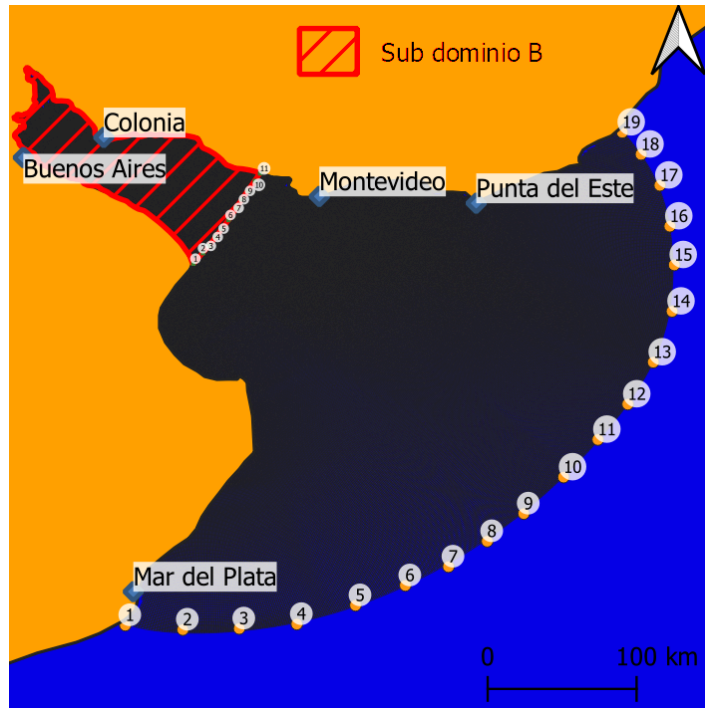


Figura 31 Discretización de la frontera sur de cada dominio donde se impondrán como forzantes el nivel del agua.

Por su parte, el borde abierto del Dominio B está discretizado en nueve intervalos de aproximadamente 11 km de longitud. Para cada uno de los extremos de dichos segmentos se forzará la variable nivel de agua según se trate de simulaciones considerando sólo marea astronómica o conjuntamente marea astronómica y meteorológica; en ambos casos la información con la que se defina el borde será extraída de resultados obtenidos de simulaciones del Dominio A.

Para el caso en que sólo se simule la marea astronómica, la condición de borde del modelo local se forzará con las componentes de marea extraídas de realizarle un análisis armónico a las series de nivel obtenidas para cada nodo sobre la frontera de una simulación del modelo regional de un año de longitud; es decir que en este caso ambos dominios tienen condiciones de borde análogas, salvo que el Dominio B obtiene las suyas de simulaciones del Dominio A.

En cambio, cuando la simulación en el modelo local sea considerando al unísono la marea astronómica y la meteorológica, su condición de borde será forzada por la serie temporal de nivel en cada uno de los nodos, extraída de la simulación en el modelo regional para ese mismo intervalo.

Esta distinción en la forma de forzar las condiciones de borde del Dominio B se realiza con el objetivo de: a) para el caso de las simulaciones astronómicas, independizar el modelo local del regional, dado que se necesita únicamente simular una vez el dominio entero para obtener de ahí las condiciones de borde para el reducido, y así reducir el costo computacional, y b) para que en las simulaciones

meteorológicas el Modelo A transmita información acerca de los efectos de los fenómenos atmosféricos sobre el total del dominio al Dominio B, que de otra manera se perdería. Es relevante remarcar una vez más que los efectos que el viento produce sobre un cuerpo de agua dado dependen no sólo de la intensidad del viento sino también de su duración y de la distancia que el mismo recorre sobre el agua, por lo tanto, ignorar el efecto que el viento tiene sobre la zona previa al modelo local imposibilitaría la correcta representación de los eventos meteorológicos.

### 5.2.5 Forzantes atmosféricos

Como se mencionó oportunamente (ver apartado *Ecuaciones hidrodinámicas*) los fenómenos atmosféricos – viento y presión – tienen una incidencia directa sobre el comportamiento de los cuerpos de agua. En particular, el viento impone una condición de borde superficial en las ecuaciones de cantidad de movimiento, de acuerdo a las siguientes expresiones:

$$\frac{v_v}{H} \frac{\partial u}{\partial \sigma} (\sigma = 0) = \frac{1}{\rho_0} |\vec{\tau}_s| \cos(\theta)$$

$$\frac{v_v}{H} \frac{\partial v}{\partial \sigma} (\sigma = 0) = \frac{1}{\rho_0} |\vec{\tau}_s| \cos(\theta)$$

Donde  $\theta$  es el ángulo entre la dirección del viento a una altura constante de 10 m sobre la superficie ( $\vec{U}_{10}$ ) y la dirección local de la malla y  $\vec{\tau}_s$  es el vector que representa la tensión superficial que el viento imprime sobre el cuerpo de agua. Su magnitud se calcula mediante la siguiente expresión cuadrática:

$$|\vec{\tau}_s| = \rho_a C_d U_{10}^2$$

Donde  $\rho_a$  es la densidad del aire (adoptada uniforme y constante igual a  $1,2 \text{ kg/m}^3$ ) y  $C_d$  es el coeficiente de arrastre del viento. Dicho coeficiente es el principal parámetro de calibración de la marea meteorológica y se define mediante una función lineal continua por tramos cuya variable independiente es la velocidad del viento a 10 m de altura sobre la superficie. Expresado matemáticamente:

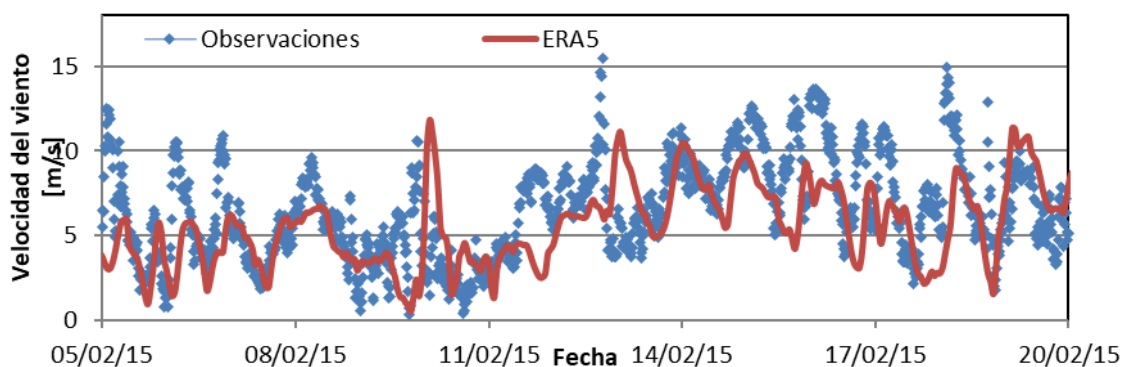
$$C_d(U_{10}) = \begin{cases} C_d^A & \text{si } U_{10} < U_{10}^A \\ C_d^A + (C_d^B - C_d^A) \frac{U_{10} - U_{10}^A}{U_{10}^B - U_{10}^A} & \text{si } U_{10}^A \leq U_{10} \leq U_{10}^B \\ C_d^B & \text{si } U_{10} > U_{10}^B \end{cases}$$

Donde  $C_d^j$  y  $U_{10}^j$  son el coeficiente de arrastre y la velocidad del viento definidos para el modelo; la definición de los tres pares de valores se desarrolla en el apartado 5.3.3.

## 5. Metodología

Para forzar esta condición de borde se necesita incorporar al modelo información sobre viento y presión. Para ello se empleó el modelo global *Reanalysis* ERA5 (Hersbach, y otros, 2020) que dispone de información con resoluciones temporal y espacial variable, partiendo las más finas de una grilla angularmente uniforme de  $0.25^\circ$  e intervalos de 1 hora. Para el presente modelo se decidió emplear las mayores resoluciones disponibles dado que garantizan una mejor representación de los fenómenos atmosféricos que puedan desarrollarse en el estuario.

La Figura 32 muestra el acuerdo existente entre el viento medido y el indicado por el modelo global empleado durante una quincena del año 2015. La comparación se realizó con vientos medidos por AySA en la toma de agua San Martín, ubicada frente a Aeroparque. Al analizar la calidad del ajuste del módulo de la velocidad del viento logrado por el modelo, se ve cierta subestimación de dicha variable, principalmente en los momentos de mayor velocidad. Sin embargo, se logra apreciar que la dinámica meteorológica está correctamente representada en tanto el momento de extremos locales está bien reproducido. Además, al analizar la descomposición del viento en direcciones oeste-este y sur-norte, se observa una buena representación de la dirección del mismo; adicionalmente, en los momentos en los que las mediciones captan rachas de viento de dirección inestable, el modelo logra representar correctamente la intensidad media del fenómeno (mostrado en la figura mediante la representación de la media móvil de 6 horas del viento observado). Por lo recién comentado, se considera que los fenómenos meteorológicos están suficientemente bien representados por el modelo global *Reanalysis* de ERA5 para los objetivos del presente trabajo.



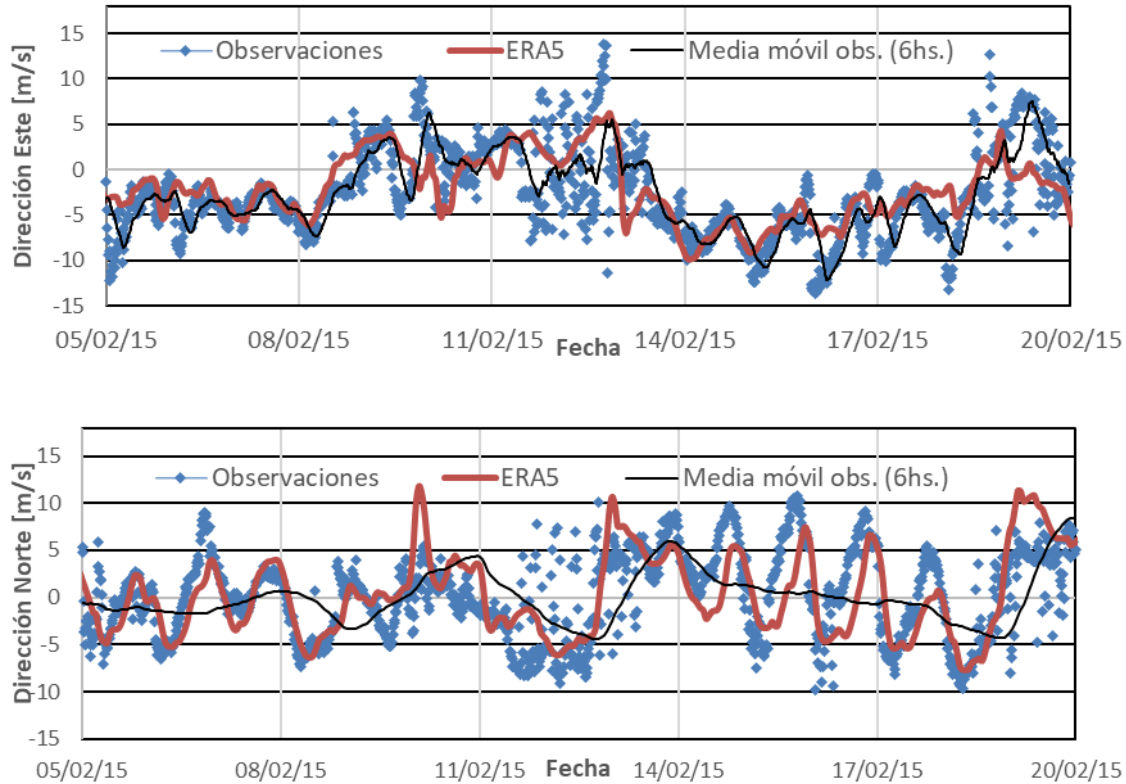


Figura 32 Comparación de vientos observados con los informados por el modelo global ERA5 (Toma San Martín, AySA); se incluye módulo (arriba), dirección S-N (medio) y O-E (abajo).

### 5.2.6 Condicionante en el lecho

Similar a lo que sucede en la superficie libre debido al efecto del viento, sobre el lecho del río ( $\sigma = -1$ ) se aplica un condicionante análogo en la que la tensión de corte se debe a la presencia del propio lecho y su interacción con el agua fluyendo. En símbolos se expresa como:

$$\frac{v_v}{H} \frac{\partial u}{\partial \sigma} (\sigma = -1) = \frac{1}{\rho_0} \tau_{b\xi}$$

$$\frac{v_v}{H} \frac{\partial v}{\partial \sigma} (\sigma = -1) = \frac{1}{\rho_0} \tau_{b\eta}$$

El esfuerzo cortante inducido sobre el cuerpo del agua debido a la resistencia del lecho al avance del agua se calcula según la siguiente ley cuadrática:

$$\vec{\tau}_b = \frac{\rho_0 g \vec{U} |\vec{U}|}{C_{2D}^2}$$

Donde  $\vec{U}$  es el vector velocidad del agua y  $C_{2D}$  es el coeficiente de Chézy, que calculado a partir del coeficiente de Manning se expresa:

$$C_{2D} = \frac{\sqrt[3]{H}}{n}$$

Donde  $H$  es el tirante de agua y  $n$  el coeficiente de Manning. La definición de dicho coeficiente se desarrolla en el apartado 5.3.2.

### 5.2.7 Salinidad

Los sedimentos finos –arcillas principalmente – suspendidos en cuerpos de agua suelen presentar fenómenos de floculación (unión de partículas discretas de sedimento en conjuntos más grandes, a los que se denomina *flocs*) debido a la importancia que cobran en su interacción las fuerzas eléctricas respecto a las gravitacionales. Por tal motivo, la velocidad de caída de estas partículas no está sólo regida por el tamaño de las partículas, sino que varía según el grado de floculación que pueda desarrollarse y el consecuente tamaño – y peso – de los *flocs* resultantes.

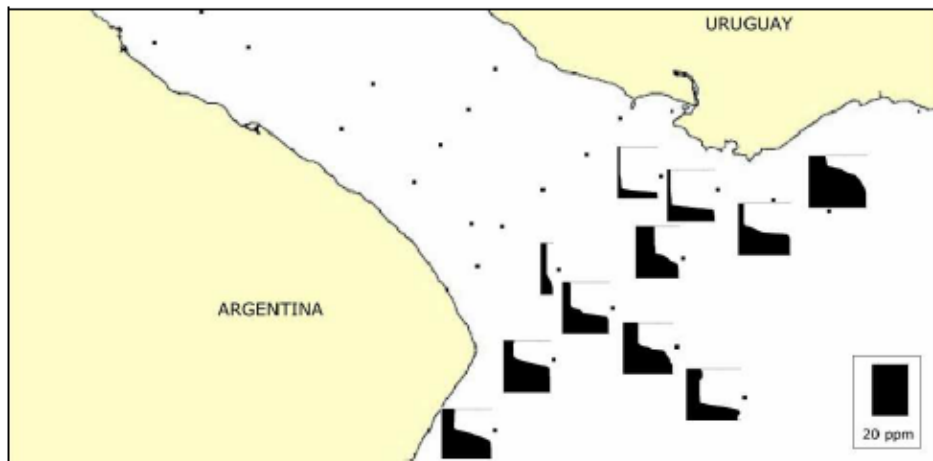
El grado de floculación que pueda darse depende en gran medida de las condiciones hidrodinámicas que haya en las distintas zonas a evaluar, dado que los *flocs* son frágiles y tienden a romperse ante la presencia de turbulencia. También tiene incidencia la presencia de materia orgánica combinada con los sedimentos finos y la salinidad presente en el agua.

Respecto a la incidencia de la salinidad en el proceso de floculación – y consecuentemente en la velocidad de caída de la fracción fina de sedimentos suspendidos en un curso de agua – se estableció experimentalmente (Portela, Ramos, & Teixeira, 2013) que, respecto a la condición de agua dulce, la velocidad de caída del sedimento fino se incrementa por un factor de 6,7 veces al llevar la salinidad a un valor de 30 ppm. Las citadas experiencias de laboratorio fueron hechas con sedimentos finos cuya composición mineralógica está representada mayoritariamente por illita seguida por caolinita y esmectitas con presencia también de clorita. Esta composición es cualitativamente similar a la de las arcillas presentes en el Río de la Plata, especialmente por el alto contenido de illita y caolinita (Sarubbi, 2007), por lo que los resultados se consideran válidos para la región en análisis.

La marcada incidencia de la salinidad en la sedimentación de la carga de lavado lleva a la necesidad de analizar la importancia de incorporar o no la salinidad como condición de borde al modelo en desarrollo a lo largo de la frontera lindante con el Mar Argentino. Para ello se estudia, a partir de trabajos antecedentes, si los efectos de la salinidad proveniente del Mar Argentino llegan hasta el área de estudio en el presente trabajo, el Delta del río Paraná.

De las campañas oceanográficas llevadas a cabo en el marco del Proyecto FREPLATA sintetizadas por Fosatti (2013) se extrae que en el Río de la Plata intermedio e interior no se han encontrado rastros de salinidad en el agua, mientras que a partir de Barra del Indio comienzan a aparecer valores no nulos en

las zonas cercanas al lecho y a medida que las estaciones son más próximas al Mar Argentino la salinidad comienza a desarrollarse a lo largo de todo el perfil vertical (Figura 33). Esta estratificación parcial se traduce en que el campo de salinidad se desarrolle en el Río de la Plata como una cuña de agua salada que ingresa dentro del estuario. Esta estratificación presenta cierta variación temporal, lográndose en ciertos momentos una mezcla homogénea, pero que no implica un avance de la salinidad aguas arriba del Río de la Plata. En cuanto a la incidencia que esta distribución de salinidad tiene en los sedimentos suspendidos, Fosatti (2013) halla que en la mayoría de los casos existe una correlación positiva bastante elevada (mayor a 0,6) entre la salinidad y la baja de la turbidez en el agua, lo que indicaría que efectivamente la sedimentación aumenta sustancialmente junto con la salinidad la mayor parte del tiempo.



Moreira (2016) distingue además dos patrones de comportamiento de la concentración de sedimentos en suspensión claramente diferenciados entre sí aguas abajo y arriba de Barra del Indio. A través de imágenes satelitales determina que en el Río de la Plata interior el gradiente de concentración es perpendicular al eje del río (Figura 34) y se debe principalmente a las distintas plumas de influencia que los ríos Paraná de las Palmas, Guazú y Uruguay tienen, junto con la consecuente diferencia de material sólido en cada una (debido a la baja carga de lavado que tiene el río Uruguay respecto a los otros dos ríos mencionados). Por su parte, pasada Barra del Indio el gradiente de concentración se torna paralelo al eje del Río de la Plata, cambio que es atribuido a la cuña de salinidad que comienza a desarrollarse en esa región y a la consecuente mayor floculación.

## 5. Metodología

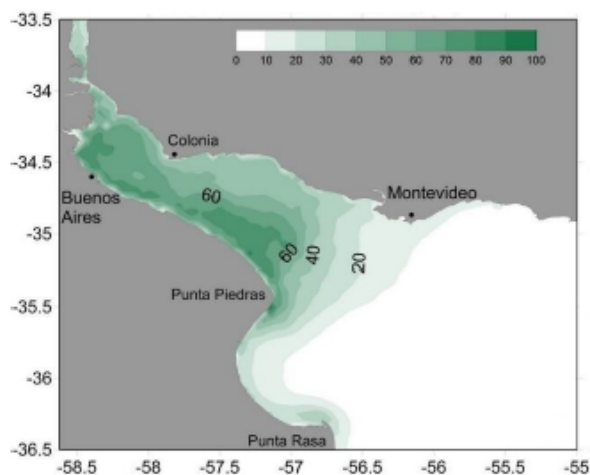


Figura 34 Concentración superficial media de material suspendido (Moreira, 2016).

Tras analizar la distribución espacial de la salinidad en el Río de la Plata, su efecto sobre la concentración de material suspendido y los patrones espaciales de concentración se determina que la salinidad en el estuario no representa una variable de importancia en los procesos de sedimentación y resuspensión de sedimentos finos en el Frente de Avance del Delta del Río Paraná, por lo que no será tomada en cuenta al momento de armar el modelo numérico en desarrollo.

### 5.3 Calibración hidrodinámica del modelo

Dada la alta incidencia tanto de la marea astronómica como de la meteorológica, la calibración hidrodinámica se divide en dos etapas diferentes, cada una de ellas abordando los distintos parámetros que inciden en la representación del comportamiento agregado del estuario.

Se llevó a cabo primero la calibración de la marea astronómica donde se compararon principalmente distintos coeficientes de Manning junto con el análisis de la propagación de las distintas componentes astronómicas principales en el Río de la Plata; además se estudió la incidencia de emplear un modelo de turbulencia sofisticado y de su principal parámetro (el tiempo de relajación).

Una vez cerrada la representación de la marea astronómica mediante la definición de estos parámetros, se procedió a calibrar la marea meteorológica, ajustando los coeficientes de arrastre del viento del modelo habiendo incorporado los forzantes atmosféricos, es decir el viento y la presión.

Las ventanas temporales seleccionadas para las diferentes simulaciones llevadas a cabo responden en gran medida a la disponibilidad de datos contra las que contrastar los resultados; si bien para la calibración astronómica se empleó un bimestre de cierto año, para la meteorológica se cambió de ventana con tal de tomar una que contuviera tanto eventos de crecidas como de bajantes importantes del Río de la Plata.

### 5.3.1 Información disponible

Para el proceso de calibración es necesario disponer de información medida efectivamente en puntos dentro del modelo o teórica a fin de poder contrastar las variables simuladas por el modelo en cada una de las configuraciones planteadas.

Respecto a la variable hidrodinámica *nivel de la superficie libre*, la Dirección Nacional de Vías Navegables (DNVN) brinda series de niveles en diversos períodos de tiempo en distintos puntos del Río de la Plata. Además, la Comisión Administradora del Río de la Plata (CARP) también cuenta con mediciones de esta variable con una resolución temporal de 6 minutos. En la Figura 35 se muestran los puntos empleados en este trabajo indicando de qué fuente hay información disponible en cada uno.

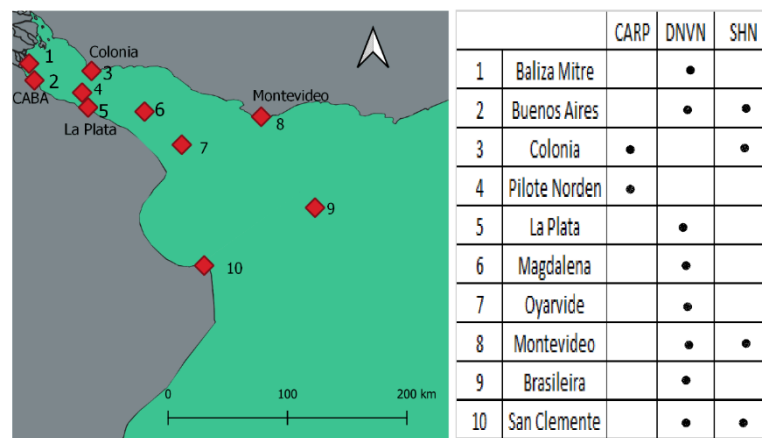


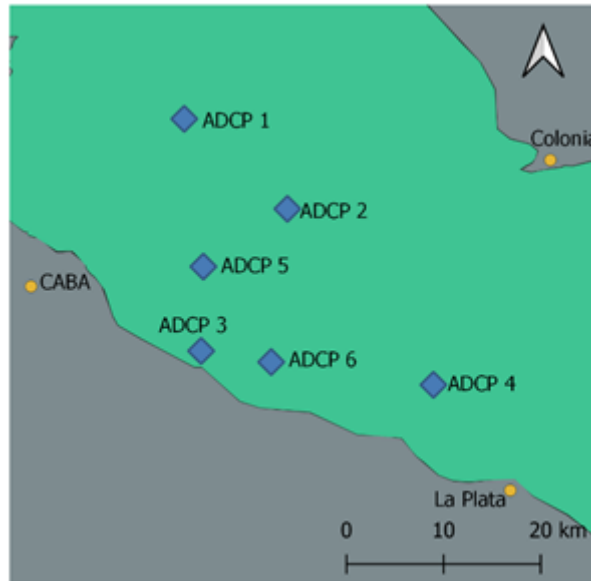
Figura Puntos donde se dispone información acerca del nivel de superficie libre utilizados para la calibración hidrodinámica.

También referido al nivel de la superficie libre, se emplearán las tablas de marea que publica el Servicio de Hidrografía Naval. Estas tablas indican para distintos puertos (en la Figura 35 se indican los contemplados en este trabajo) los momentos en los que se darán las pleamares y bajamares con sus respectivos valores y serán utilizadas para analizar la calidad de la representación de los momentos e intensidades de las bajamares y pleamares del modelo.

Respecto a la variable *velocidad de la corriente*, se dispone de mediciones realizadas por 6 equipos ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*) distintos entre julio y diciembre del año 2009 y el primer semestre del año 2015; las ubicaciones donde fueron colocados los dispositivos de medición de indican en la Figura 36. De manera adicional, se cuenta con registros de velocidades en Buenos Aires y Bernal en condiciones de calma durante las cuales la marea meteorológica prácticamente no tiene incidencia. Esta última información será empleada para corroborar la correcta representación de las corrientes en la calibración astronómica, mientras que los

## 5. Metodología

primeros datos mencionados serán comparados con la rosa de calibración simulada en ese mismo período durante la calibración de la marea meteorológica.



Por último, de trabajos previos (Fernández, 2011) se tienen los valores de amplitud y fase de las principales componentes armónicas de marea astronómica tanto obtenidas por diversos modelos ya validados como de análisis armónicos realizados a series de niveles medidos. Esta información será utilizada en primera instancia para predecir diversas series de niveles en distintos puntos del río y también para corroborar que los valores de error a los que se llegue con el modelo en desarrollo resulten aceptables respecto a los errores que se obtuvieron en trabajos precedentes.

### 5.3.2 Calibración de la marea astronómica

Esta primera calibración se efectuó forzando el sistema imponiendo sobre la condición de borde abierta a lo largo del Mar Argentino los niveles producto de la marea astronómica junto con la descarga fluvial de los principales tributarios del Río de la Plata (ver apartado *Condiciones de borde*); los caudales ingresantes al estuario fueron considerados constantes e iguales al caudal medio de cada curso. Como ventana de calibración para esta etapa se emplearon los meses de junio y julio del año 2009.

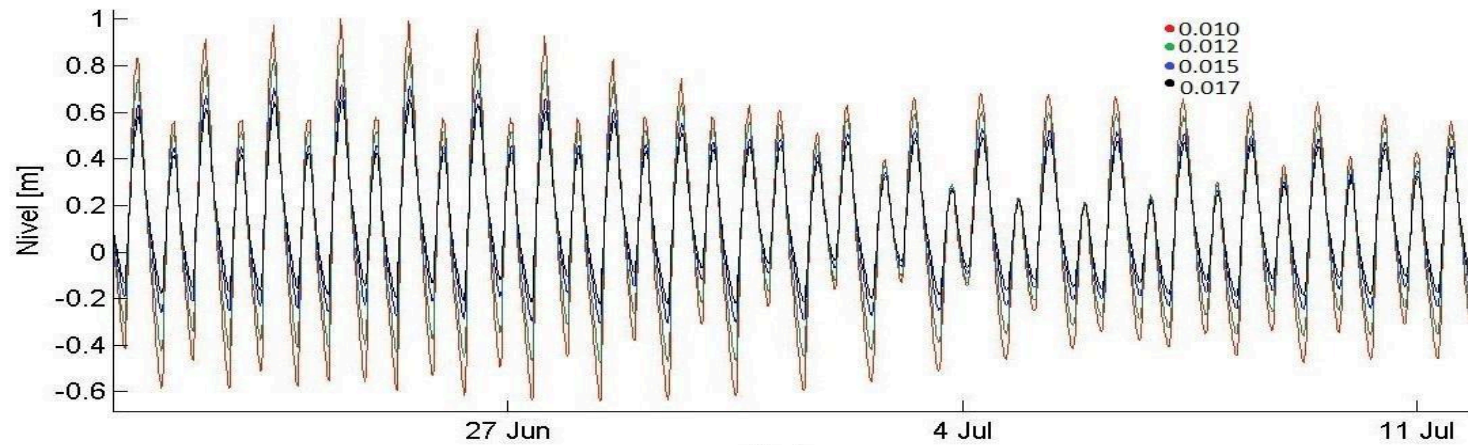
En primera instancia se analizaron los resultados obtenidos en diversas simulaciones empleando distintos coeficientes de Manning, a saber: 0,010, 0,012, 0,015 y 0,017. Se empleó el modelo HLES para calcular la viscosidad horizontal empleando un valor base  $v_{base} = 1 \frac{m^2}{s}$ ; luego se analizará en qué medida no usar este modelo para la determinación de la viscosidad horizontal o aumentar la viscosidad horizontal base afecta a los resultados, pero en esta instancia se busca poder representar la turbulencia de la mejor manera posible.

Se muestran (Figura 37) fragmentos de las cuatro series calculadas con diferentes coeficientes de Manning comparadas entre sí en Buenos Aires. Se observa que, como es de esperar, a medida que aumenta el coeficiente de Manning disminuye la amplitud de marea. No se observan grandes variaciones en términos de la fase de la onda de marea astronómica al modificar el coeficiente de Manning.

En la Tabla 6 se presentan los distintos indicadores (descritos en el Anexo I) calculados para cada una de las series predichas a partir de las componentes astronómicas obtenidas tras efectuar un análisis armónico a las series modeladas con los diferentes coeficientes de Manning para Buenos Aires, Colonia, Montevideo y San Clemente; las series teóricas contra las que se comparan las predicciones según el modelo son las obtenidas mediante predicción astronómica a partir de las componentes obtenidas de observaciones presentadas por Fernández (2011).

Se concluye entonces que el coeficiente de Manning que logra representar mejor el comportamiento hidrodinámico es el de 0,017 dado que si bien la tendencia indica que a medida que se aumenta dicho coeficiente mejoran los resultados, el campo de velocidades se vería afectado demasiado a partir del mencionado valor.

## 5. Metodología



	SPEDS [%]				Correlación [-]				RMSE [m]				Nash [%]			
	0,010	0,012	0,015	0,017	0,010	0,012	0,015	0,017	0,010	0,012	0,015	0,017	0,010	0,012	0,015	0,017
Bs. As.	95,2	94,6	94,7	95,8	0,939	0,940	0,945	0,978	0,144	0,102	0,076	0,063	81,81	86,98	88,24	89,10
Colonia	94,0	94,9	95,1	96,8	0,935	0,939	0,942	0,981	0,060	0,055	0,060	0,049	87,36	86,16	77,39	82,91
Montevideo	86,2	86,0	87,3	86,6	0,938	0,944	0,967	0,948	0,050	0,047	0,037	0,042	87,56	88,83	93,00	89,73
S. Clemente	96,9	97,3	97,4	97,7	0,979	0,980	0,982	0,988	0,101	0,096	0,085	0,053	92,60	93,11	94,28	97,24

Tabla 6 Indicadores estadísticos de series en distintos puntos del Río de la Plata para diferentes coeficientes de Manning.

En la Figura 38 se presenta la comparación entre las series predichas a partir de análisis armónicos a observaciones y a las series del modelo empleando un coeficiente de Manning igual a 0,017 en el puerto de Buenos Aires. Se observa una buena representación de la onda de marea, a pesar de ciertas subestimaciones en la amplitud, especialmente durante la sicigia, momento en el cual llega a ser de 10 cm. La representación de la fase de la onda es correcta.

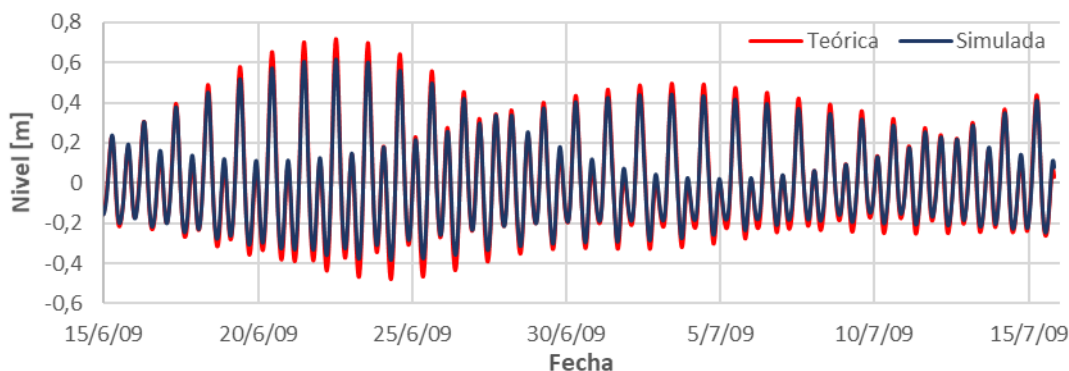


Figura 38 Comparación de series predichas a partir de observaciones y simulación.

Con el objetivo de analizar la reproducción integral de la marea astronómica del Río de la Plata e independizar el estudio del análisis armónico limitado a las principales componentes de marea se llevó a cabo también una comparación de las pleamares y bajamares simuladas en el período junio y julio del 2009 con las tablas de marea publicadas por el Servicio de Hidrografía Naval para el mismo período de tiempo. En la Tabla 7 se presentan los indicadores calculados (ver Anexo I) obtenidos empleando un coeficiente de Manning igual a 0,017.

Indicador	S. Clemente	Montevideo	Bs. As.	Colonia
Error medio de nivel de pleamar [cm]	9,61	4,00	-4,86	-9,76
Error medio de nivel de bajamar [cm]	3,59	-13,85	-13,22	-4,40
RMSE pleamar [cm]	9,77	3,70	5,86	8,94
RMSE bajamar [cm]	9,02	11,92	10,25	5,10
RMSE pleamar relativo a amplitud [%]	12,69%	11,94%	9,93%	26,29%
RMSE bajamar relativo a amplitud [%]	11,71%	38,46%	17,38%	15,00%
Error medio de pronóstico de pleamar [min]	7,32	-57,19	24,66	5,94
Error medio de pronóstico de bajamar [min]	15,71	28,96	49,44	46,09
RMSE pronóstico de pleamar [min]	15,72	46,07	21,25	41,55
RMSE pronóstico de bajamar [min]	16,00	28,90	39,62	34,51

Tabla 7 Indicadores de tablas de marea calculados con Manning 0,017.

Por último, para poder determinar si los resultados obtenidos resultan aceptables frente a otros trabajos de modelación de la hidrodinámica del Río de la Plata ya publicados, se presenta en la Figura 39 la comparación de los RMSE relativos

## 5. Metodología

ponderados (ver *Indicadores empleados*) de distintos modelos en Buenos Aires, Colonia, Montevideo y San Clemente según las componentes armónicas propagadas por cada uno y las teóricas obtenidas de observaciones. Los modelos con los que se compararán los resultados obtenidos hasta aquí son dos: el primero, cuyas iniciales son tomadas del trabajo de Fernández (2011), es el Preop. PDT, desarrollado en el marco del proyecto “Modelo preoperacional del Río de la Plata - Río Uruguay” (Piedra-Cueva, y otros, 2008). El segundo modelo que se tomará como referencia es aquel que desarrolla Fernández en su trabajo a partir de revisar el primer modelo mencionado, denominado Preop. TMF.

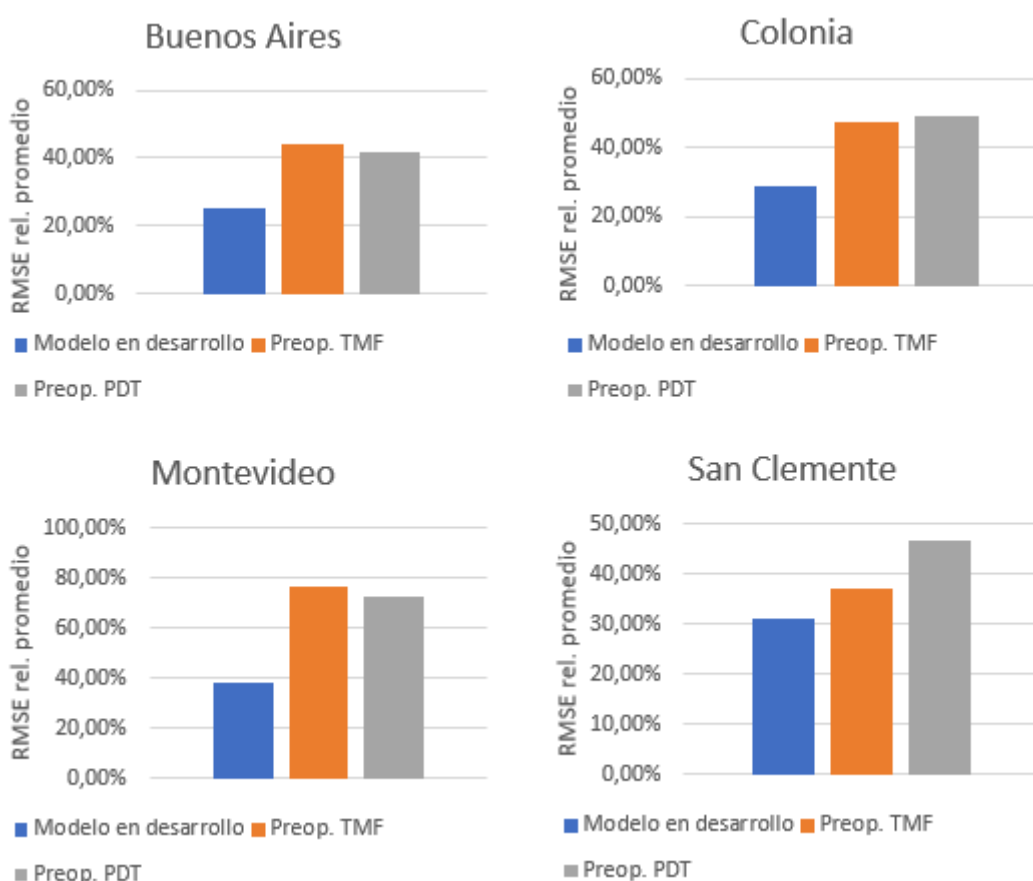


Figura 39 Comparación de RMSE relativo de distintos modelos en cuatro puntos analizados del Río de la Plata.

Se observa que las componentes armónicas propagadas en el modelo presentan errores respecto a las observadas menores que en los modelos antecedentes ya utilizados para el estudio del comportamiento hidrodinámico del Río de la Plata. Por ende, se concluye que el modelo logra una satisfactoria representación de la marea astronómica de la región.

### 5.3.3 Calibración de la marea meteorológica

En el presente apartado se presenta la calibración de la marea meteorológica. En dicho proceso, el parámetro a ser determinado es el coeficiente de arrastre del viento,  $C_w$ , que cuantifica la cantidad de movimiento que el viento imprime sobre el

cuerpo de agua. Como se mencionó en el apartado *Forzantes atmosféricos*, el modelo de coeficiente de arrastre que incorpora el *Delft3D* consiste en una función por tramos lineales función del módulo de la velocidad del viento,  $C_w(|w|)$ .

Actualmente hay diversas formulaciones establecidas para el coeficiente de arrastre de viento (Sterl, 2017). En todos los casos, se establece que el mismo aumenta gradualmente junto con la intensidad del viento hasta alcanzar su máximo (cerca de  $2,5 \cdot 10^{-3}$ ) para velocidades cercanas a los 30 m/s, valor a partir del cual permanece constante o disminuye ligeramente.

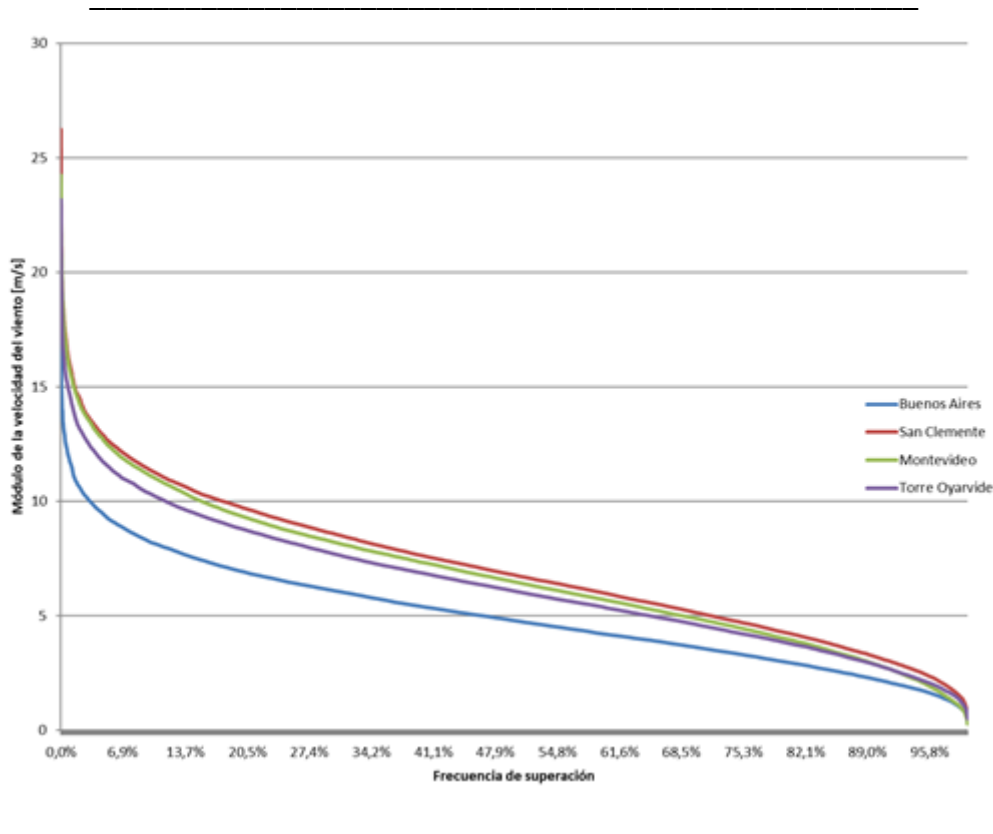
Las pruebas que se llevaron a cabo empleando configuraciones de esta índole con el modelo en desarrollo devolvieron comportamientos del estuario demasiado cercanos al astronómico puro, con muy baja incidencia de los eventos meteorológicos, por lo que se debió aumentar sensiblemente los valores recomendados usualmente con tal de representar correctamente el comportamiento del Río de la Plata ante diversos eventos; esta necesidad resulta consistente con lo concluido por Re y Sabarots (2010).

Una explicación posible de este comportamiento extraño del modelo ante las configuraciones establecidas del coeficiente de arrastre podría consistir en la poca extensión del mismo sobre el océano adyacente, que produce una reducción importante del *fetch*, que a su vez provoca que para obtener efectos meteorológicos similares a los reales (desarrollados con un *fetch* mucho mayor) deba incorporarse a la masa de agua más energía proveniente del viento que la que realmente se transfiere. Se entiende que mediante este aumento de los coeficientes de arrastre se está compensando la falta de información de ondas de tormenta que deberían ingresar desde el océano a la región en estudio.

Para la definición de una nueva parametrización del coeficiente de arrastre, se debe seleccionar en primera instancia los módulos de la velocidad para los cuales habrá un cambio en la función coeficiente de arrastre para luego poder justamente calibrar estos valores.

La determinación de los módulos de velocidad en donde resulta coherente imponer cambios en la función coeficiente de arrastre se llevó a cabo realizando un análisis estadístico del viento en diferentes puntos del Río de la Plata. Para ello se usó la información del modelo global ERA5 *Reanalysis* correspondiente a un año entero interpolada espacialmente. La Figura 40 muestra las curvas de permanencia del módulo de la velocidad del viento para distintos puntos relevantes del Río de la Plata.

## 5. Metodología



Se seleccionaron los módulos 8 y 25  $m/s$  como los puntos de quiebre de la función por tramos  $C_w(|w|)$ . De esta manera se espera poder determinar cada tramo de la función haciendo énfasis en distintos estados meteorológicos, el primero de condiciones medias y calma, y el segundo de vientos de velocidad relativamente alta.

Las principales variables de calibración que se emplearon en esta etapa son el nivel y el nivel residual, definido este último como la diferencia entre el nivel de agua y el nivel astronómico predicho en cierto punto para cierto intervalo de tiempo. Este cálculo está implementado en el módulo TIDE del *Delft3D* y para el cálculo de la serie de nivel residual ejecuta a cada serie de niveles – ya sea de mediciones o de resultados de la simulación – un análisis armónico de donde obtiene la predicción astronómica. Este procedimiento provoca que el desacople entre la marea astronómica ya calibrada (ver apartado *Calibración de la marea astronómica*) y la meteorológica, cuya calibración es el objetivo del presente apartado, no sea total, dado que en la determinación de la serie de nivel residual se emplearán predicciones que tienen errores respecto a las correspondientes con las teóricas u observadas, por lo que estos resultados no serán puramente meteorológicos. Así y todo, se considera que esta forma de cálculo es una manera eficiente de analizar la calidad de la representación que el modelo logra de las consecuencias en el Río de la Plata de los fenómenos meteorológicos.

El intervalo de calibración empleado fue el primer bimestre del año 2018 en tanto presenta tanto eventos de sudestada y bajante importantes. La Tabla 8 presenta

los indicadores estadísticos obtenidos para la configuración del coeficiente de arrastre que probó ser la que mejor representó el comportamiento hidrodinámico del estuario, que resultó:

$$C_w = \{0,001 \text{ si } |w| = 0 \text{ } 0,0025 \text{ si } |w| = 8 \text{ m/s } 0,015 \text{ si } |w| = 25 \frac{\text{m}}{\text{s}}\}$$

	<b>Nash [%]</b>	<b>Correlación [-]</b>	<b>RMSE [m]</b>	<b>SPEDS [%]</b>
<b>Baliza Mitre</b>	22,240	0,734	0,461	74,400
<b>Brasileira</b>	62,390	0,817	0,242	88,200
<b>La Plata</b>	6,450	0,769	0,401	82,100
<b>Magdalena</b>	34,040	0,765	0,391	81,900
<b>T. Oyarvide</b>	45,690	0,773	0,347	86,500

*Tabla 8 Indicadores estadísticos obtenidos de las series de nivel.*

Por su parte, la Figura 41 muestra la comparación de las series de nivel obtenidas en Brasileira y en Baliza Mitre, los puntos donde mejor y peor se logró representar la marea meteorológica en el estuario, respectivamente.

En lo que respecta al nivel residual en los distintos puntos, la Tabla 9 presenta los indicadores estadísticos calculados, mientras que la Figura 42, las series temporales en los mismos puntos que fueron evaluados previamente.

	<b>Nash [%]</b>	<b>Correlación [-]</b>	<b>RMSE [m]</b>	<b>SPEDS [%]</b>
<b>Baliza Mitre</b>	34,350	0,711	0,317	60,600
<b>Brasileira</b>	50,850	0,757	0,229	63,000
<b>La Plata</b>	2,220	0,734	0,343	63,200
<b>Magdalena</b>	22,710	0,718	0,282	61,500
<b>T. Oyarvide</b>	41,880	0,710	0,311	63,000

*Tabla 9 Indicadores estadísticos obtenidos de las series de nivel residual.*

Se desprende del análisis de los valores resumidos en las Tabla 8 y 9 que la representación del comportamiento del estuario resulta menor precisa al incorporar los forzantes atmosféricos al modelo respecto a la obtenida al sólo considerar la marea astronómica. Dicho empeoramiento se estima responsabilidad, en primera instancia, de la baja extensión del dominio de simulación sobre el océano, lo que limita la información disponible dentro del mismo conllevando a no captar correctamente las ondas de marea de origen meteorológico. Además, no se descarta que, en menor medida, la baja profundidad del Río de la Plata (y la consecuente alteración que sufren las ondas que se propagan a través de él) en combinación con una batimetría estimada a partir de la digitalización de cartas náuticas, dificulten una mejor representación del comportamiento agregado del estuario. Así y todo, se observa que tanto en

## 5. Metodología

---

condiciones medias como de crecidas y bajantes pronunciadas el modelo permite captar los principales movimientos del cuerpo de agua, por lo que se consideran aceptables para el objetivo del presente trabajo los resultados hasta aquí obtenidos.

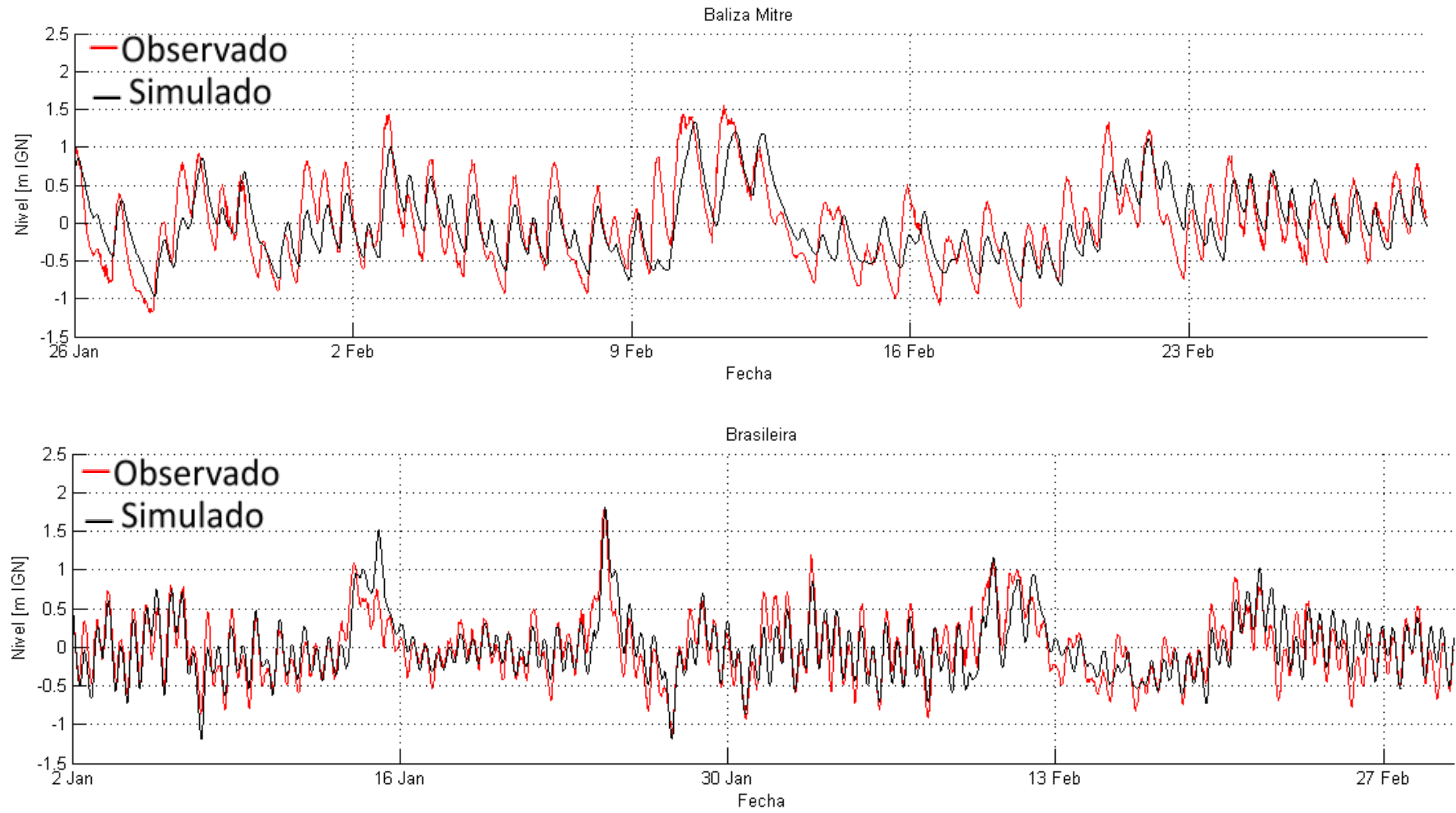


Figura 41 Series de nivel en Baliza Mitre y Brasileira en el intervalo de calibración.

## 5. Metodología

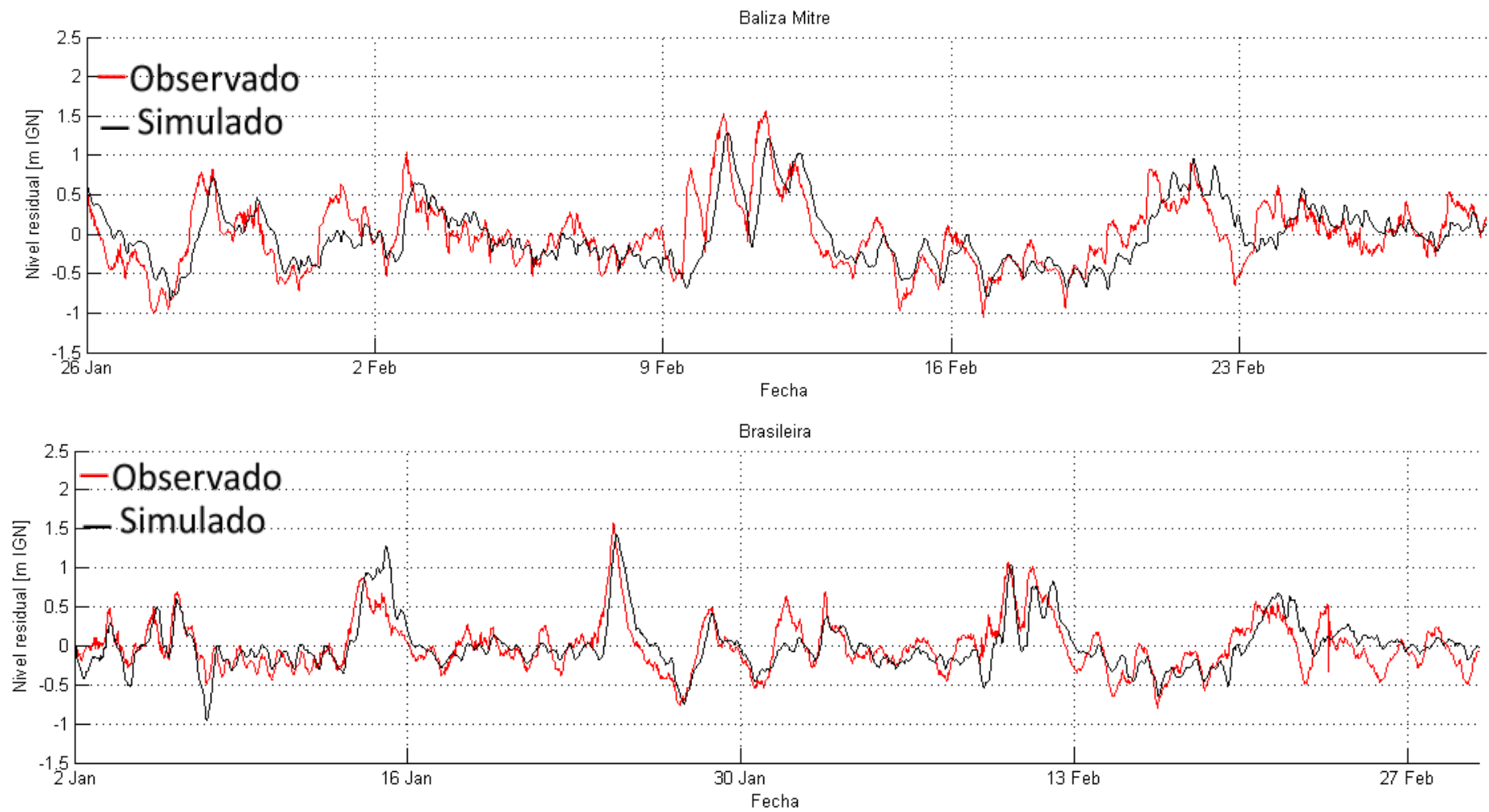


Figura 42 Series de nivel residual en Baliza Mitre y Brasileira en el intervalo de calibración.

### 5.3.4 Validación hidrodinámica del modelo

Una vez definidos tanto el coeficiente de Manning como la configuración de los coeficientes de arrastre, se procedió a simular la hidrodinámica para el año 2015, año para el cual se tiene observaciones de niveles a lo largo del Río de la Plata con muy pocos faltantes y para el segundo semestre del 2009, año en el que se realizó la primera campaña de medición de velocidad de corriente con los ADCP antes mencionada (ver apartado *Información disponible*). Ambas simulaciones fueron luego contrastadas con dichas mediciones.

El gráfico de tipo *boxplot* confeccionado para analizar los errores obtenidos en el nivel (Figura 43) muestra que el modelo tiende a subestimar el nivel del Río de la Plata en todos los puntos observados salvo Torre Oyarvide (dado que todas las medianas resultan positivas, rondando los 25 cm). Por otra parte, se destacan en todas las estaciones (salvo Punta Indio) valores de error puntuales muy elevados, pero que son poco representativos en términos estadísticos según se desprende del propio gráfico.

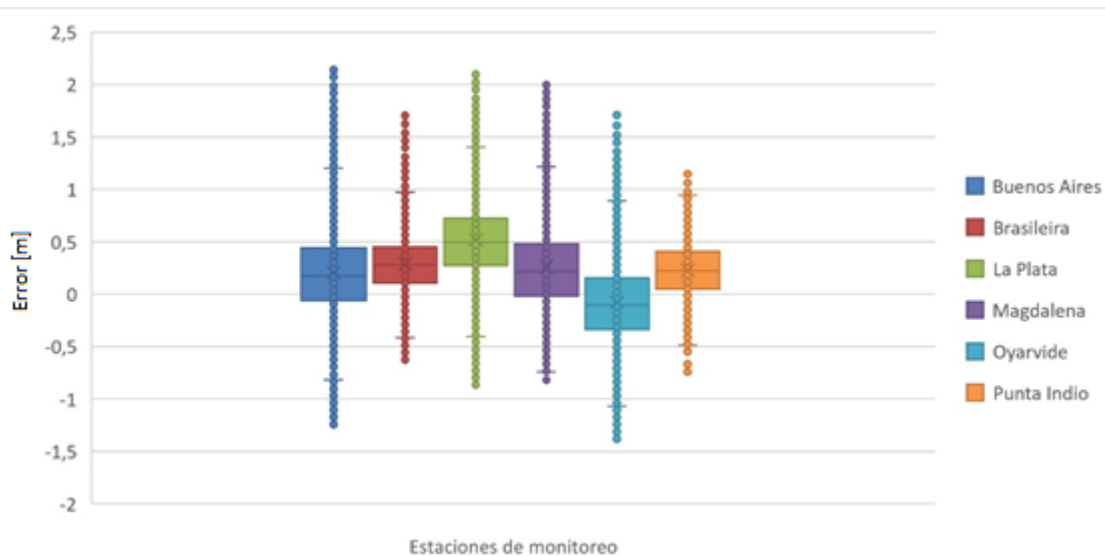


Figura Errores de nivel obtenidos en la validación para distintas estaciones.

En lo que respecta a la comparación de corrientes, se confeccionaron las rosas de corriente para las seis estaciones ADCP empleadas en la campaña (Figura 44); se empleó la velocidad medida integrada en toda la profundidad.

Se aprecia que el modelo representa correctamente la dirección general de la marea en todos los casos, salvo una pequeña desviación en el ADCP 4, donde la corriente simulada tiene una inclinación ligeramente más alineada con la dirección E-O que la observada. Por su parte, en las estaciones 1 y 2 la corriente medida se muestra especialmente difusa, sin una tan clara dirección predominante como en las otras cuatro; en este caso también se considera satisfactoria la representación que se logra del comportamiento del estuario.

## 5. Metodología

En lo referido al módulo de la corriente, se observa cierta subestimación del mismo, especialmente en la estación 3 durante las crecidas y en los eventos más alejados de la dirección principal de marea en las estaciones 1 y 2, pero se sostiene que dicha desviación no tendrá grandes impactos en la modelación de la dinámica sedimentológica en el Río de la Plata, por lo que se los asume aceptables.

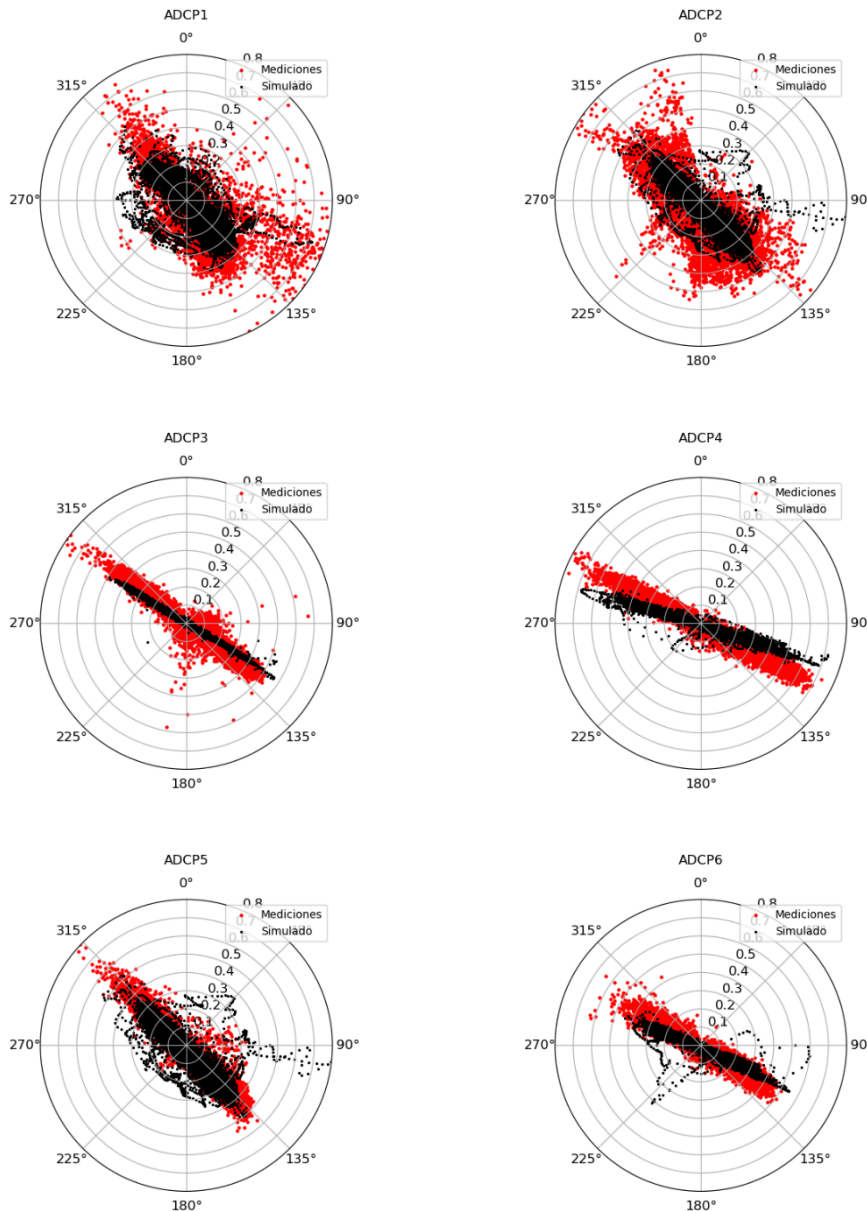


Figura 44 Comparación de rosas de corriente para el año 2009.

### 5.3.5 Incidencia de los fenómenos atmosféricos en las tensiones de corte

En el presente apartado se realiza un análisis cuantitativo de la incidencia que los forzantes atmosféricos tienen en lo que respecta a las tensiones de corte en el estuario y particularmente en las regiones cercanas al Frente de Avance del Río Paraná. Comprender dicha importancia relativa permite tomar dimensión del efecto que los eventos de tormenta pueden tener sobre la dinámica sedimentológica en el Frente y

zonas aledañas, dado que, intuitivamente, se espera que movimientos relativamente veloces del agua – como los producidos por sudestadas – introduzcan sobre el lecho tensiones de corte mayores.

Para la comparación se simuló el intervalo de tiempo comprendido entre el 22/01/18 y el 28/01/2018 para captar la sudestada ocurrida el 24/01/2018. Luego se calculó la diferencia entre los mapas de tensiones de corte obtenidos con y sin los forzantes atmosféricos (los mismos tomados a intervalos regulares de 30 minutos) para después calcular la media de dicho campo escalar (Figura 45).

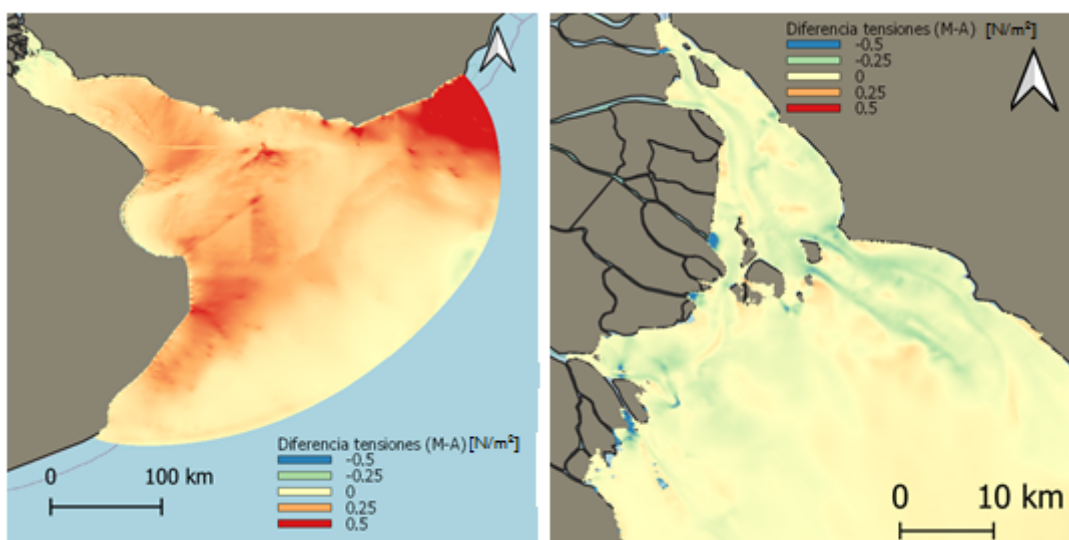


Figura 45 Media de la diferencia entre tensiones de corte obtenidas con condiciones meteorológicas y astronómicas; vista regional (izq.) y local del Frente del Delta (der.).

Para el evento de sudestada se observa que se dan tensiones sensiblemente mayores que las habidas en condiciones de calma meteorológica a lo largo de todo el estuario salvo para el Río de la Plata Interior, donde dicha diferencia no sólo disminuye sensiblemente sino que se revierte, como puede notarse en los canales que bordean a la Isla Martín García. Este fenómeno de atenuación de las diferencias habidas entre ambos campos de tensiones de corte puede deberse a que en la región del Frente del Delta la velocidad del agua decaiga abruptamente y se acumule allí. De todos modos, al sur de las islas Oyarvide y Solís, así como también al este de los Bajos del Temor, se aprecia – levemente – cierta diferencia positiva entre las tensiones meteorológicas y las astronómicas.

La incidencia que los fenómenos meteorológicos parecerían tener sobre las condiciones hidrodinámicas en el Frente de Avance del Delta del río Paraná pueden calificarse como bajas a partir de lo visto, especialmente si se contempla la baja frecuencia de eventos importantes de sudestada, pero se estudiará en detalle el impacto que estos fenómenos tienen en el crecimiento del Delta (ver *Apartado sensibilidad del Frente a forzantes meteorológicos*).

## 5. Metodología

### 5.3.6 Validación del subdominio B

Una vez validado el modelo de mayor tamaño, el Dominio A, se procedió a corroborar que el de menor extensión, el denominado B, capte correctamente los fenómenos hidrodinámicos del Río de la Plata Interior. Para ello, se simuló una sudestada empleando el modelo de menor tamaño forzando su condición de borde sur con las series de nivel obtenidas del modelo inicial y considerando los campos de viento y presión atmosférica correspondiente.

Al analizar los resultados obtenidos (Figura 46) se concluye que mediante la condición de borde sur el dominio A es capaz de transferirle toda la información simulada al B, que, a su vez, forzado por los fenómenos atmosféricos, representa correctamente el comportamiento agregado de la región.

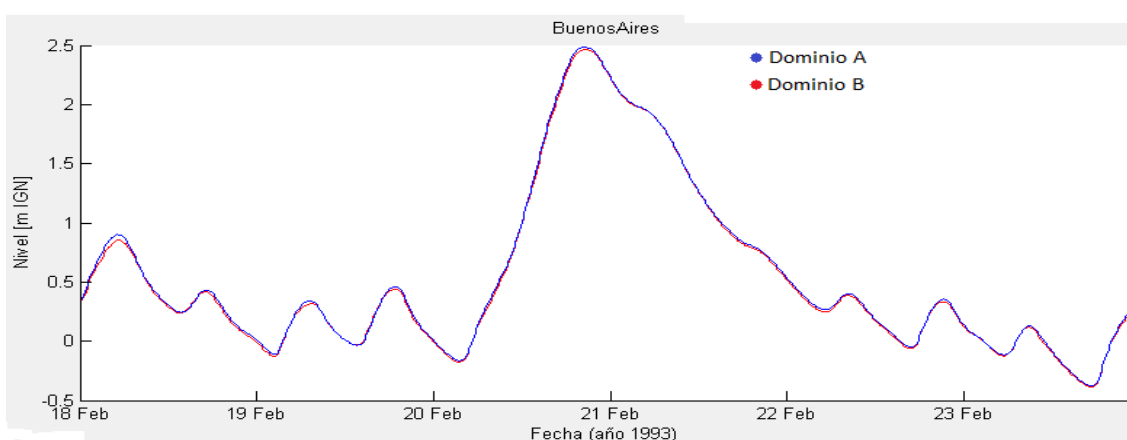


Figura 46 Comparación de resultados obtenidos empleando los dos dominios definidos.

De la total correspondencia entre ambos resultados se concluye que el subdominio B es capaz de representar el comportamiento del estuario en igual medida que el dominio A, ya validado en tanto modelo hidrodinámico del Río de la Plata en los apartados anterior.

## 5.4 Calibración de los procesos sedimentológicos

### 5.4.1 Introducción

En el presente apartado se trata la calibración de los parámetros que describen el comportamiento de los sedimentos que llegan al Río de la Plata desde el Paraná. Se busca con dicha calibración hallar un conjunto de parámetros que le permita a la carga de lavado interactuar con el modelo hidrodinámico ya calibrado de manera tal que representen correctamente la dinámica de sedimentación y erosión propia del Frente del Delta del Río Paraná.

### 5.4.2 Información, indicadores y criterios

El período de calibración fue el comprendido entre los años 2007 y 2016. Para el análisis de los resultados se empleó la carta náutica H130 publicada por el S.H.N. en

el año 2016 en complemento con imágenes satelitales tomadas en el período 2016-2018 para desarrollar un modelo digital de elevación correspondiente al final del intervalo en cuestión, empleando la misma metodología que para la generación de la batimetría inicial del modelo correspondiente al año 2007.

El análisis de los resultados se realizó mediante la obtención de curvas de nivel correspondiente al 0 m MOP y su comparación con las propias obtenidas de los modelos de elevación digitales de los períodos inicial y final del período de calibración. Analizar los resultados a través de esta variable facilita el proceso ya que permite estudiar a simple vista la morfología de los cambios simulados junto con su extensión. Además, al emplear una única curva de nivel de baja profundidad se evita incorporar ruido producto de la baja densidad de datos de las cartas en regiones de mayor profundidad no representadas en las imágenes satelitales, como sería el caso de calcular diferencias de batimetría entre el instante final e inicial. La Figura 47 ilustra la comparación de las curvas de nivel 0 m MOP para el frente de avance de los años 2007 y 2017.

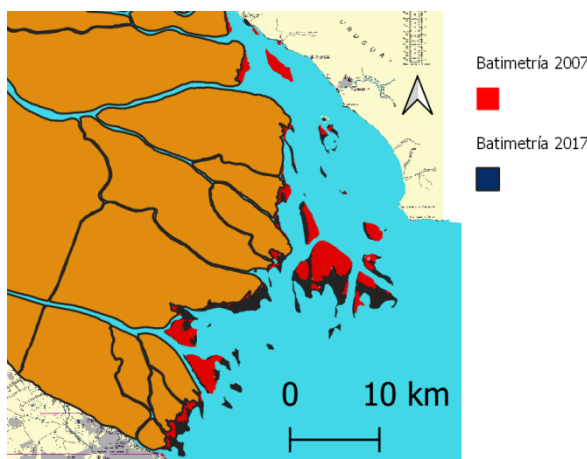


Figura 47 Comparación de curvas de nivel 0 m MOP, 2007 y 2017.

El indicador cuantitativo que se empleó para la comparación de los resultados obtenidos consistió en la sumatoria de las áreas de aquellas celdas en las que el nivel del terreno resultó emergido respecto al 0 MOP. De esta manera se trabaja con un escalar que representa la superficie emergida en cierta región y puede ser comparado con el obtenido en otras simulaciones.

Para lograr un análisis más detallado de los resultados, la comparación se realizó discriminando cuatro regiones diferentes dentro del propio frente de avance del Delta del río Paraná (Figura 48), a saber: las inmediaciones del comienzo del Canal Emilio Mitre, desde la costa hasta la Isla Zárate; la zona de los Bajos del Temor; la región donde se hallan las islas Oyarvide, Solís y Lucía y, por último, el sector norte del dominio, donde está el Islote El Matón y la Isla Juncal.

## 5. Metodología

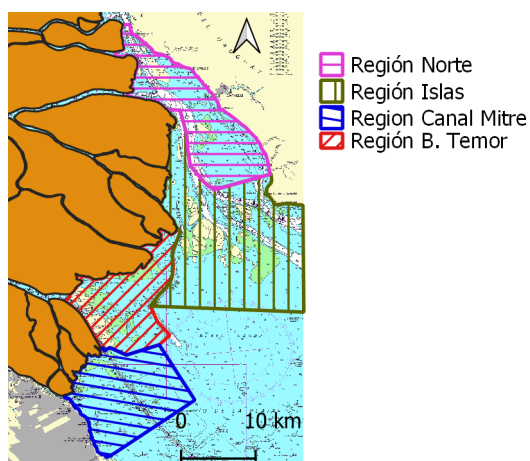


Figura 48 Subdivisión propuesta del Frente de Avance.

De manera complementaria al indicador cualitativo antes mencionado, en cada región se analizó cualitativamente los resultados de cada simulación, evaluando si los fenómenos calculados conciben con los observados en la realidad; esto es necesario ya que el indicador cualitativo sólo analiza superficies emergidas sin distinguir si su ubicación guarda correlación o no con los fenómenos efectivamente ocurridos en la región en estudio.

### 5.4.3 Proceso de calibración

La calibración de los fenómenos sedimentológicos presentes en el frente de avance del Delta del río Paraná se llevó a cabo variando de manera individual los siguientes parámetros: parámetro de difusividad,  $D [m^2/s]$ , velocidad de caída de cada una de las fracciones consideradas,  $w_s [mm/s]$ , tensiones críticas de sedimentación y erosión,  $\tau_{Cr}^S$  y  $\tau_{Cr}^E [N/m^2]$ , respectivamente y por último el parámetro de erosibilidad,  $E [kg/(m^2 * s)]$ .

Las variaciones de cada parámetro se realizaron a partir de una simulación base, denominada *Sed\_0* (descrita en la Tabla 10, junto con las demás configuraciones propuestas), cuyos parámetros surgen de valores de relativo consenso entre los antecedentes al presente trabajo. A partir de dicho conjunto de parámetros, se varió cada uno de los parámetros intervinientes en los fenómenos sedimentológicos cuidando tener, para cada uno de ellos, configuraciones que fomenten una mayor y menor movilidad de los sedimentos. Sólo en el caso de la velocidad de caída se discriminó entre las distintas fracciones para las variaciones, dado que justamente a través de este parámetro es que se asume el diámetro medio de la fracción,  $d_{50}$ ; en los otros casos, las variaciones de los parámetros de las tres fracciones de sedimento se hicieron al unísono.

		D [m <sup>2</sup> /s]	E [kg/m <sup>2</sup> s]	W <sub>s</sub> [mm/s]			Tensión crítica [N/m <sup>2</sup> ]						
				Arcilla	Limo	Arena	Arcilla		Limo		Arena		
							Sed.	Erosión	Sed.	Erosión	Sed.	Erosión	
0		Base	50	1,0E-05	0,005	0,72	7	0,21		0,21		0,25	
1		Bajo	10	1,0E-05	0,005	0,72	7	0,21		0,21		0,25	
		Base	50	1,0E-05	0,005	0,72	7	0,21		0,21		0,25	
2	ΔD	Alto	100	1,0E-05	0,005	0,72	7	0,21		0,21		0,25	
3	ΔW <sub>s</sub>	Mayor W <sub>sC</sub>	50	1,0E-05	0,05	0,72	7	0,21		0,21		0,25	
4		Mayor W <sub>sC</sub> , W <sub>sM</sub>	50	1,0E-05	0,05	1	7	0,21		0,21		0,25	
4bis		Mayor W <sub>sC</sub> , W <sub>sM</sub>	50	1,0E-05	0,05	20	7	0,21		0,21		0,25	
5		Mayor W <sub>sC</sub> , W <sub>sM</sub> , W <sub>sS</sub>	50	1,0E-05	0,05	1	9	0,21		0,21		0,25	
		Base	50	1,0E-05	0,005	0,72	7	0,21		0,21		0,25	
6		Menor W <sub>sM</sub>	50	1,0E-05	0,005	0,5	7	0,21		0,21		0,25	
7	Δτ	Muy poca sed.	50	1,0E-05	0,005	0,72	7	0,05		0,05		0,1	
8		Poca sed.	50	1,0E-05	0,005	0,72	7	0,1		0,1		0,15	
		Base	50	1,0E-05	0,005	0,72	7	0,21		0,21		0,25	
9		Mayor sed.	50	1,0E-05	0,005	0,72	7	0,27		0,27		0,32	
10		Mucho más sed.	50	1,0E-05	0,005	0,72	7	0,32		0,32		0,4	
11		Menor erosión I	50	1,0E-05	0,005	0,72	7	0,21	0,3	0,21	0,3	0,25	0,4
12	ΔE	Menor erosión II	50	1,0E-06	0,005	0,72	7	0,21		0,21		0,25	
13		Menor Erosión III	50	5,0E-06	0,005	0,72	7	0,21		0,21		0,25	
		Base	50	1,0E-05	0,005	0,72	7	0,21		0,21		0,25	
14		Mayor Erosión	50	1,0E-04	0,005	0,72	7	0,21		0,21		0,25	

Tabla 10 Configuraciones de parámetros propuestas para la calibración.

Si bien el sistema *Delft3D* permite definir ciertos parámetros por zonas (como la tensión crítica de corte de sedimentación/erosión o el coeficiente de Manning), se consideró preferible imponer estos valores uniformes por asumir que en todo el dominio el comportamiento de los sedimentos no varía por provenir en su conjunto de una misma fuente y por ende tener características similares. De haber definido distintos valores según regiones probablemente se podría haber alcanzado un mejor resultado a lo largo de la calibración, pero a riesgo de lograr un sobreajuste que afecte negativamente los resultados obtenidos en la explotación del modelo.

Los forzantes de origen fluvial en todas las pruebas de esta etapa fueron series de caudales líquido y sólido constantes ingresantes por los tributarios considerados (Tabla 11) correspondientes a la media del caudal líquido y concentración de cada uno de los cursos durante el año 2007; para la determinación de la media del caudal líquido de cada tributario se empleó la serie horaria simulada por el modelo numérico del Delta del río Paraná desarrollado por el PHC, mientras que para calcular la concentración media se usó la serie diaria generada de acuerdo a la metodología descrita en 5.2.4.2.

El empleo de las medias correspondientes particularmente al año 2007 en vez de seleccionar años medios distintos, uno para la cuenca del Bermejo (principal determinante de la masa de sólidos que llega al Río de la Plata) y otro para el caudal líquido del río Paraná se basó en la decisión de lograr representar un escenario real de ingreso de sedimentos al estuario definido por la conjunción de cierto caudal en cada uno de los dos ríos intervinientes en la determinación de la concentración; en caso de

## 5. Metodología

haber combinado un año tipo medio del Bermejo con otro año tipo medio del Paraná para determinar una serie promedio de concentración como conjunto hubiera implicado generar un escenario sintético que no es lo que se persigue en esta instancia del trabajo.

Tributario	$Q_c$ [m <sup>3</sup> /s]	$Q_s$ [kg/m <sup>3</sup> ]	
Barca Grande	900	Arcilla	0,04763
		Limo	0,09526
		Arena	0,01300
Barquita	294	Arcilla	0,04763
		Limo	0,09526
		Arena	0,01300
Bravo	4617	Arcilla	0,04763
		Limo	0,09526
		Arena	0,01300
Canal del Este	54	Arcilla	0,04763
		Limo	0,09526
		Arena	0,01300
Guazú	4550	Arcilla	0,04763
		Limo	0,09526
		Arena	0,01300
Gutierrez	565	Arcilla	0,04763
		Limo	0,09526
		Arena	0,01300

Tributario	$Q_c$ [m <sup>3</sup> /s]	$Q_s$ [kg/m <sup>3</sup> ]	
Luján	165	Arcilla	0
		Limo	
		Arena	
Paraná de las Palmas	3353	Arcilla	0,04763
		Limo	0,09526
		Arena	0,01300
Paraná Mini	316	Arcilla	0,04763
		Limo	0,09526
		Arena	0,01300
Sauce	4447	Arcilla	0,04763
		Limo	0,09526
		Arena	0,01300
Uruguay	4500	Arcilla	0
		Limo	
		Arena	

Tabla 11 Caudales y concentraciones empleadas como forzantes en todas las pruebas del proceso de calibración.

Como consecuencia de dicha selección, considerando que el año 2007 en particular fue un año de alto caudal líquido en el río Bermejo (y por consecuencia, de gran llegada de caudal sólido al río Paraná) es de esperar que el modelo exagere la sedimentación respecto a los cambios morfológicos efectivamente observados en la realidad. A su vez, en tal año también hubo un elevado caudal en el río Paraná, por lo que la combinación de ambas crecidas probablemente genere un exceso de sedimentación que no pueda ser cuantificable respecto a lo que el modelo representaría con concentraciones y caudal efectivamente medios. Así y todo, se espera que dicho excedente no afecte sensiblemente la dinámica hidrosedimentológica de las distintas configuraciones para el período de calibración de 10 años<sup>7</sup>.

Por su parte, sobre la frontera sur del modelo se impuso sólo la marea astronómica. De esta manera se espera poder representar los procesos sedimentológicos de la región en las condiciones más cercanas a la media estadística, para luego incorporar otros forzantes (como ser las series horarias de caudales y los forzantes atmosféricos) y poder contrastar la incidencia que éstos últimos tienen en los resultados morfológicos.

El lecho del río se consideró libre de todo sedimento inicial para poder analizar de manera discriminada el comportamiento propio del sedimento aportado por los

<sup>7</sup> Se realizaron simulaciones de prueba considerando ingresos de sólidos aproximadamente iguales a la mitad de lo resultante de la selección inicial. Se corroboró que en ningún caso el comportamiento del sistema varió significativamente al modificar el caudal sólido ingresante; por su parte, la reducción del área emergida en estos casos no fue tal como para que el modelo subestime la sedimentación habida en la región.

distintos tributarios y la distribución que éste adopta una vez finalizada cada simulación. Además, de esta manera, se puede luego cuantificar la incidencia de los fenómenos de resuspensión incorporando el fondo móvil como condición inicial (ver 5.4.6).

Para lograr una mejor economía del costo computacional, para todas las simulaciones se adoptó un factor de aceleración igual a 100 (en el anexo II se presentan los resultados obtenidos del análisis de robustez llevado a cabo a esta herramienta numérica), por lo que el tiempo simulado consistió en 36 días. Además, para cada caso se adoptó un período igual a 15 días en el que no se consideraron cambios morfológicos en el lecho con tal de alcanzar cierto estado de régimen en las concentraciones para cada fracción. De esta manera se logra un campo escalar de concentración particular para cada configuración y se evita forzar con un campo inicial uniforme común a distintos conjuntos de parámetros.

Al analizar los resultados del conjunto de simulaciones a través del indicador cualitativo (Tabla 12) descrito con anterioridad, se observa inmediatamente que el modelo exagera sustancialmente la superficie emergida al final del período de calibración respecto a lo observado en cada una de ellas. En la región del Canal E. Mitre, donde el modelo representa con menor margen de exceso el crecimiento del frente de avance si se considera la media de las distintas configuraciones propuestas, la emergencia adicional que presenta el modelo oscila entre el 69% y 157% respecto a lo observado. Por su parte, la región norte del dominio muestra discrepancias muy elevadas entre la emergencia simulada y la observada (siendo un orden de magnitud mayor la primera en las mejores configuraciones y cuatro veces mayor en la que peor resultado brinda en lo que respecta al indicador cuantitativo). En valores intermedios de error se hallan las regiones de los Bajos del Temor y la de las islas, donde las discrepancias oscilan entre 158% y 348% para la primera y 10,8% y 155% para la última.

Comparando para cada región el error cometido por la simulación en representar el crecimiento del área emergida se concluye que, salvo para la región del Canal Emilio Mitre, la configuración que menos exagera el avance del Delta del río Paraná es la Sed\_7, que es aquella que fija la tensión de corte crítica de sedimentación y erosión en  $0,05 N/m^2$ .

Por su parte, las configuraciones que mayores márgenes devolvieron respecto al crecimiento observado fueron aquellas que implican un aumento de la velocidad de caída de las arcillas; el aumento de dicha variable en un orden de magnitud (la configuración Sed\_3 aumenta la velocidad de sedimentación de las arcillas en un orden de magnitud, llevándola de  $0,005 mm/s$  a  $0,5 mm/s$ ) implicó un gran crecimiento del área emergida respecto a lo dado en la configuración Sed\_0. Esto implica una alta sensibilidad del modelo ante la fracción con la que se representan a las arcillas.

## 5. Metodología

---

Contrariamente a lo que sucede con las arcillas, se aprecia que un aumento en la velocidad de caída de los limos implica una sedimentación más concentrada superficialmente, ya que en las configuraciones Sed\_4 y Sed\_4bis (en las que se aumenta la velocidad de caída de los limos desde 0,72 mm/s a 1 mm/s y 20 mm/s, respectivamente) se aprecia una caída sensible del área emergida al final del intervalo de calibración respecto a la configuración Sed\_3.

Por su parte, la velocidad de caída de la fracción arena no parece tener gran incidencia en los fenómenos simulados, ya que al incrementarse de 7 mm/s a 9 mm/s no se obtienen grandes diferencias en ninguna de las cuatro regiones de estudio (sólo se obtiene una baja de la superficie emergida de alrededor del 2% al comparar las configuraciones Sed\_4 y Sed\_5).

Por último, se aprecia al analizar la configuración Sed\_6 que una baja en la velocidad de caída de los limos implica (salvo en la región norte del dominio) un aumento de la superficie emergida. Esta observación, en conjunto con la importante reducción de superficie emergida obtenida al aumentar la misma velocidad de caída, parecería implicar que en el rango de diámetro medio en el que se trabaja inicialmente para los limos (cercano a los 27  $\mu m$ ) hay una continuidad de diámetros posibles que podrían estar provocando en gran medida el avance del Frente de Avance del Delta. En los casos de un mayor  $d_{50}$ , se observa una sedimentación más rápida de la carga suspendida, mientras que en el caso contrapuesto la sedimentación lenta permite que haya material suspendido restante en la columna de agua para sedimentar finalmente aguas abajo. Por su parte, parecería ser que el  $d_{50}$  inicial asumido para las arcillas implica que las mismas no intervengan sensiblemente en el crecimiento del Delta, ya que es muy abrupto el salto comparativo de la superficie emergida al aumentar dicho valor respecto a la configuración inicial.

De los distintos conjuntos de parámetros propuestos variando las tensiones de corte críticas de sedimentación y erosión de las fracciones consideradas, salvo en la región del Canal E. Mitre, se observa que las diferencias habidas en la superficie emergida entre las simulaciones Sed\_7, Sed\_8, Sed\_0, Sed\_9 y Sed\_10 son relativamente pequeñas, por lo que se puede afirmar que la sensibilidad del modelo a dicho parámetro es baja. Sólo se nota un incremento – aunque de pequeño valor – al incrementar además la tensión de corte crítica de erosión; es decir, tiene mayor impacto en el comportamiento del sistema un cambio en el valor umbral a partir del cual hay erosión que uno en el valor debajo del cual hay sedimentación.

Por su parte, la calibración de la variable representativa de los fenómenos difusivos del material suspendido en el cuerpo de agua, la difusividad, mostró que, tanto para una disminución de su valor (Sed\_1), como para un aumento (Sed\_2), la superficie insular emergida simulada por el modelo aumenta respecto a la

configuración inicial Sed\_0 que propone un  $D = 50 \text{ m}^2/\text{s}$ . Este comportamiento del modelo señala un cambio del comportamiento que rige los fenómenos sedimentológicos en las dos simulaciones propuestas para la calibración. En el caso de la disminución de la difusividad, las plumas de concentración resultan más concentradas en el espacio (y por ende se obtienen mayores valores de concentración) provocando una mayor sedimentación en las inmediaciones de las desembocaduras, sin permitir que los sedimentos se dispersen por el estuario. Por su parte, la configuración Sed\_2, de mayor difusividad, provoca una extensión de las plumas de concentración que, si bien a menor tasa debido a la consecuente menor concentración, también provocan una extensión de la región emergida respecto al caso intermedio planteado en Sed\_0.

En lo referido a las sensibilidades llevadas a cabo con la variable de la tasa de erosibilidad, se observa que un incremento sustancial en la erosibilidad del lecho del Río de la Plata implica un aumento relativamente pequeño en la emergencia de nuevas islas. Si bien este comportamiento indica una baja sensibilidad del modelo al parámetro en cuestión, no deja de ser relevante hacer notar el papel que juega la erosión de material previamente sedimentado en el avance posterior del Frente al haber fenómenos erosivos.

## 5. Metodología

		Indicador superficial [m2]															
		Región del Canal Mitre				Región de los Bajos del temor				Región de las Islas				Región Norte			
		Área emergida [km <sup>2</sup> ]	Dif. f-i [km <sup>2</sup> ]	Dif. Avance sim. - Obs.	Dif. Avance sim. - Obs. [%]	Área emergida [km <sup>2</sup> ]	Dif. f-i [km <sup>2</sup> ]	Dif. Avance sim. - Obs.	Dif. Avance sim. - Obs. [%]	Área emergida [km <sup>2</sup> ]	Dif. f-i [km <sup>2</sup> ]	Dif. Avance sim. - Obs.	Dif. Avance sim. - Obs. [%]	Área emergida [km <sup>2</sup> ]	Dif. f-i [km <sup>2</sup> ]	Dif. Avance sim. - Obs.	Dif. Avance sim. - Obs. [%]
Batimetría 2007		5,90				25,43				40,39				14,10			
Sed_0		19,17	13,27	5,86	79,16%	70,37	44,95	32,58	263,43%	125,92	85,53	43,30	102,55%	80,06	65,96	61,26	1304,43%
ΔD	Sed_1	20,36	14,46	7,06	95,32%	72,57	47,14	34,77	281,17%	109,81	69,43	27,20	64,41%	63,95	49,85	45,15	961,45%
	Sed_2	21,16	15,26	7,85	106,06%	72,21	46,79	34,42	278,31%	131,48	91,10	48,87	115,72%	73,59	59,49	54,80	1166,84%
ΔWs	Sed_3	24,90	19,00	11,60	156,59%	80,82	55,39	43,02	347,86%	147,96	107,57	65,34	154,74%	79,54	65,44	60,75	1293,52%
	Sed_4	23,71	17,81	10,40	140,51%	79,90	54,48	42,11	340,49%	145,98	105,60	63,37	150,06%	80,03	65,93	61,23	1303,85%
	Sed_4bis	18,55	12,65	5,25	70,86%	74,88	49,46	37,09	299,89%	123,43	83,05	40,82	96,66%	79,31	65,21	60,51	1288,51%
	Sed_5	23,79	17,89	10,49	141,66%	79,70	54,28	41,91	338,87%	145,82	105,43	63,20	149,66%	80,17	66,07	61,38	1306,95%
	Sed_6	21,21	15,31	7,91	106,82%	72,08	46,65	34,29	277,23%	127,47	87,08	44,85	106,21%	70,66	56,56	51,87	1104,45%
Δt	Sed_7	22,53	16,63	9,22	124,57%	57,29	31,87	19,50	157,66%	87,19	46,80	4,57	10,83%	41,12	27,02	22,32	475,30%
	Sed_8	23,91	18,01	10,60	143,21%	68,78	43,35	30,99	250,53%	115,54	75,15	32,92	77,96%	62,95	48,85	44,16	940,26%
	Sed_9	18,84	12,94	5,53	74,70%	69,31	43,89	31,52	254,87%	118,32	77,93	35,70	84,54%	69,79	55,69	50,99	1085,86%
	Sed_10	18,44	12,54	5,14	69,38%	69,31	43,89	31,52	254,86%	111,11	70,72	28,49	67,47%	68,55	54,45	49,76	1059,48%
	Sed_11	18,73	12,83	5,43	73,30%	70,35	44,92	32,56	263,24%	121,67	81,28	39,05	92,48%	70,25	56,14	51,45	1095,54%
ΔE	Sed_12	18,43	12,53	5,13	69,25%	70,66	45,24	32,87	265,78%	119,76	79,37	37,15	87,97%	69,80	55,70	51,00	1085,96%
	Sed_13	19,15	13,25	5,84	78,92%	70,76	45,34	32,97	266,57%	123,36	82,97	40,75	96,49%	70,66	56,56	51,86	1104,31%
	Sed_14	24,45	18,55	11,14	150,49%	73,66	48,23	35,87	290,00%	129,90	89,51	47,29	111,98%	70,64	56,54	51,84	1103,84%
Batimetría 2017		13,30	7,40			37,79	12,37			82,62	42,23			18,80	4,70		

Tabla 12 Indicadores superficiales de las configuraciones planteadas para la calibración.

En lo que respecta al análisis cualitativo de los distintos resultados obtenidos con cada una de las configuraciones planteadas se llevó a cabo comparando cada resultado con la comparación entre el resultado de la configuración base, Sed\_0, y las curvas de nivel 0 m MOP del modelo digital de elevación correspondiente al año 2016. El resultado de esta configuración inicial (Figura 49) se desarrolla a continuación:

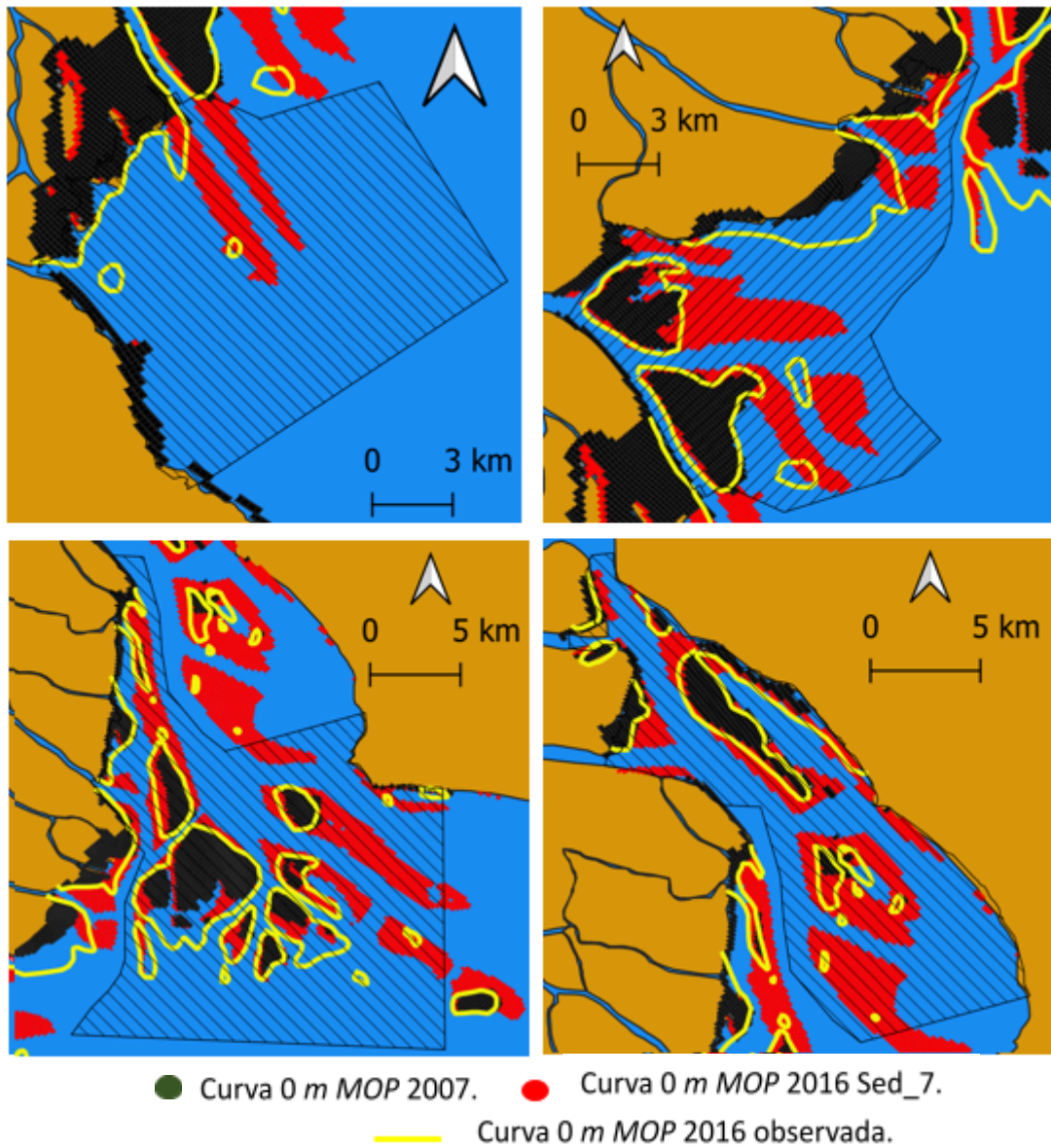


Figura 49 Comparación de curvas de nivel 0 m MOP 2007 y 2016 observadas con 2016 simulada Sed\_0 en Canal Mitre (arriba izq.), Bajos del temor (arriba der.), Islas (abajo, izq.) y región norte (abajo, der.).

En la región de la desembocadura del Canal Emilio Mitre al Río de la Plata se observa en primera instancia la formación de grandes dorsales sobre ambas márgenes del canal según la simulación. En la realidad, sobre margen izquierda no se presenta este fenómeno (que implica una continuación longitudinal del extremo sur de la Isla Zárate), mientras que sobre la derecha se aprecia cierto crecimiento consistente con lo simulado, pero de menor envergadura; se produce cierta prolongación longitudinal de

## 5. Metodología

---

la isla hacia el sudoeste que coincide con el comienzo de la dorsal predicha por el modelo numérico. Además, cercano al extremo de la dorsal derecha se ve la emergencia de una pequeña superficie de forma ovalada. Estas dos formaciones observadas dan indicios suficientes para asegurar que una dorsal efectivamente se está desarrollando en la zona, pero aún la región intermedio entre ambas zonas ya emergidas presenta menor altura.

Por su parte, al este de la desembocadura del Canal Mitre (entre dicho punto y la costa bonaerense) se ve que de acuerdo a la batimetría observada en el año 2016 hubo un crecimiento de dichas islas que no logró ser captado por el modelo. En dicha región, la batimetría final del modelo (en lo que respecta a cota 0 *m MOP*) no varió prácticamente respecto a la condición inicial del año 2007. Esta representación fallida de los cambios morfológicos puede ser debida a tres fuentes de error (o a una combinación de ellas): en primera instancia, puede deberse a una mala descripción alcanzada de los sedimentos a través de la configuración de los parámetros empleados hasta ahora. También puede tener origen en una insuficiente resolución de la información batimétrica disponible que no permite representar correctamente los fenómenos hidrológicos que luego darían las condiciones propicias para la sedimentación en la región, mientras que, por último, también puede ser un error causado por despreciar la incidencia que los tributarios menores tienen sobre el crecimiento del Frente del Delta (dado que considerar a estos cursos de pequeño tamaño como condiciones de borde ayudaría a distribuir de manera más uniforme el ingreso de caudal sólido al estuario). La primera posibilidad de fuente de error podrá estudiarse a partir del análisis de las distintas configuraciones propuestas, mientras que las últimas dos no pueden ser estudiadas debido a la falta de información referida a una batimetría pasada (sumado a dificultades técnico-económicas que implicaría llevar a cabo un relevamiento minucioso de la región en cuestión) y a los cursos menores de la región.

Por otro lado, en la región correspondiente a los Bajos del Temor se ve que las islas ubicadas al norte de la Isla Zárate crecen longitudinalmente de manera exagerada según el modelo al compararla con el modelo digital de elevación desarrollado para el año 2016. Cabe destacar de todos modos que, en esta configuración, el crecimiento de las islas, si bien exagerado, parecería respetar la morfología que los cambios efectivamente ocurridos tienen, por lo que los fenómenos hidrosedimentológicos estarían bien representados en forma y lugar, pero en incorrecta cantidad.

La Isla Zárate, a su vez, presenta un crecimiento importante de su extremo oriental hacia el sudeste de acuerdo al modelo. En la realidad, se aprecia que efectivamente hay sedimentación en la región debido a la aparición de una isla de pequeña extensión superficial coincidente con el extremo del crecimiento predicho numéricamente. De todos modos, el modelo nuevamente exagera la sedimentación y

la emergencia de nuevas regiones. Frente a este crecimiento principal de la Isla Zárate, hacia el este, el modelo describe la emergencia de una isla de proporciones relativamente grandes; dicho comportamiento es acorde a lo observado, ligeramente desplazado al sudeste, salvo cierta exageración en el tamaño.

Al oeste de la desembocadura del Paraná Miní nuevamente se ve que el modelo es incapaz de representar correctamente el crecimiento de las regiones más alejadas de las desembocaduras de los cursos principales, donde en la realidad hubo un avance importante del Frente de Avance. En las inmediaciones de dicho río se observa que el modelo indica la presencia de importante sedimentación que en la realidad no se aprecia de manera particularmente clara, si bien sí hubo allí cierto crecimiento del Frente.

En la región correspondiente a las islas ubicadas frente a la costa uruguaya, se distingue a simple vista la aparición de una importante prolongación de la Isla Martín García hacia el sudeste de acuerdo al modelo que no tiene correlación con lo observado en las curvas de nivel obtenidas del modelo digital de elevación correspondiente al año 2016. Sin embargo, sí tendría cierto sustento según lo comentado en el apartado *Cambios morfológicos registrados en imágenes satelitales (2006 – 2016)* a pesar del claro error en la dimensión de la emergencia. Una situación análoga se observa al norte de la Isla Lucía, donde el modelo predice la formación de una dorsal de dirección N-S sobre margen derecha del Canal Principal que une dicha isla con el propio frente; nuevamente, allí se observan procesos claros de sedimentación en la realidad, pero no en tal magnitud, dado que hasta ahora sólo han emergido islas de dimensiones reducidas.

En la Isla Solís se observa que el modelo representa correctamente, tanto en forma (esbelta) como en posición y tamaño la prolongación que se dirige hacia el oeste, bordeando al curso profundo que separa las islas del Frente. Por su parte, en la Isla Oyarvide y las otras menores ubicadas al sudeste de la misma, se observan regiones emergidas que, en su mayoría, coinciden en lugar con lo observado en la realidad, pero difieren sensiblemente en tamaño. La Isla Oyarvide en sí presenta según el modelo un crecimiento menor que el observado.

Por último, en la región norte del dominio la sedimentación se concentra principalmente en torno al Islote El Matón y en una región inmediatamente al sur del mismo, separadas entre sí por un surco de mayor profundidad. En primer lugar, en el Islote el Matón el modelo describe el importante crecimiento del mismo hasta convertirse en una isla de forma ovalada de grandes dimensiones. En la realidad, el Islote El Matón presentó en el intervalo 2007 – 2016 un crecimiento sensiblemente menor al devuelto por el modelo en desarrollo en forma de herradura. Análogamente, en la zona al sur del islote donde el modelo predice una gran sedimentación, en la

## 5. Metodología

---

realidad se observaron nuevas islas pequeñas que emergieron en los últimos 14 años, pero en una proporción sensiblemente menor.

Es relevante señalar que, de acuerdo a las curvas de nivel tomadas de los resultados del modelo, se logra observar alrededor del Islote El Matón la formación de albardones de elevada altura que rodean al centro deprimido de la isla. Esta morfología es característica de las islas de la región del Delta del río Paraná y es un logro que el modelo numérico logre representarla.

A partir de lo descrito en los párrafos previos, de las Tablas 13, 14, 15 y 16 indican los resultados de las diversas configuraciones que se definieron respecto para la calibración relacionándolos con los de la configuración Sed\_0.

		<b>Canal Mitre</b>
	<b>Sed_0</b>	Se desarrollan dorsales muy marcadas sobre ambas márgenes. Longitud aproximada de 7,5 <i>km</i> . Si bien se observa en la realidad sedimentación en la zona, se exagera notablemente en el modelo. Nulo avance en las inmediaciones de la desembocadura del Canal del Este (C.de E.)
<b>ΔD</b>	<b>Sed_1</b>	Sedimentación ligeramente mayor que en Sed_0 tanto en las dorsales como frente al CdE (600 <i>m</i> de largo adicionales en la primera zona, 150 <i>m</i> más de ancho en la segunda). Sí se extiende bastante el brazo de la Isla Zárate.
	<b>Sed_2</b>	Respecto a Sed_1, se ensancha ligeramente (100 <i>m</i> ) las dorsales.
<b>ΔWs</b>	<b>Sed_3</b>	Las dorsales se extienden 1200 <i>m</i> más que en el caso de Sed_0 y se ensanchan prácticamente lo mismo que en Sed_2. El brazo de la Zárate no crece sensiblemente más que en Sed_0
	<b>Sed_4</b>	Muy poca variación respecto a Sed_1.
	<b>Sed_4 bis</b>	Aparece cierta sedimentación en la desembocadura del CdE en comparación con las configuraciones previas (correcto). No se genera la dorsal sobre margen izquierda, sino que se forma una isla en V al sur de la Islas Zárate, que a su vez se desarrolla en forma de herradura.
	<b>Sed_5</b>	Las dorsales se extienden 1500 <i>m</i> respecto a Sed_0 y se ensanchan considerablemente también. Si bien hay mayor sedimentación en las inmediaciones del CdE, no es significativo.
	<b>Sed_6</b>	Extiende y ensancha un poco las dorsales y regiones sedimentadas frente al CdE respecto al Sed_0, pero no demasiado (500 <i>m</i> longitudinalmente, 100 <i>m</i> transversalmente).
<b>Δτ</b>	<b>Sed_7</b>	La dorsal sobre margen izquierda no llega a formarse, mientras que la de la derecha no se forma de manera continua, sino que consiste en dos manchas separadas. Exagera en ancho bastante más que las otras, pero la compensación en longitud respecto al resto es muy significativo.
	<b>Sed_8</b>	Sobre margen derecha exagera menos en longitud que Sed_7, pero sí se desarrolla una dorsal continua. Sobre margen izquierda se exagera la prolongación de la Isla Zárate. Frente a la desembocadura del C. de E., Sed_7 da ligeramente mejor.
	<b>Sed_9</b>	Sin grandes cambios respecto a Sed_8, salvo que las dorsales resultan ligeramente más angostas.
	<b>Sed_10</b>	Sin grandes cambios respecto a Sed_9.
	<b>Sed_11</b>	Diferencias prácticamente nulas respecto a Sed_0.
<b>ΔE</b>	<b>Sed_12</b>	Diferencias prácticamente nulas respecto a Sed_0.
	<b>Sed_13</b>	Diferencias prácticamente nulas respecto a Sed_0.
	<b>Sed_14</b>	Las dorsales se extienden ligeramente más que en Sed_0, con algunos picos que sobresalen. Frente a la desembocadura del C. de E. se desempeña ligeramente mejor que la corrida base Sed_0.

Tabla 13 Comparación de resultados de las distintas simulaciones respecto a la Sed\_0 en la región Canal Mitre.

## 5. Metodología

<b>Bajos del Temor</b>		
	<b>Sed_0</b>	Se exagera la magnitud de la sedimentación en el brazo este de la Isla Zárate (I.Z.). Los bajos del temor crecen de más 6 km aproximadamente. No se capta el crecimiento de las otras islas y en la desembocadura del Miní se exagera la sedimentación sustancialmente.
<b>ΔD</b>	<b>Sed_1</b>	Respecto a Sed_0, en I.Z. se incrementa 1000 m el crecimiento longitudinal de la isla. Además, se obstruye el curso norte de los bajos del temor (lo cual no se observa en la realidad). En la desembocadura del Miní, aumenta ligeramente el crecimiento de bancos e islas respecto a Sed_0.
	<b>Sed_2</b>	Sin cambios significativos respecto a Sed_0.
<b>ΔWs</b>	<b>Sed_3</b>	Salvo por un mayor crecimiento de la isla al este de la I.Z. (2km <sup>2</sup> aprox.) y la obstrucción del canal norte de los Bajos del Temor, no se observan grandes cambios respecto a Sed_0.
	<b>Sed_4</b>	Variación prácticamente nula respecto a Sed_3.
	<b>Sed_4 bis</b>	Respecto a Sed_0, se enfatiza la generación de canales bordeados por dorsales aguas debajo de los Bajos del temor y aparece un desarrollo al este del extremo sur de la I.Z. que condice con una isla efectivamente observada en las imágenes satelitales. Se forman dorsales en la desembocadura del Miní.
	<b>Sed_5</b>	Resultado idéntico a Sed_4.
	<b>Sed_6</b>	Salvo crecimiento mayor de 1 km <sup>2</sup> respecto a Sed_0 de la isla al este de la I.Z., no se aprecian grandes variaciones respecto a dicha configuración de parámetros.
<b>Δτ</b>	<b>Sed_7</b>	Acierta en cierta medida - aunque de forma exagerada - la sedimentación que hay en la isla norte de la región. Exagera menos (por 8 km <sup>2</sup> ) el crecimiento longitudinal de los Bajos del temor que la configuración Sed_0, pero exagera el crecimiento sur de la I.Z., dándole una forma más regular.
	<b>Sed_8</b>	Respecto a Sed_7, produce un mayor crecimiento de Los Bajos del Temor (6 km <sup>2</sup> adicionales), exagera más la dorsal sobre margen derecha en la desembocadura del Miní y desarrolla una isla aislada al sudeste de la I.Z.
	<b>Sed_9</b>	Colmata la desembocadura del Miní y del curso norte de los Bajos del temor. Exagera 5 km <sup>2</sup> más que Sed_8 el crecimiento de los Bajos del Temor y, en la isla que en dicha configuración se forma al sudeste de la I.Z. se da un crecimiento también aguas arriba.
	<b>Sed_10</b>	Los bajos del temor se extienden hasta el sur de la I.Z., que también crece desde su extremo este, formando así un canal bordeado por dorsales emergidas. Se colmata la desembocadura del Miní.
	<b>Sed_11</b>	Crecimiento ligeramente menor que en la configuración Sed_9, pero en las mismas regiones y manteniendo las mismas formas.
<b>ΔE</b>	<b>Sed_12</b>	Crecimiento ligeramente mayor que en la configuración Sed_0, pero sin grandes variaciones.
	<b>Sed_13</b>	Extensión del crecimiento intermedio entre Sed_12 y Sed_0.
	<b>Sed_14</b>	El principal cambio se da en el desarrollo de Los Bajos del Temor, que se ve agrandado tanto transversalmente tanto en su tramo medio (hacia el este) como extremo (hasta el oeste).

Tabla 14 Comparación de resultados de las distintas simulaciones respecto a la Sed\_0 en la región Bajos del Temor.

<b>Islas</b>		
	<b>Sed_0</b>	Genera una dorsal que une la Isla Lucía (I.L.) con la isla al norte y exagera el crecimiento transversal de la I.L. Crea una prolongación de la Isla Martín García (I.M.G.) hacia el sur y, junto con una dorsal que parte de la isla al este de la Isla Solís (I.S.), encajona al Canal de Buenos Aires. El crecimiento de la Isla Oyarvide (I.O.) se capta correctamente en lugar, pero se lo subestima en magnitud.
<b>ΔD</b>	<b>Sed_1</b>	Resultados prácticamente idénticos a los del Sed_0, salvo que se observa un mayor crecimiento en la región sudeste de la I.O.
	<b>Sed_2</b>	Resultado prácticamente idéntico a Sed_0, salvo mayor crecimiento transversal en las distintas dorsales generadas.
<b>ΔWs</b>	<b>Sed_3</b>	Ensancha las dorsales generadas en Sed_0 y las islas que en dicha simulación se formaban en V invertida, ahora son de forma ovalada. Se capta mejor que en dicha configuración el crecimiento de las zonas internas de la I.O.
	<b>Sed_4</b>	Variación prácticamente nula respecto a Sed_3.
	<b>Sed_4 bis</b>	La dorsal occidental que se forma no parte de la I.L. sino que lo hace desde el NE de la I.O. Además, desde el NO de la misma isla se forma una segunda isla curva que la conecta con la isla del frente. Las dorsales de la I.M.G. mantienen su longitud respecto a Sed_0, pero se desarrollan en forma de V invertida con brazos muy esbeltos (10 km x 0,5 km).
	<b>Sed_5</b>	Resultado idéntico a Sed_4.
	<b>Sed_6</b>	En términos de extensión de la creación de islas, es un resultado similar al obtenido en Sed_3, salvo que en este caso el crecimiento no se difunde tanto sino que queda concentrado en dorsales y figuras más definidas.
<b>Δτ</b>	<b>Sed_7</b>	Exagera 7,6 km menos el crecimiento de la I.M.G. respecto a Sed_0. Además, no provoca un crecimiento longitudinal de la I.L. (sí transversal de cerca de 500m). Al norte de la I.L. se desarrolla una dorsal, pero no llega a cerrarse a diferencia de las otras configuraciones. La I.O. crece más que en Sed_0, pero no se genera la isla longitudinal hacia el S en su extremo O.
	<b>Sed_8</b>	Respecto a Sed_0 produce un crecimiento mayor en el sentido transversal al flujo predominante, pero menor en el longitudinal. En relación con Sed_7, muestra desarrollo longitudinal de la I.L. hacia el norte y prácticamente se forma completamente la dorsal en dicha zona.
	<b>Sed_9</b>	Resultado muy similar a Sed_0, salvo por la unión de las islas que se forman al E de la I.O.
	<b>Sed_10</b>	Resultado prácticamente idéntico a Sed_9, salvo crecimiento de dos islas entre la I.M.G. y la I.L.
	<b>Sed_11</b>	Resultado prácticamente idéntico a Sed_0
<b>ΔE</b>	<b>Sed_12</b>	Resultado prácticamente idéntico a Sed_0 salvo unión de islas al NE de la I.S. (similar a Sed_9).
	<b>Sed_13</b>	Resultado prácticamente idéntico a Sed_12.
	<b>Sed_14</b>	Se diferencia de Sed_12 por no unirse las islas al NE de la I.S.; la unión no se produce ya que la dorsal norte termina curvándose hacia el SO.

Tabla 15 Comparación de resultados de las distintas simulaciones respecto a la Sed\_0 en la región Islas.

## 5. Metodología

		<b>Norte</b>
	<b>Sed_0</b>	Crecimiento importante de la Isla Juncal (I.J.) tanto al N (2 km) como al O (0,7 km). Importante crecimiento del Ilte. El Matón; Termina generando una isla ovalada de importantes dimensiones (8,2 km x 4,1 km) con albardones elevados característicos de la zona. Al sur de dicho Islote, se presenta una isla bien ubicada respecto a lo observado en las imágenes satelitales, pero de dimensiones muy exageradas.
<b>ΔD</b>	<b>Sed_1</b>	Si bien se da un mayor crecimiento longitudinal de las islas (en el orden de los 200 m), la principal diferencia se da en que la forma del Islote. El Matón no termina siendo ovalado, sino V invertida; no se unen ambas dorsales, sino que continúan longitudinalmente extendiéndose hacia el sur.
	<b>Sed_2</b>	Resultado prácticamente idéntico a Sed_0.
<b>ΔWs</b>	<b>Sed_3</b>	La principal diferencia respecto a Sed_0 es la pérdida de notoriedad de los albardones alrededor de la isla generada a partir del Islote El Matón. Adicionalmente, los crecimientos se ven incrementados en el orden de los 200 m respecto a la misma configuración.
	<b>Sed_4</b>	Variación prácticamente nula respecto a Sed_3.
	<b>Sed_4 bis</b>	En el Islote El Matón, en vez de generarse una isla de planta ovalada, se forman dos dorsales, una a cada extremo, que se extienden hacia el sur aproximadamente 9 km.
	<b>Sed_5</b>	Resultado idéntico a Sed_4.
	<b>Sed_6</b>	Resultado prácticamente idéntico a Sed_4, salvo por un mayor desarrollo de la isla formada a partir del Islote El Matón (1 km más aproximadamente).
<b>Δτ</b>	<b>Sed_7</b>	Exageración superficial del crecimiento mucho menor que Sed_0. El crecimiento se concentra en las zonas más alejadas al <i>thalweg</i> principal.
	<b>Sed_8</b>	Se extiende el crecimiento de las islas observado en Sed_0 e incluso se pierden los característicos albardones elevados en las mismas.
	<b>Sed_9</b>	Las islas crecen 200 m más que en Sed_0 en el sentido transversal, pero no hay otros cambios sensibles.
	<b>Sed_10</b>	Las dos islas de gran tamaño que se generan en las simulaciones en la región se unen entre sí para formar una única isla de orientación N-S (de 15 km de longitud) con cierta curvatura semejante a una C.
	<b>Sed_11</b>	Resultado prácticamente idéntico a Sed_0.
<b>ΔE</b>	<b>Sed_12</b>	Resultado prácticamente idéntico a Sed_0.
	<b>Sed_13</b>	Resultado prácticamente idéntico a Sed_12.
	<b>Sed_14</b>	Mayor crecimiento transversal de las islas en zona, pero en las inmediaciones del Islote El Matón no se forma una isla ovalada, sino que se forman dos dorsales de aproximadamente 4 km de longitud.

*Tabla 16 Comparación de resultados de las distintas simulaciones respecto a la Sed\_0 en la región Norte.*

Del análisis conjunto del indicador superficial definido y las apreciaciones cualitativas establecidas, se selecciona a la configuración Sed\_7 como la que mejor representa el crecimiento del Frente de Avance del río Paraná (Figura 50).

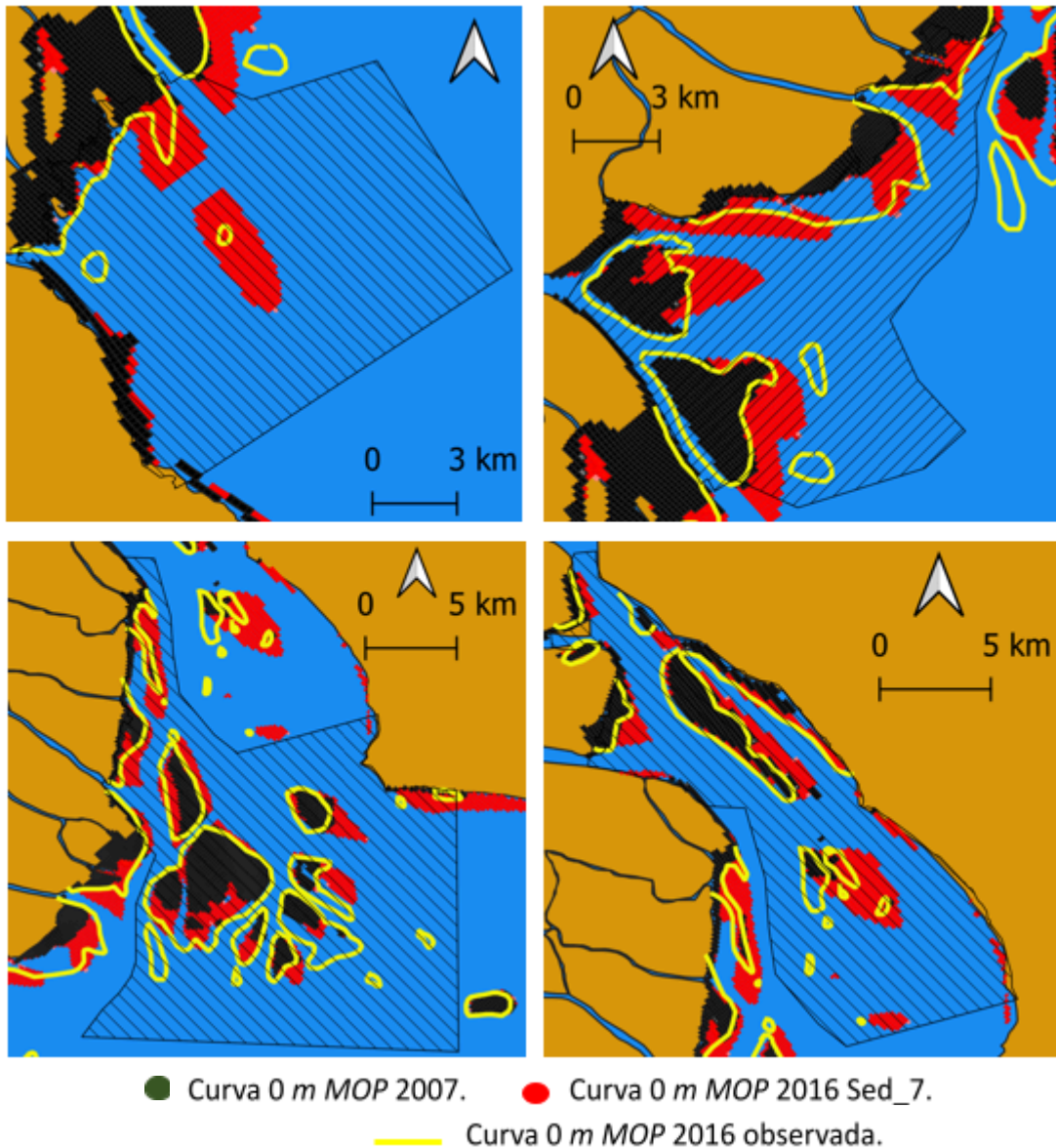


Figura 50 Comparación de curvas de nivel 0 m MOP de 2007 y 2016 observadas con 2016 simulada Sed\_7 en Canal Mitre (arriba izq.), Bajos del temor (arriba der.), Islas (abajo, izq.) y región norte (abajo, der.).

Además de ser la configuración que mejores resultados cuantitativos dio, se destaca de las demás por no formar una dorsal continua al norte de la Isla Lucía, lo cual implicaría una modificación muy importante en la dinámica de sedimentos aguas abajo debido a la importancia que tiene la circulación de carga sólida a través de las islas para el crecimiento de las mismas. Adicionalmente, sobre margen derecha del Canal E. Mitre tampoco forma una única dorsal, sino que dos superficies emergidas independientes entre sí.

Como contrapartida, la configuración Sed\_7 desarrolla superficies emergidas de características más ovaladas (debido a que la sedimentación del material en suspensión se da a una velocidad mucho menor dadas las bajas tensiones críticas a partir de las cuales efectivamente se deposita el sedimento) que las demás

## 5. Metodología

configuraciones, lo cual no se condice con lo observado en la realidad, donde la morfología imperante se caracteriza por la forma de la V invertida. Sin embargo, se considera que la variación en la morfología de las superficies emergidas afecta en menor medida a la dinámica general del Frente de Avance que una exageración mayor en los fenómenos de sedimentación obtenidos en las otras configuraciones.

De manera complementaria a los análisis cuantitativo y cualitativo realizados sobre la superficie emergida en el período simulado, se estudió además la composición de lecho final que el modelo predice luego de ocurridos los cambios morfológicos simulados. Dicho análisis se efectuó analizando el porcentaje que cada fracción representa de la composición total del lecho a lo largo de todo el dominio del modelo (Figura 51) y comparando estos resultados con la carta de Laborde.

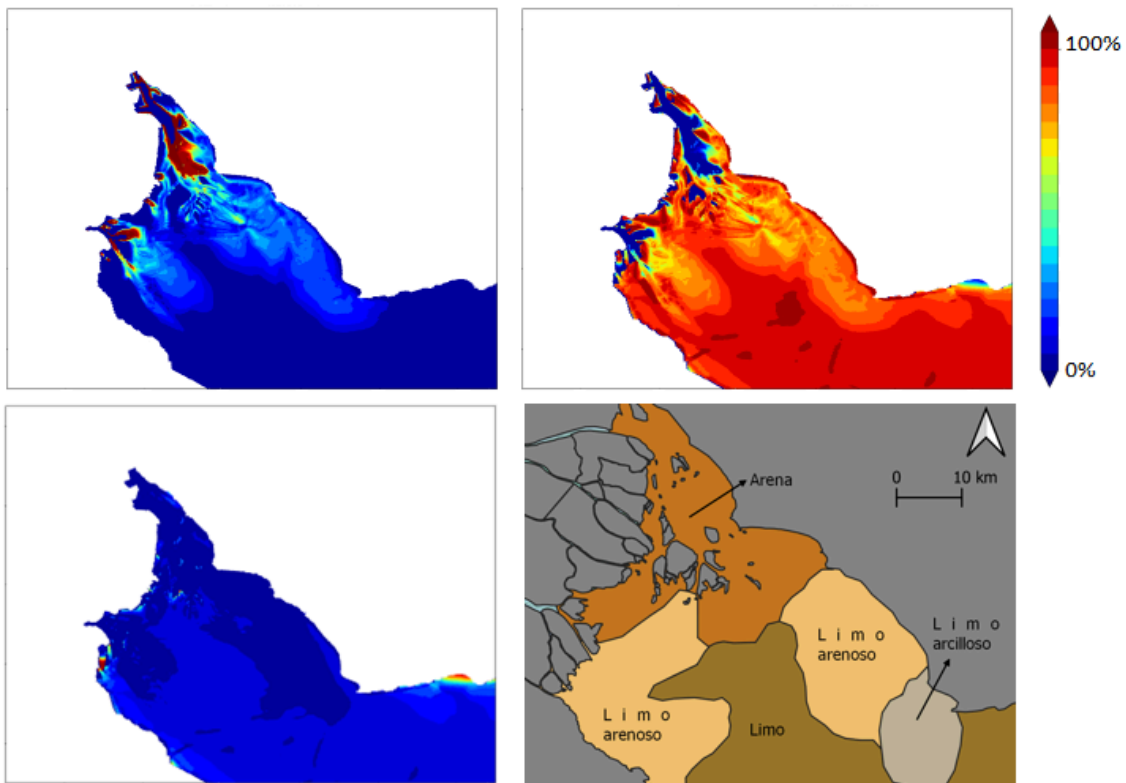


Figura 51 Mapas de composición alcanzados con Sed\_7 (arena (arriba a la izq.), limo (arriba a la der.) y arcilla (abajo a la izq.)), comparados con la carta de Laborde (abajo a la der.).

De la figura comparativa se concluye que el modelo representa correctamente la composición descrita con antelación en la carta de Laborde. Cabe remarcar la correcta delimitación que predice la simulación efectuada con la configuración de parámetros Sed\_7 entre la región donde predominan las arenas y donde comienzan a tomar predominancia los limos. Por otro lado, resulta importante señalar que la existencia de zonas donde el modelo no predice sedimentación alguna (a lo largo del Canal Principal y en las desembocaduras de varios tributarios de gran descarga líquida) responde a la limitada cantidad de fracciones de sedimento que se incorporaron como

caudal sólido a través de los tributarios (probablemente en dichas zonas se sedimenten arenas más gruesas a las consideradas en el presente trabajo, lo que resultaría consistente con las muestras de sedimento tomadas en el Paraná de las Palmas (ver 4.2)). En lo referido a las arcillas, se ve que la representación lograda por el modelo pierde precisión, particularmente por ignorar una mayor presencia de dicha fracción en las inmediaciones de Colonia.

De lo expuesto previamente respecto al ajuste que logra el modelo se concluye que el mismo representa satisfactoriamente los fenómenos de sedimentación, no sólo por desarrollar regiones emergidas con suficiente semejanza a lo observado en el período contemplado, sino también por ser capaz de reproducir correctamente la distribución espacial de las distintas fracciones de sedimento en las inmediaciones a la zona de estudio, el Frente de Avance del Delta del río Paraná.

#### 5.4.4. Simulación empleando el conjunto de parámetros propuesto en trabajo antecedente.

Una vez seleccionados los parámetros que mejor lograron reproducir el crecimiento del Frente de Avance del Delta del río Paraná, se llevó a cabo una comparación entre lo simulado por el modelo en desarrollo (considerando esta vez concentraciones de ingreso al estuario medias, correspondientes al año 2011) con los resultados obtenidos empleando las concentraciones y parámetros empleados en el trabajo *A coupled hydro-sedimentologic model to assess the advance of the Parana River Delta Front* (Badano, Sabarots Gerbec, Re, & Menéndez, 2012). El período de simulación de los cambios morfológicos nuevamente fue el comprendido entre los años 2007 y 2016.

Dicho estudio antecedente propone que el crecimiento del Frente de Avance del Delta crece debido a la sedimentación exclusivamente de las arenas finas (cuyo  $d_{50}$  se lo toma cercano a los  $140 \mu m$ ) por lo que se considera sólo el ingreso de dicha fracción, ignorando la intervención que arcillas, limos y otras categorías de arenas puedan tener. Consecuentemente, el caudal sólido ingresado por los tributarios al Río de la Plata se fija en  $45 mg/l$ . La Tabla 17 presenta el conjunto de parámetros empleado en el trabajo antecedente junto con los parámetros correspondientes a la configuración Sed\_7, seleccionada en el presente estudio como la que mejor reproduce el crecimiento del Frente de Avance.

## 5. Metodología

	Concentración entrante [mg/l]		$W_s$	$d_{50}$	$D$	$\tau_{cr, sed.}$	$\tau_{cr, er.}$	$E$
			[mm/s]	[ $\mu m$ ]	[ $m^2/s$ ]	[ $N/m^2$ ]	[ $N/m^2$ ]	[ $kg/m^2 s$ ]
<b>Sed_7</b> [Bermejo 2011]	Arcillas	34,8	0,05	7	50	0,05	0,05	1,00E-05
	Limos	69,5	0,72	27		0,05	0,05	
	Arenas	9,4	7	84		0,1	0,1	
<b>Antecedente</b>	Arenas finas	45	20	141	60	0,1	0,15	2,00E-05

Tabla 17 Parámetros de Sed\_7 y trabajo antecedente comparados entre sí.

Al comparar ambos resultados (Figura 52) se observa en primera instancia que la configuración empleada en el trabajo antecedente representa con mayor fidelidad la morfología del Frente del Delta que la configuración Sed\_7, en tanto produce áreas emergentes más *afiladas*, lo cual se condice mejor con lo observado. Así y todo, se aprecia de manera general que la sedimentación considerando sólo arenas de 140  $\mu m$  lleva a exagerar el desarrollo de dorsales en las inmediaciones de cursos profundos (como ocurre por ejemplo en el caso de las márgenes del Canal Mitre y al norte de la Isla Zárate).

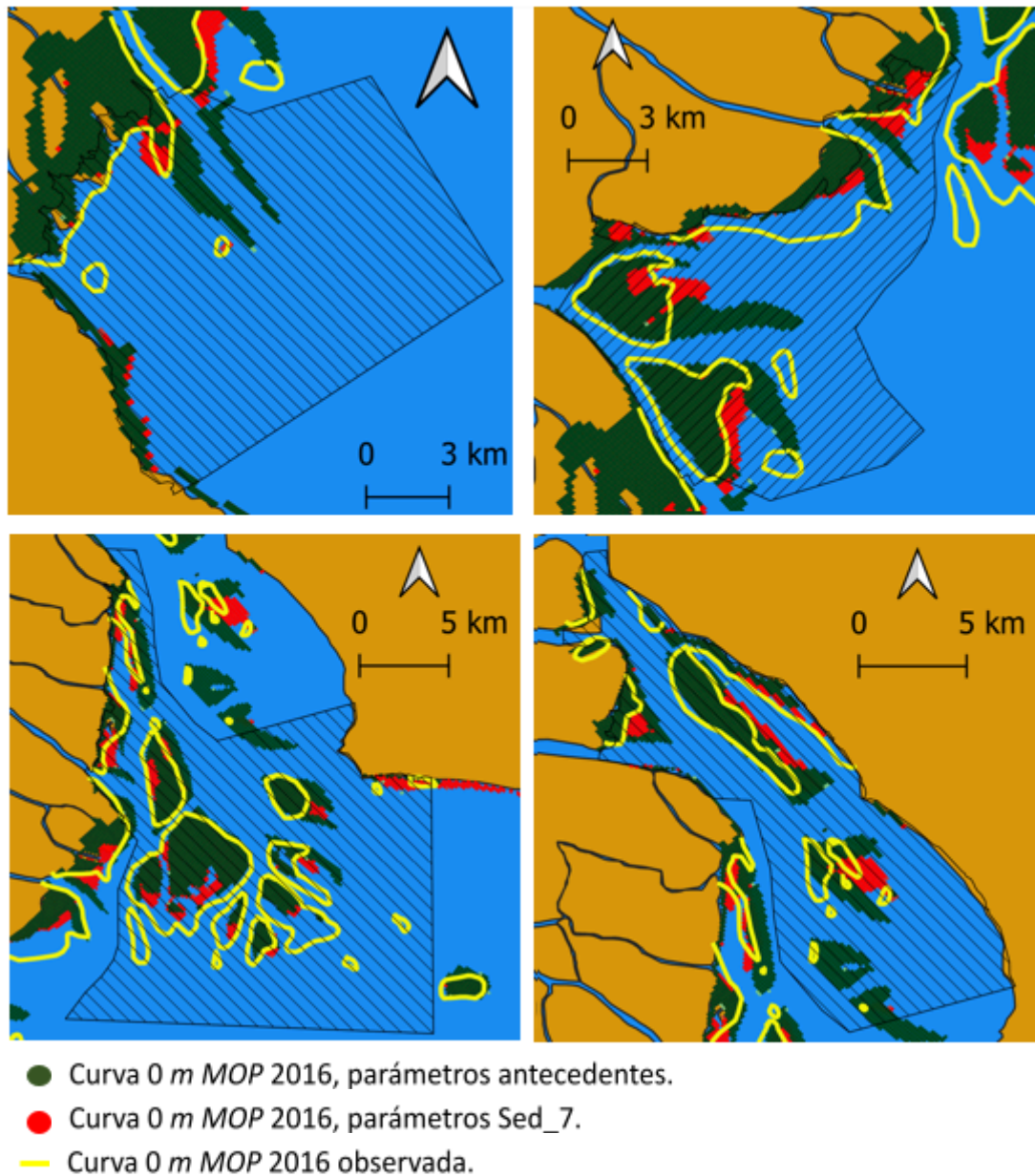


Figura 52 Comparación de resultados obtenidos con configuración de trabajo antecedente y Sed\_7.

La principal discrepancia entre ambos modelos se da en la zona sur del polígono denominado Norte, donde se aprecia que los parámetros del modelo antecedente, incluso contando con menor concentración ingresando al estuario, exagera sensiblemente el desarrollo de los islotes al sur del Islote El Matón. A su vez, al norte de la Isla Lucía, se observa que las arenas finas tienen un peor comportamiento que el resto de las fracciones consideradas la configuración Sed\_7 dado que sedimento sensiblemente más tanto en ancho como en largo. En lo referido a las islas Oyarvide y Solís, se aprecia que las arenas finas no llegan a la región, en tanto la combinación de arenas, limos y arcillas sí logra reproducir el crecimiento en cierta medida.

## 5. Metodología

---

De la comparación realizada entre ambas configuraciones de parámetros sedimentológicos se concluye que, de acuerdo a los fenómenos hidrodinámicos que pueden ser representados en la región del Frente de Avance del Delta del río Paraná, se logra una mejor representación del crecimiento del mismo contemplando la interacción entre distintas fracciones que sólo forzando al sistema con un único tipo de sedimento. Así y todo, el hecho de que las arenas finas hayan dado mejores resultados en lo referido a la morfología de las islas parecería indicar que fracciones de mayor diámetro medio que las consideradas en la configuración Sed\_7 tienen cierta incidencia en el avance del Delta.

### 5.4.5 Sensibilidad a la variación horaria del caudal líquido ingresante

El ingreso del caudal líquido al estuario como series temporales en vez de asumir un caudal constante implica afectar en cierta medida el campo de tensiones de fondo en las inmediaciones de las inmediaciones. Esto se debe a que el modelo, al estar los tributarios forzados con caudales constantes, no logra representar correctamente el reflujos producido por la onda de marea proveniente del Río de la Plata, generando entonces condiciones no reales.

Para cuantificar la incidencia que tiene el suponer caudales constantes en los tributarios se realizó una simulación incorporando las series horarias de caudal líquido (presentadas en 5.2.3.1). Los parámetros sedimentológicos empleados corresponden a la configuración Sed\_7. Los resultados obtenidos en esta instancia fueron comparados con los que se obtuvo con la misma configuración empleando caudales constantes ingresantes al Río de la Plata (Figura 53).

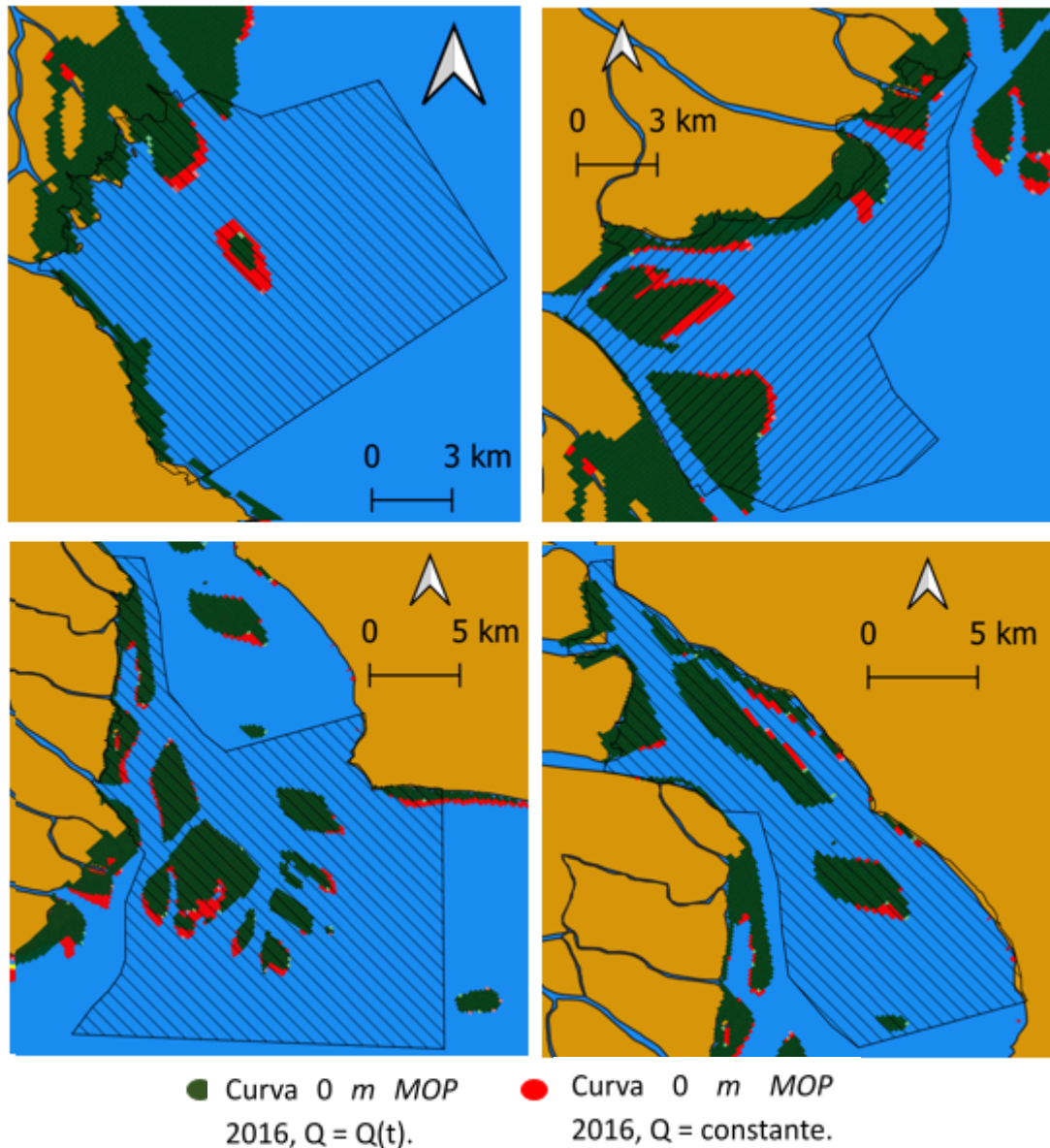


Figura 53 Comparación de resultados obtenidos empleando caudal constante y con variación horaria.

Cualitativamente se observa que la simulación con caudal constante tiende a generar una mayor sedimentación que aquella empleando las series horarias de caudal para los tributarios contemplados. Habiendo calculado los indicadores superficiales para las distintas regiones para la nueva simulación realizada, se concluye que efectivamente el área emergida resulta menor al incorporar la variación temporal de los caudales ingresantes; para la región del Canal E. Mitre la reducción adoptó un valor de 25%, para las zonas de los Bajos del Temor y las islas, cercana al 10%. Por su parte, la región norte presentó un incremento de la sedimentación del 2% respecto a la configuración inicial.

Cabe destacar que en la región de los Bajos del Temor, sobre el Frente de Avance, se observa que la simulación contemplando la serie horaria de caudales acierta mejor al avance de la Isla Lucha que aquella que considera el caudal constante. Se

## 5. Metodología

---

aprecia principalmente un crecimiento homogéneo a lo ancho de la isla (consistente con lo observado en la realidad); se obtiene un mejor acuerdo de lo simulado con lo efectivamente sucedido también en la desembocadura del río Paraná Miní.

Además, en la Isla Oyarvide se logra una morfología más acorde a la real empleando caudales variables en el tiempo, ya que se desarrolla la típica forma en V. Como contrapartida de esta mejora, se aprecia que la sedimentación en la región resulta menor que al emplear caudales constantes y subestima consecuentemente el crecimiento de la isla.

De lo analizado se concluye que la incorporación de las series temporales de caudal líquido al modelo hidrosedimentológico no representa un elemento fundamental en la calidad de la representación de los fenómenos imperantes en la región dada la calidad global del ajuste logrado ya que, si bien mejora levemente los resultados obtenidos, aquellas mejoras no implican un incremento sustancial en la calidad de los mismos en comparación con el mayor costo computacional que implica imponer como condiciones de borde las series horarias.

### 5.4.6 Sensibilidad a la presencia de sedimento de lecho inicial

En el apartado 4.5. Hipótesis sobre la dinámica de sedimentos en las zonas de cambios morfológicos se concluyó a partir del estudio de la morfología de las islas ubicadas frente a la costa uruguaya que el principal fenómeno que causa el crecimiento del Frente de Avance del Delta del río Paraná es el transporte desde aguas arriba de carga sólida en suspensión, minimizando el impacto que la resuspensión de material ya sedimentado pueda tener. Consecuentemente, hasta el momento todas las simulaciones efectuadas fueron considerando un lecho sin material depositado inicialmente.

Para determinar la incidencia que la resuspensión tiene sobre el avance del Delta se simuló el intervalo comprendido entre el año 2007 y el 2016 con la configuración Sed\_7 incorporando a los forzantes ya empleados una capa inicial de sedimento igual a 5 m. Las fracciones de sedimento de lecho fueron distribuidas de acuerdo a la carta de Laborde, sólo considerando fracciones puras (es decir, no se contempló mezcla de fracciones), asumiendo que tienen las mismas características que aquellas que ingresan en el estuario mediante los tributarios.

Principalmente, se busca determinar con esta simulación si la sedimentación llega a regiones donde previamente no se registraba crecimiento del Delta para luego concluir si efectivamente la resuspensión colabora a la distribución de la carga sólida en la región.

A partir de los resultados obtenidos (Figura 54), se observa un cambio sustancial en la dinámica representada por el modelo al incorporar el lecho inicial del río. Las variaciones habidas respecto a la simulación sin la distribución de sedimento inicial no

implican una mejora, sino que, al contrario, empeoran sustancialmente el ajuste logrado del fenómeno de avance del Frente Delta del río Paraná.



Figura 54 Comparación curvas de nivel 0 MOP considerando y sin considerar el fondo móvil inicial.

Con tal de analizar el motivo del retroceso en la calidad de los resultados generado al incorporar la distribución inicial de sedimento, se estudió la batimetría final del período simulado en su totalidad (Figura 55) de acuerdo a ambas simulaciones.

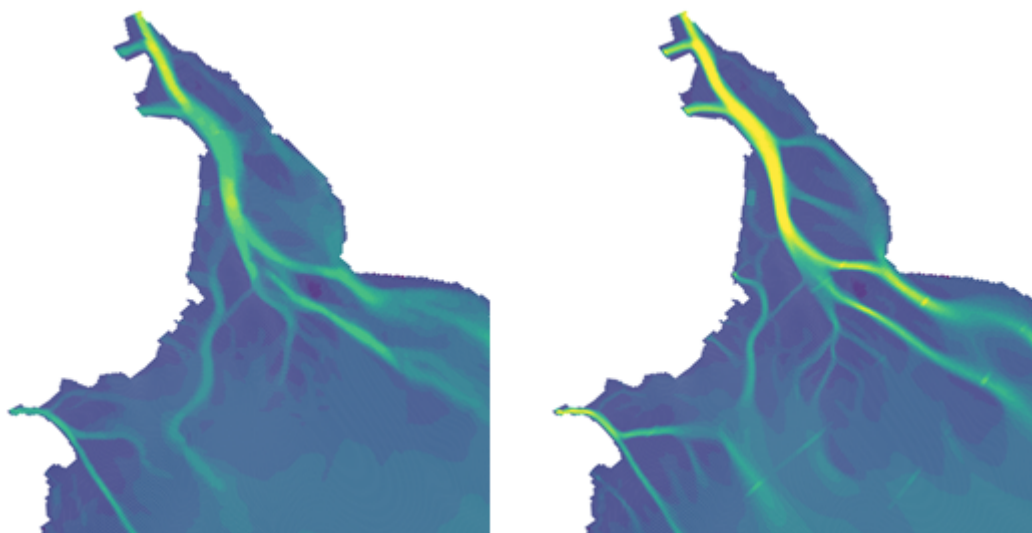


Figura 55 Comparación de batimetrías alcanzadas sin fondo móvil (izq.) y con fondo móvil (der.).

De la comparación de sendas batimetrías se observa que, en el caso considerando el fondo móvil, los cursos profundos de la región sufren importantes fenómenos erosivos, lo cual implica necesariamente una mayor cantidad de carga

## 5. Metodología

---

sólida disponible para sedimentar aguas abajo; la magnitud de dicha erosión es elevada, al nivel de implicar una diferencia de profundidad cercana los 4 m en los canales Principal y Emilio Mitre entre ambas batimetrías. Los nuevos sedimentos disponibles se depositan en las márgenes de estas regiones cada vez más profundas y forman cursos cada vez más encausados. Esta dinámica es la que parecería explicar por qué al considerar los sedimentos del lecho como condición inicial las regiones con cambios morfológicos de importante magnitud se extienden más allá de lo inicialmente obtenido en la configuración propuesta inicialmente. Adicionalmente, al incorporar el fondo móvil se aprecia la generación de una red de canales nueva al sur de las islas Oyarvide, Solís y también entre las islas Lucha y Zárate.

Respecto al motivo por el cual la incorporación del lecho inicial implica una desmejora de los resultados obtenidos mediante la simulación inicial, surge como primera explicación la posibilidad de que, especialmente en las zonas profundas (como ser los canales), el lecho de fondo sea sensiblemente distinto al de las zonas circundantes, teniendo un peso mayor y por ende siendo menos fácilmente erosionable; dicha situación sería plenamente consistente con lo observado en el Paraná de las Palmas y las islas aledañas al curso en las muestras tomadas (ver 4.2), por lo que se lo considera bastante probable. Este fenómeno, en caso de estar presente en el Delta, no fue considerado al momento de armar las condiciones iniciales debido a la falta de información de la granulometría del lecho en distintas secciones de los cursos. Así y todo, es muy factible que un fenómeno de esta naturaleza explique lo observado en los resultados.

En segundo lugar, podría haber cierto fenómeno de consolidación y/o cohesión de los sedimentos depositados sobre el lecho que dificultara la erosión de los mismos, tampoco tenido en cuenta en el modelo; en la zona de estudio, durante las campañas de muestreo, se han encontrado zonas de muy alta cohesión en los faldones de las islas. La incorporación de un factor de consolidación quizás colaboraría a evitar una excesiva erosión del material del lecho ante tensiones de corte no elevadas. Debido a falta de información al respecto, tampoco se pueden llevar a cabo simulaciones de prueba para corroborar o descartar esta posible explicación.

De lo analizado en el presente apartado se concluye que la incorporación de la distribución inicial de sedimentos en el lecho del Río de la Plata no es un forzante que mejore la calidad del modelo. De todos modos, se endilga dicho empeoramiento a la falta de información disponible acerca de dicho material sólido; se supone que, en caso de estar éstos bien descriptos, la incorporación del forzante a lo sumo, en el caso de no tener ninguna incidencia en el crecimiento del Frente de Avance del Delta del río Paraná, no debería afectar los resultados.

## 5.5 Conclusiones del capítulo

En el cuarto capítulo se ha presentado minuciosamente el desarrollo del modelo numérico con el que se analizará el comportamiento del Frente del Delta del río Paraná. Se describieron las bases numéricas y matemáticas del modelo de acuerdo al *software* empleado, así como también se comentaron detalles puntuales del modelo como ser la extensión de su dominio y las condiciones de borde impuestas.

Puntualmente, en el apartado de calibración hidrodinámica del modelo se presentaron los resultados obtenidos, donde se muestra la precisión obtenida mediante el mismo, la cual resulta muy buena en términos astronómicos debido al bajo RMSE resultante (del orden de los 5 *cm* contra series predichas teóricas) y muy buenos coeficientes de correlación (superiores a 0,9 en todos los casos). Para la marea meteorológica, si bien el acuerdo mostró empeorar, se mantuvieron resultados aceptables, con RMSE cercanos a 35 *cm* en el Río de la Plata Interior.

A partir de la información recabada y los análisis realizados, se obtuvo un modelo hidrosedimentológico que representa correctamente la ubicación de los principales fenómenos de sedimentación en el Frente, a pesar de exagerar su magnitud en ciertas regiones. Con tal de analizar la eventual existencia de mejoras posibles que incorporar al modelo, se estudió la incidencia del caudal líquido incorporado como series horarias y del fondo móvil inicial, pero demostraron ser cambios ínfimos en el primer caso y contraproducentes en el segundo en el desempeño del modelo.

En el próximo capítulo se empleará el modelo desarrollado para llevar a cabo distintos análisis de sensibilidad a diferentes situaciones extremas de los principales forzantes del sistema. A partir de dichos resultados se espera poder obtener una noción de los principales elementos que tienen incidencia en la dinámica de crecimiento del Frente del Delta del río Paraná.

## 6. Sensibilidad del avance del Frente del Delta a factores que inciden en la dinámica hidrodinámica de la región

### 6. Sensibilidad del avance del Frente del Delta a factores que inciden en la dinámica hidrodinámica de la región.

#### 6.1 Introducción

En el presente apartado se desarrollan los ensayos de sensibilidad llevados a cabo con el modelo numérico desarrollado en los capítulos anteriores ante diferentes fenómenos que inciden en el comportamiento hidrodinámico del Río de la Plata. Se dejará de forzar al modelo con condiciones medias (tanto de caudales líquido y sólido como de marea) y se cuantificará la incidencia que los siguientes factores tienen sobre el crecimiento del Frente de Avance del río Paraná: frecuencia de eventos de sudestada y bajantes y crecidas y bajantes ordinarias de los ríos Paraná y Bermejo

Para analizar la incidencia que tienen las crecidas y bajantes de los ríos Paraná y Bermejo, así como también para analizar el efecto de las sudestadas y bajantes en el crecimiento del Frente de Avance del Delta, se seleccionarán años tipo de acuerdo a un análisis estadístico de distintas variables según el caso y se simulará el crecimiento del delta empleando el modelo forzándolo con las condiciones que resulten de dicho análisis.

#### 6.2 Selección de años tipo

##### 6.2.1. Situaciones hidrológicas tipo en el río Paraná

Para la determinación de los años tipo en lo que respecta a los caudales provenientes del río Paraná se estudió el registro de caudales medios diarios en la estación Túnel Subfluvial brindados por el Sistema Nacional de Información Hídrica<sup>8</sup>; se consideraron los datos a partir del año 1975 para considerar el régimen hidrográfico del río ya modificado debido a la construcción de las presas brasileras aguas arriba del río Paraná (Sabarots Gerbec & Borús, 2016).

En primera instancia se llevó a cabo un análisis estadístico a la serie de caudales medios diarios desde 1975 hasta la actualidad, cuyos resultados se sintetizan en la Figura 56. El caudal medio diario resultó de  $15835,4 \text{ m}^3/\text{s}$ , mientras que la mediana,  $15183,5 \text{ m}^3/\text{s}$ . Los cuantiles de 75% y 25% de frecuencia de superación adoptan valores de  $13262,8 \text{ m}^3/\text{s}$  y  $17679,4 \text{ m}^3/\text{s}$ . Por su parte, el extremo del bigote inferior se ubica en  $8066,8 \text{ m}^3/\text{s}$ , mientras que el del bigote superior, en  $24282,7 \text{ m}^3/\text{s}$ . Además, se puede observar que la mayor variabilidad de la variable está concentrada en el extremo de valores más altos, dado que no se registraron valores *outliers* de bajantes.

---

<sup>8</sup> A la altura del Túnel Subfluvial, parte del caudal del río Paraná corre por el río Colastiné, por lo que los caudales registrados en las inmediaciones del túnel pueden resultar pequeños. De todos modos, el hidrograma en este punto no varía sensiblemente respecto a otras estaciones (esto fue corroborado comparando los datos de dicho punto con los de la estación Corrientes).

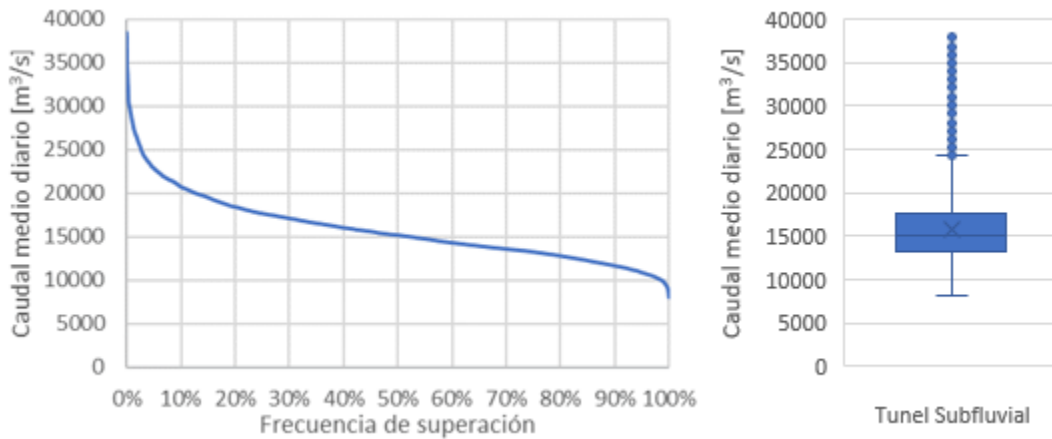


Figura 56 Análisis exploratorio de los caudales medios diarios del río Paraná (1975 - 2019).

Del análisis de la forma de la curva de permanencia obtenida del análisis estadístico se puede concluir que el río Paraná no presenta una distinción clara en estaciones de crecidas y bajantes a la altura del Túnel Subfluvial en tanto tiene una pendiente más bien suave en todo se recorrido, salvo para los valores más elevados (a partir de los  $20.000 \text{ m}^3/\text{s}$  es cuando realmente se torna empinada la curva).

En segunda instancia, se analizó cada año en el que se tienen registros. Para cada caso, se calculó los caudales medios anuales, su desvío estándar y el caudal medio histórico (Figura 57). Con estas tres variables se procedió a seleccionar los años tipo de crecida y bajante del río Paraná.

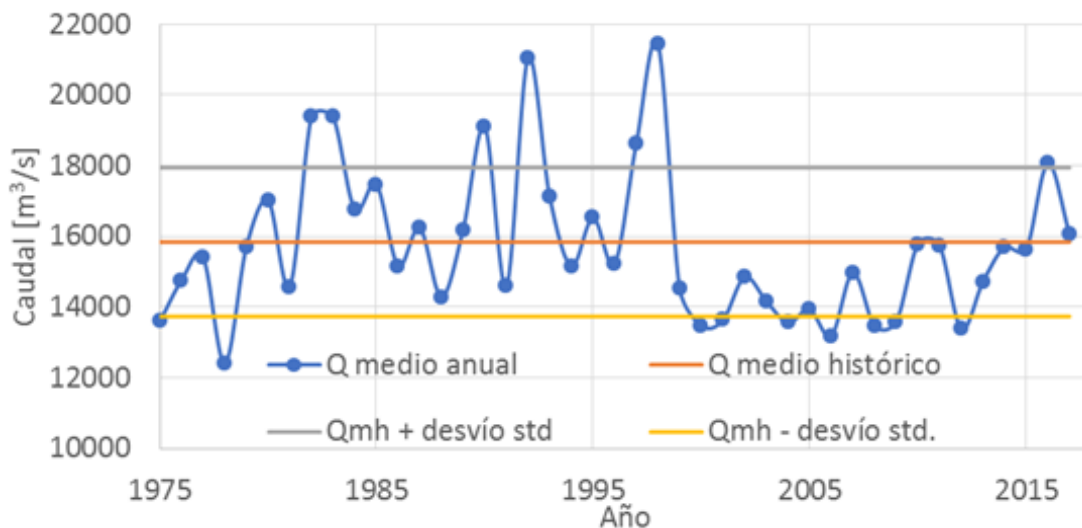


Figura 57 Caudal medio anual del río Paraná en el Túnel Subfluvial (1975 - 2016).

Como situaciones tipo de crecida (bajante) se optó por adoptar aquellos años en los que el caudal medio anual resultó cercano a la suma (resta) del caudal medio histórico y el desvío estándar; se adoptó como año tipo de crecida el 2016, mientras que, para bajante, el 2009. Los años tipo seleccionados para representar los escenarios

## 6. Sensibilidad del avance del Frente del Delta a factores que inciden en la dinámica hidrodinámica de la región

de crecida y bajante no fueron aquellos extremos locales demasiado alejados del caudal medio histórico más menos el desvío estándar ya que se busca caracterizar situaciones ordinarias.

### 6.2.2 Situaciones hidrológicas tipo en el río Bermejo

A partir de los datos de caudal medio diario del río Bermejo en la estación El Colorado disponibles en el Sistema Nacional de Información Hídrica se llevó a cabo un análisis estadístico del comportamiento del río. El resultado de dicho análisis se sintetiza en la Figura 58.

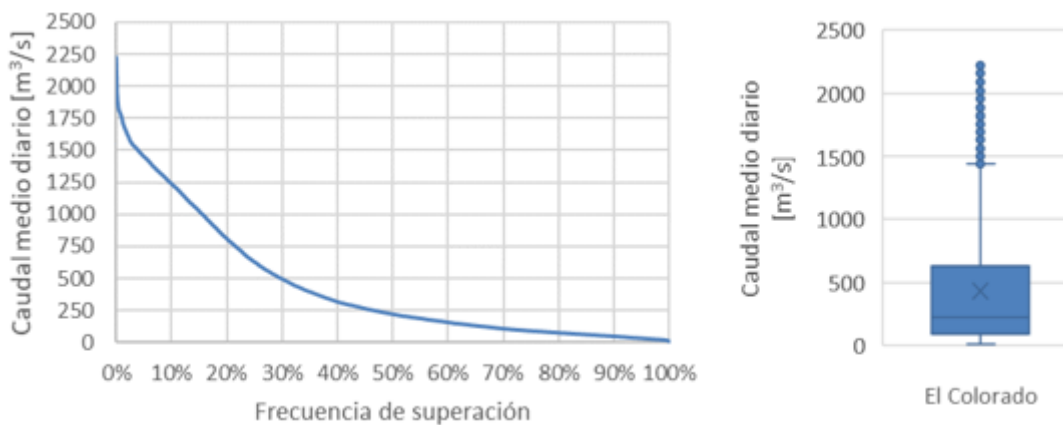


Figura 58 Análisis exploratorio del caudal medio diario del río Bermejo (1969-2019)

Del análisis del gráfico tipo *BoxPlot* se distingue a primera vista una diferencia importante entre la mediana y la media del caudal medio diario ( $221 \text{ m}^3/\text{s}$  y  $433 \text{ m}^3/\text{s}$ , respectivamente), lo que indica una clara asimetría de la curva de distribución de la variable. Por otro lado, la existencia de un bigote superior de gran longitud respecto al inferior indica que la mayor variabilidad de la variable se encuentra en los valores más altos (además de tener éstos menor probabilidad de ocurrencia). Además de los valores antes mencionados, del mismo gráfico se desprende que el caudal de 75% de tiempo de superación es de  $90 \text{ m}^3/\text{s}$ , mientras que el de 25%, de  $630 \text{ m}^3/\text{s}$ . Por otro lado, el mínimo valor registrado (coincidente con el extremo del bigote inferior) corresponde a un caudal de  $9,8 \text{ m}^3/\text{s}$ , mientras que el extremo del bigote superior es igual a  $1436 \text{ m}^3/\text{s}$ ; caudales superiores son valores estadísticamente atípicos.

Además, de la curva de permanencia se puede concluir que caudales relativamente bajos (inferiores a  $500 \text{ m}^3/\text{s}$ ) tienen una frecuencia de ocurrencia del 70%. Recién para caudales superiores la curva adopta una pendiente mayor. A diferencia de lo observado en la del río Bermejo una pendiente mayor a partir de los caudales

correspondientes al 35% de superación, lo que parecería indicar un régimen hidrológico divisible en estaciones más claras.

Lo mencionado acerca del régimen hidrológico recién mencionada se confirma mediante el cálculo del promedio de los caudales medios mensuales para los años en los que hay registros (Figura 59). Se aprecian claramente dos estaciones bien definidas en lo que respecta al caudal del río Bermejo; entre los meses de enero y abril el caudal suele ser alto, superando ampliamente los  $500 \text{ m}^3/\text{s}$  (a su vez, esto explica los caudales altos concentrados en el 25% del tiempo visto en la curva de permanencia), mientras que a partir de junio el promedio de los caudales medios mensuales permanece por debajo de  $200 \text{ m}^3/\text{s}$ .

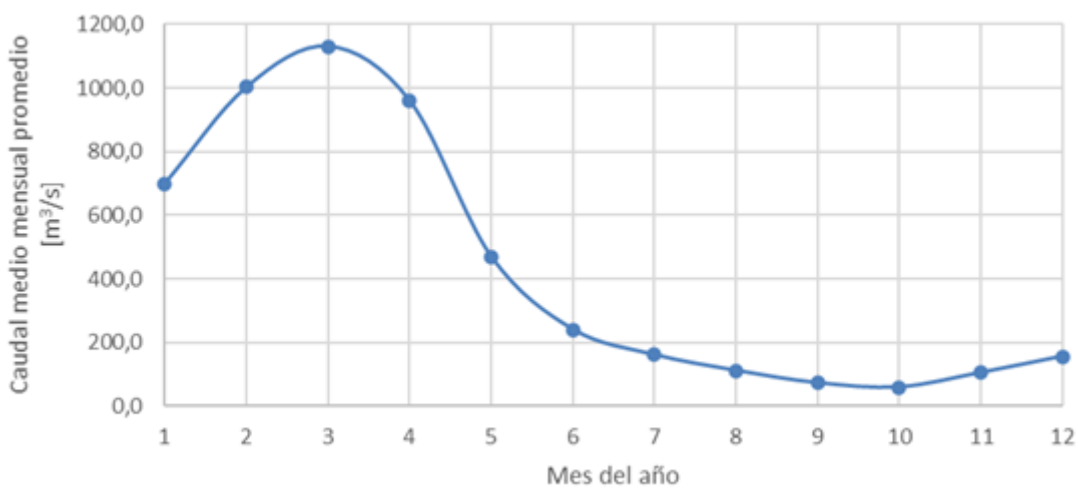


Figura 59 Régimen hidrológico del río Bermejo hallado a partir de datos disponibles

Al estudiar cada año en el que se tiene registro se los puede analizar comparativamente (Figura 60) y determinar a partir de ello años tipo de crecida y bajante de acuerdo a los caudales medios anuales.

## 6. Sensibilidad del avance del Frente del Delta a factores que inciden en la dinámica hidrodinámica de la región

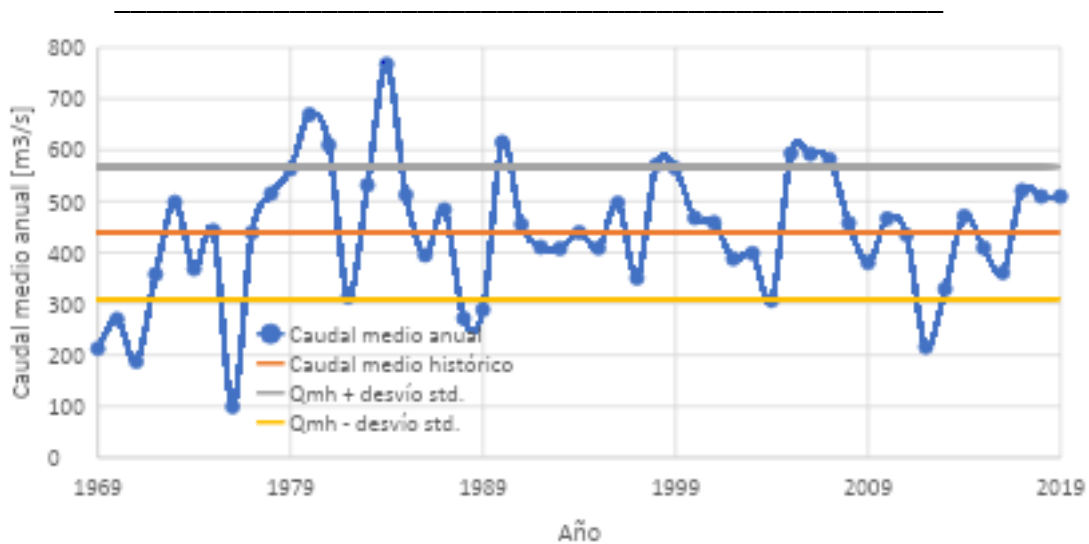


Figura 60 Caudales medios anuales del río Bermejo

En lo que respecta al año representativo de una bajante ordinaria del río Bermejo, se optó por tomar al año 2013, mientras que, para el escenario de condición media, se decidió seleccionar al 2011; vale aclarar que en este caso se selecciona una bajante y un año medio en tanto el modelo se desarrolló en el capítulo 5.3.5 empleando concentraciones correspondientes al año 2007, el cual corresponde a una crecida ordinaria del río Bermejo.

### 6.2.3. Situación meteorológica tipo en el Río de la Plata

Para caracterizar el clima meteorológico tipo en el río de la Plata se estudiarán en particular el fenómeno de sudestada y las bajantes importantes, por considerar que estos eventos son los que mayor impacto tiene en el comportamiento hidrodinámico del estuario en tanto representan un corrimiento respecto a las condiciones medias correspondientes a la marea astronómica y por ende, se espera, tendrán mayor impacto en la dinámica sedimentológica en las inmediaciones del Frente de avance del Delta.

La variable que se adoptó como representativa de los eventos de sudestada y bajante en el Río de la Plata fue el nivel del agua en el Puerto de Buenos Aires. Cabe destacar de todos modos que el análisis de sudestadas mediante dicha variable puede implicar cierto abuso de notación al fijar un umbral *a partir del cual* se define cierta condición meteorológica como un evento de sudestada. Esto se debe a que la sudestada como tal está asociada a cierta disposición de centros de alta y baja presión que producen vientos provenientes del sudeste en el Río de la Plata, provocando un aumento en el nivel del agua, por lo tanto, estrictamente hablando, no toda crecida en el Río de la Plata debe ser debido a una sudestada. Así y todo, al estar analizando el impacto de las crecidas en la dinámica sedimentológica en el Frente de Avance del

Delta, se considera suficiente el hecho de englobar todas las crecidas del Río de la Plata bajo el nombre de sudestada, asumiendo que esta es la causa principal de aquellas.

A partir del análisis estadístico realizado al nivel registrado a lo largo de prácticamente 30 años en el Puerto de Buenos Aires se extraen un gráfico tipo *BoxPlot* y una curva de permanencia (Figura 61); ambos gráficos brindan información complementaria. En primer lugar, del *Boxplot* se obtiene rápidamente información acerca de la dispersión que la variable presenta. Por un lado, se observa que tanto la media como la mediana se encuentran cercanas entre sí (lo que indica una campana de distribución prácticamente simétrica), con un valor aproximado de 0,8 m. Por otra parte, los cuantiles de 75% y 25% de superación adoptan valores de 0,536 m y 1,22 m, respectivamente. Considerando que la amplitud media de la marea astronómica en Buenos Aires, de acuerdo a lo informado por el Servicio de Hidrografía Naval (SHN), es de 0,6 m, se puede concluir *a priori* que durante una fracción importante del tiempo la variabilidad del nivel de agua en Buenos Aires es debido a efectos puramente astronómicos, dado que el nivel medio más menos la mitad de la amplitud media da valores que prácticamente coinciden los cuantiles de 75% y 25% de superación (1,2 m y 0,5 m, respectivamente). Este análisis, además, no contempla la amplitud durante los períodos de sicigia, durante los que el factor astronómico se torna aún más relevante en el río.

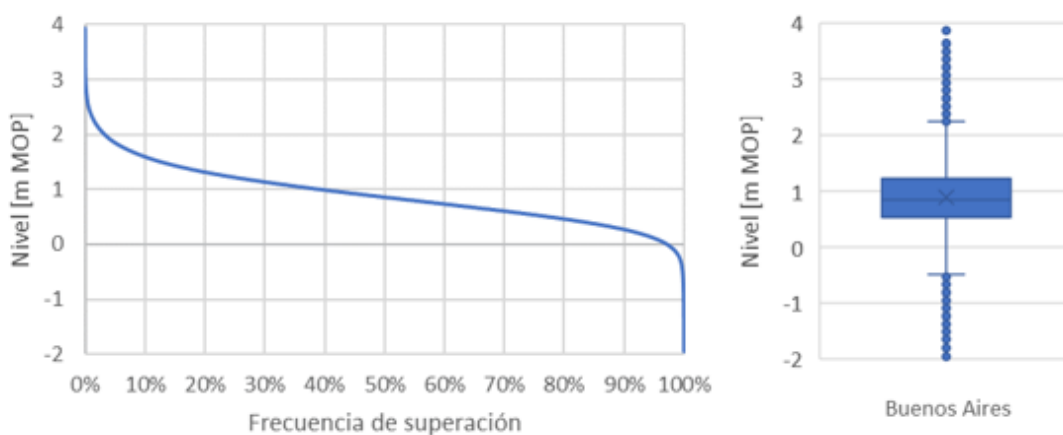


Figura 61 Análisis exploratorio del nivel del río en Buenos Aires.

Para finalizar el análisis del *Boxplot*, cabe comentar que los extremos de los bigotes inferior y superior adoptan valores de -0,489 m y 2,245 m, respectivamente, mientras que el *outlier* superior adopta un valor de 3,92 m y el inferior de -1,95 m. Por lo tanto, se aprecia que la distribución de la variable tiende a tener datos atípicos mayores hacia las crecidas (dado que la diferencia entre el mayor *outlier* y el extremo del bigote superior es mayor que la existente entre el *outlier* de menor valor y el extremo del bigote inferior).

## 6. Sensibilidad del avance del Frente del Delta a factores que inciden en la dinámica hidrodinámica de la región

Al analizar en la curva de permanencia los valores comentados previamente obtenidos del *Boxplot*, se observa que la frecuencia de superación del extremo del bigote superior (2,254 m) adopta un valor de 1,53%, mientras que el valor análogo del bigote inferior (-0,489 m) tiene una frecuencia de superación de 99,76%. Por otra parte, a fin de determinar valores significativos de crecidas y bajantes en el Río de la Plata, se buscan los niveles del río que correspondan a frecuencias de superación iguales a 5% y 95%, respectivamente. El umbral de crecida de 5% de frecuencia de ser superado resultó en 1,85 m, mientras que el de bajante, en 0,11 m.

En segunda instancia, se llevó a cabo un análisis comparativo de los años en los que hay registros de niveles en el puerto entre sí. Se busca de esta manera comprender el grado de variabilidad interanual que la variable pueda tener así como también seleccionar los años que mayor cantidad de eventos de sudestada y bajante hayan tenido.

Al generar para cada año en particular un gráfico *Boxplot* y compararlos luego entre sí (Figura 62), se obtienen dos conclusiones: en primera instancia, se observa una clara similitud de las medianas y medias de cada uno de los años considerados, lo cual indica una baja variabilidad interanual del nivel y una consecuente baja importancia de los fenómenos meteorológicos en el comportamiento anual agregado del estuario (dado que la componente astronómica prácticamente resulta periódica en dicha escala temporal). En segundo lugar, se aprecia una muy baja variabilidad de los extremos del bigote superior los *outsiders* de la máxima crecida entre todos los años; para las bajantes se da una situación similar respecto al extremo de los bigotes inferiores, pero los *outsiders* resultan más dispersos.

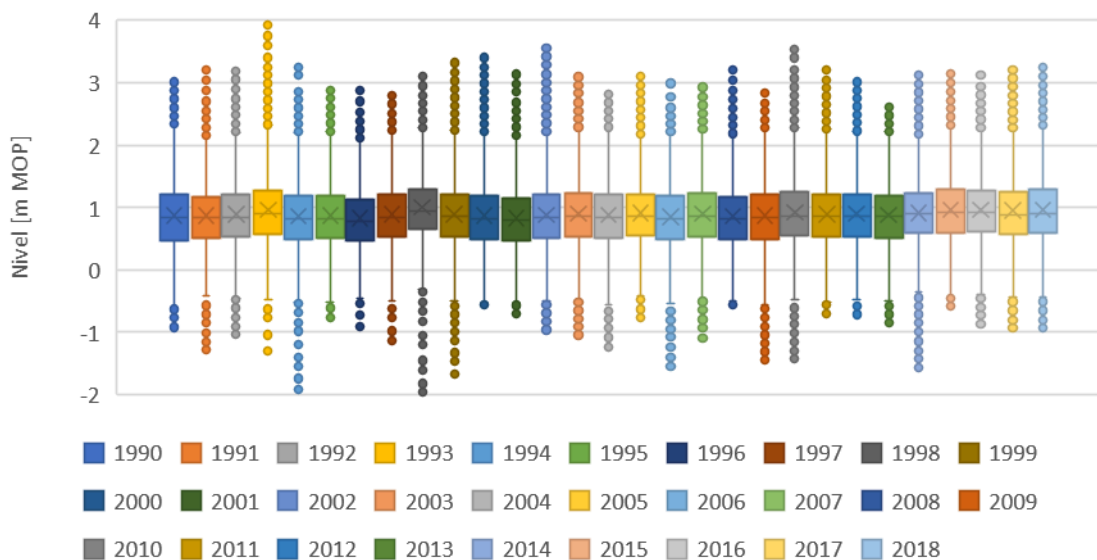


Figura 62 Comparación de Boxplots de niveles registrados en el Puerto de Buenos Aires.

Por lo comentado en el párrafo previo y del análisis de los *Boxplot* presentados, parecería ser que los años 1993, 2002 y 2010 fueron aquellos con sudestadas de mayor intensidad. Para determinar cuál de los tres preseleccionados será aquel característico del año de alta frecuencia e intensidad de sudestadas, se contabilizó para cada uno de ellos las veces que el nivel registrado fue mayor a 1,85 m (nivel con una frecuencia de superación de 5%). Se termina seleccionando al año 1993 como año tipo de alta frecuencia e intensidad de crecida en el Río de la Plata dado que se contabilizaron 45 eventos en los que el nivel superó el umbral de 1,85 m MOP (contra 39 en el año 2010 y 36 para el 2002).

En lo referido al año tipo de bajante del Río de la Plata, se seleccionó el año 1994 como tal, debido no sólo a la intensidad de las bajantes ocurridas durante el mismo (que serían comparables con las ocurridas en 1998 de acuerdo a los *outliers* de los *Boxplots*) sino también a presentar una mediana menor a la de los otros años estudiados.

### 6.3 Sensibilidad del crecimiento del Frente de Avance a los distintos forzantes

Las simulaciones propuestas (Tabla 18) están orientadas a poder determinar de la manera más individualizada posible el grado de incidencia que cada forzante considerado tiene sobre el crecimiento del Frente de Avance del Delta del río Paraná. Por ende, cada año tipo es incorporado a la simulación correspondiente a la configuración Sed\_7. Salvo los forzantes que se modifican explícitamente, el resto de los parámetros de las simulaciones a ser efectuadas en el presente apartado coincide con los empleados en la mencionada configuración Sed\_7.

6. Sensibilidad del avance del Frente del Delta a factores que inciden en la dinámica hidrodinámica de la región

	Marea	Año tipo	Caudal líquido* [m <sup>3</sup> /s]	Condición Paraná			Condición Bermejo	
				Concentración** [mg/l]		Caudal sólido [kg/s]	Año tipo	Caudal medio anual [m <sup>3</sup> /s]
Escenario base	Astronómica.	2007	18.609	Arcilla	0,04763	886	2007	582
				Limo	0,09526	1773		
				Arena	0,013	242		
Escenario de crecida del río Paraná	Astronómica.	2016	23.714	Arcilla	0,04763	1129	2007	582
				Limo	0,09526	2259		
				Arena	0,013	308		
Escenario de bajante del río Paraná	Astronómica.	2009	15.772	Arcilla	0,04763	751	2007	582
				Limo	0,09526	1502		
				Arena	0,013	205		
Escenario de condiciones medias del río Bermejo	Astronómica.	2007	18.609	Arcilla	0,0348	1294	2011	434
				Limo	0,0695	648		
				Arena	0,0094	176		
Escenario de bajante del río Bermejo	Astronómica.	2013	18.609	Arcilla	0,0304	1131	2013	329
				Limo	0,0608	566		
				Arena	0,0083	154		
Escenario de alta frecuencia de sudestadas	Astronómica y meteorológica con forzantes atmosféricos de 1993.	2007	18.609	Arcilla	0,04763	886	2007	582
				Limo	0,09526	1773		
				Arena	0,013	242		
Escenario de bajante del Río de la Plata	Astronómica y meteorológica con forzantes atmosféricos de 1994.	2007	18.609	Arcilla	0,04763	886	2007	582
				Limo	0,09526	1773		
				Arena	0,013	242		

\* Sumatoria de las medias de cada tributario considerado en el modelo del Delta del río Paraná para el año en cuestión.

\*\* Media anual de las concentraciones calculadas en Estación Subfluvial distribuidas por fracción.

Tabla 18 Simulaciones propuestas para estudiar la sensibilidad del modelo a los distintos forzantes empleados.

En particular, cabe destacar que para el caso de años tipo del río Paraná se mantuvo constante la concentración empleada previamente; si bien esto implica una variación importante en la cantidad de material sólido que ingresará al modelo en el mismo intervalo de tiempo, debido a las formulaciones empleadas en el cálculo de tasas de sedimentación y erosión (ver 5.2.1.3) la variable relevante para el caso es la concentración, por ende, modificar las condiciones de borde con tal de mantener la masa final ingresante implicaría incorporar otra variación al modelo, lo cual dificultaría la evaluación de la incidencia en el crecimiento del Frente de Avance del caudal líquido del río Paraná; sólo modificando el caudal líquido se busca aislar los efectos hidrodinámicos que pueda generar cada escenario sobre el área de interés.

Por su parte, también resulta relevante mencionar que las distintas situaciones hídricas del río Bermejo se materializan en el modelo a través de las concentraciones impuestas en los tributarios al Río de la Plata, por lo que se tuvieron que seleccionar años de modo que la condición hídrica del Paraná no contrarrestara en cierta medida la situación en el Bermejo (dado que podría darse el caso, por ejemplo, de que una crecida en el Bermejo se viera diluida en el Río de la Plata por una gran crecida en el Paraná que redujera sensiblemente las concentraciones o viceversa, con una bajante en ambos ríos y una consecuente suba en la concentración).

### 6.3.1. Sensibilidad a variaciones en el caudal del río Bermejo

Los años tipo propuestos como condiciones medias y de bajante del río Bermejo implican una reducción de la concentración de sólidos en suspensión que llega al estuario igual a 27,1% y 36,3%, respectivamente.

Al comparar los resultados de ambas simulaciones habiendo considerado los nuevos forzantes contra aquellos obtenidos inicialmente (Tabla 19), se confirma la idea intuitiva de que a menor concentración disponible habrá menor sedimentación en la región.

	Superficie emergida [km <sup>2</sup> ]							
	Canal Mitre	Variación contra base	Bajos del Temor	Variación contra base	Islas	Variación contra base	Norte	Variación contra base
<b>Corrida base</b>	22,53		57,29		87,19		41,12	
<b>Bermejo medio</b>	16,22	-28,00%	47,34	-17,37%	75,62	-13,28%	34,96	-14,97%
<b>Bermejo bajo</b>	13,20	-41,39%	44,26	-22,74%	72,10	-17,31%	32,45	-21,08%

Tabla 19 Comparación de resultados empleando distintas concentraciones de acuerdo a la situación hidrológica del río Bermejo.

De analizar la variación en la superficie emergida habida para cada uno de los escenarios hidrológicos del río Bermejo considerados se concluye en primera instancia que el proceso de crecimiento del Delta del río Paraná es bastante susceptible a la concentración de sedimento que llegue al Frente a través de los distintos tributarios. Además, del análisis conjunto de la variación de concentración ingresante al Río de la Plata y de la superficie emergida de acuerdo a la simulación (Figura 63), se concluye que para el rango de variaciones de caudal sólido ingresante con el que se trabaja, la sensibilidad respeta claramente una ley lineal.

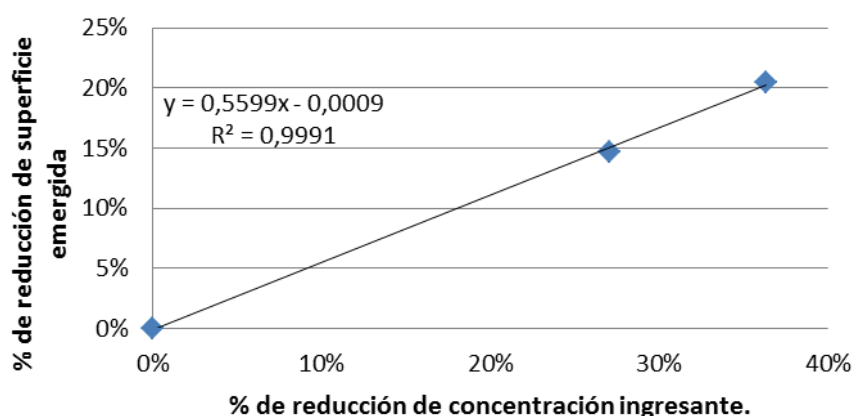


Figura 63 Reducción de superficie emergida en función de la reducción de la concentración entrante al Río de la Plata.

Por su parte, al llevar a cabo un análisis comparativo cualitativo a los tres resultados (Figura 64) se observa que no parecería haber cambios sustantivos en la

## 6. Sensibilidad del avance del Frente del Delta a factores que inciden en la dinámica hidrodinámica de la región

dinámica morfológica del Frente de Avance entre ellos; las variaciones que entre los tres escenarios hay resultan sólo discrepancias de tamaño del área emergida, pero siempre respetando los mismos patrones. La única región donde se diferencian los comportamientos de los escenarios de bajante y condiciones medias del río Bermejo respecto a aquel de crecida es al este de la Isla Lucha, donde las dos primeras simulaciones no prevén sedimentación, pero sí la tercera.

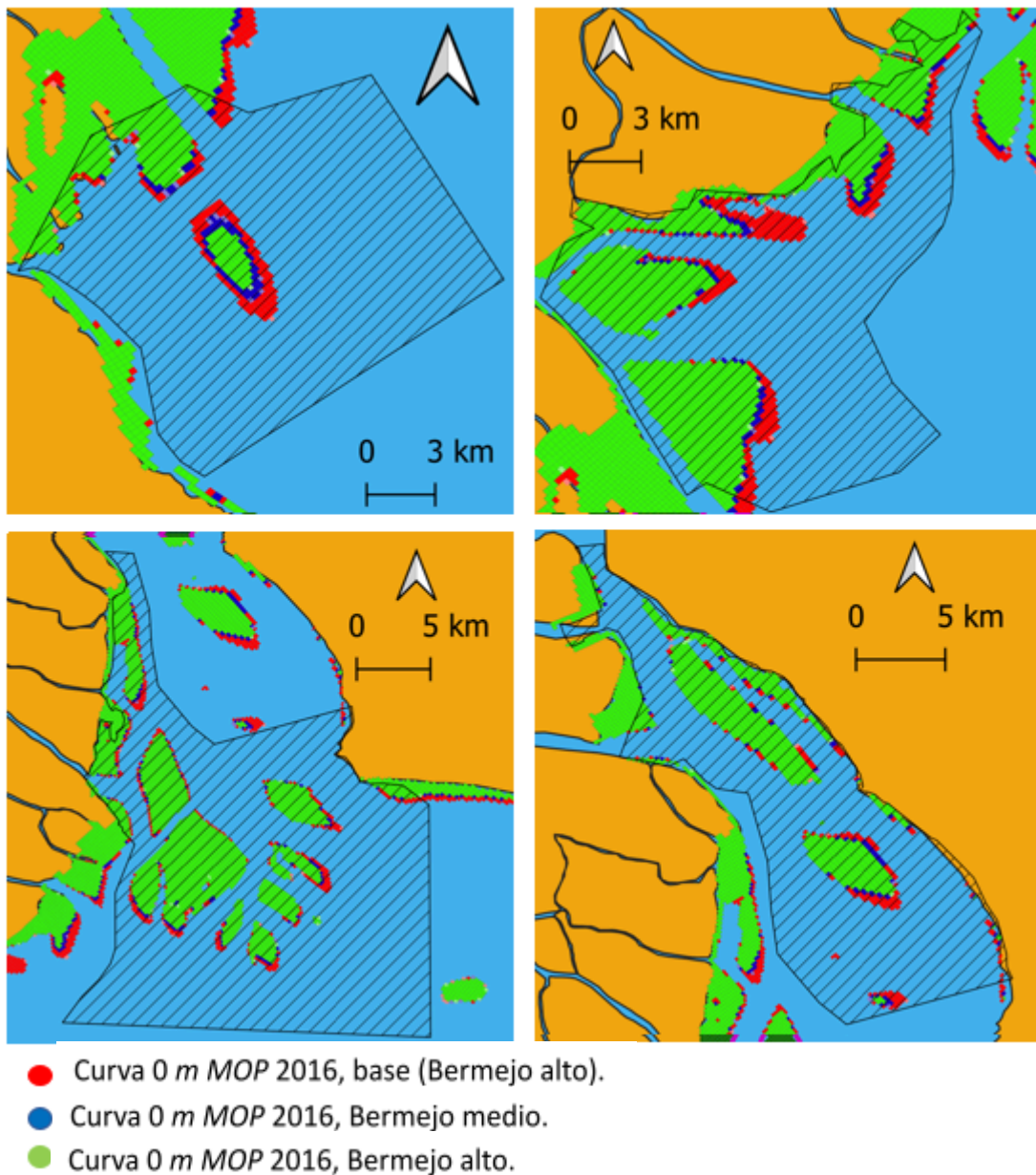


Figura 64 Comparación de curvas de nivel 0 m MOP obtenidas en los tres escenarios de concentración proveniente del río Bermejo.

Del análisis realizado a los distintos resultados obtenidos considerando diversas concentraciones provenientes del río Bermejo se concluye que eventuales variaciones en la intensidad de dicho forzante tendrán una gran incidencia en el crecimiento del

Delta del río Paraná sobre el Río de la Plata. Así y todo, se desprende de la comparación cualitativa que la morfología con la que se desarrolla el Frente de Avance no se modifica sustancialmente en función de la concentración que ingresa al estuario. La última conclusión es relevante en tanto la concentración entrante a través de los tributarios no podrá tomar un valor nulo siendo que el río Paraná trae consigo cierto caudal sólido desde el tramo del Alto Paraná (ver 5.2.4.2), por lo que a lo sumo se reduciría sensiblemente la velocidad del crecimiento en caso de una sequía importante y prolongada en la cuenca del río Bermejo.

### 6.3.2. Sensibilidades al caudal del río Paraná

Para llevar a cabo el análisis de sensibilidad del crecimiento del Delta del río Paraná al caudal líquido de tal curso, se plantearon dos escenarios alternativos, considerando variaciones del caudal líquido de 27,4% y -15,3% para condiciones de bajante y crecida respectivamente respecto a la situación inicial considerada, correspondiente a un caudal total de  $18609 \text{ m}^3/\text{s}$ .

Del cálculo del indicador cuantitativo para los resultados obtenidos de las distintas simulaciones (Tabla 20) se desprende que, a diferencia de lo sucedido al variar la concentración ingresante proveniente del río Bermejo, al modificar el caudal líquido proveniente del río Paraná no hay una variación de la emergencia de signo uniforme en las distintas regiones contempladas. Al considerar por ejemplo el incremento del caudal que ingresa al Río de la Plata, se observa un incremento del área emergida de aproximadamente el 10% en las inmediaciones del comienzo del Canal Emilio Mitre, mientras que, en la región norte del dominio, la variación resulta ser una reducción cercana al 13%. La situación se vuelve inversa al considerar el escenario de bajante del río Paraná, en la que la superficie emergida se reduce en el Canal Mitre, pero crece en el norte del dominio. Por su parte, la región de las islas no sufre grandes cambios en lo relativo a la cantidad de superficie emergida en el intervalo de simulación.

	Superficie emergida [km <sup>2</sup> ]							
	Canal Mitre	Variación contra base	Bajos del Temor	Variación contra base	Islas	Variación contra base	Norte	Variación contra base
<b>Corrida base</b>	22,53		57,29		87,19		41,12	
<b>Paraná alto</b>	24,37	8,18%	58,98	2,94%	83,84	-3,85%	35,91	-12,66%
<b>Paraná bajo</b>	20,61	-8,53%	54,17	-5,44%	87,05	-0,16%	45,00	9,45%

Tabla 20 Comparación de resultados empleando distintas concentraciones de acuerdo a la situación hidrológica del río Paraná.

La explicación que se halla a la falta de homogeneidad en la sensibilidad del crecimiento del Delta a través de las distintas zonificaciones realizadas reside en las características morfológicas del estuario en cada una de ellas y en su distancia a las desembocaduras de cada tributario; por su parte, la región de las islas Oyarvide y Solís se encuentra alejada de la desembocadura de los principales brazos del río Paraná (los

## 6. Sensibilidad del avance del Frente del Delta a factores que inciden en la dinámica hidrodinámica de la región

---

ríos Guazú, Bravo y Sauce) que tributan al Río de la Plata; por ende, una variación en el caudal de cada uno de estos cursos se ve atenuada aguas arriba de la región. Contrariamente, en la región norte del dominio del modelo, la incidencia de las variaciones de caudal líquido de los tributarios afecta directamente y sin amortiguación a las condiciones hidrodinámicas imperantes, sumado esto a un encause más pronunciado del río allí que aguas abajo.

Cabe destacar que los resultados cuantitativos obtenidos resultan contraintuitivos, dado que se hubiera esperado que un mayor caudal líquido descargado a través de los tributarios implicara un aumento en la velocidad de corriente, produciendo a su vez un incremento en las tensiones de corte sobre el lecho, desfavoreciendo entonces la sedimentación del material suspendido en la columna de agua. Sin embargo, al analizar cualitativamente los resultados se obtiene una mejor comprensión de las variaciones en el área emergida comentada a partir de los indicadores cuantitativos.

Para el escenario de crecida del río Paraná (Figura 65) el principal cambio se observa en la región del Canal Mitre; allí, la isla que se desarrolla de acuerdo a la simulación base al sur de la desembocadura del canal se desplaza más al sur aún respecto a lo obtenido al considerar el caudal medio del río Paraná. En la traslación de la isla hacia el sur, el área sedimentada crece, pero no hay ningún tipo de cambio en la morfología propiamente dicha.

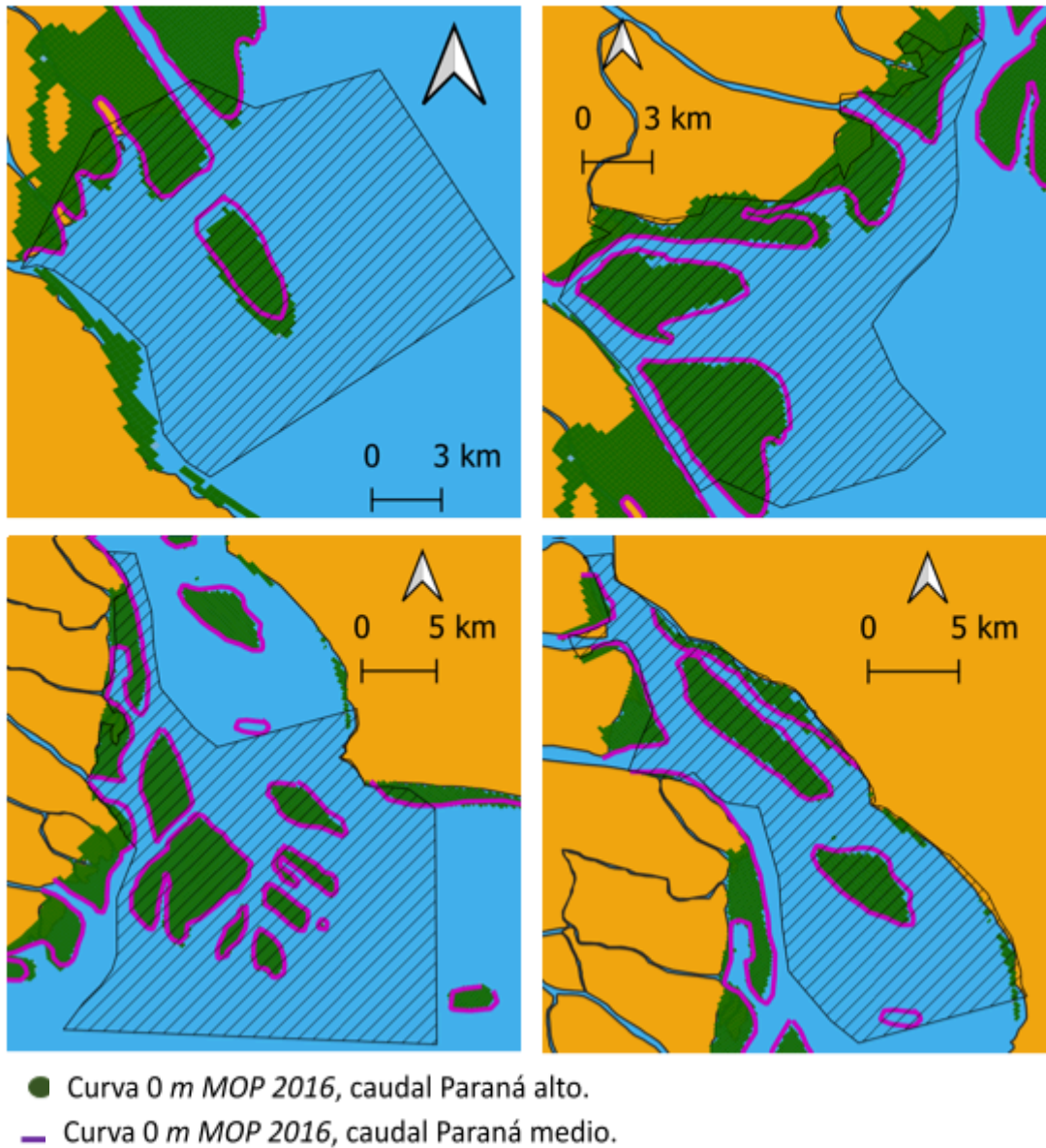


Figura 65 Comparación de áreas emergidas según los escenarios de condición media y crecida del río Paraná

En segunda instancia, otro cambio relevante que surge de la comparación de los dos resultados es que al norte de la Isla Martín García no emerge una isla al incorporar la crecida del Paraná, lo que sí se daba previamente; este resultado refuerza la idea antes mencionada de la mayor incidencia que tiene el caudal del Paraná previo a la expansión que el curso sufre al ingresar al Río de la Plata. Además, en la región norte se aprecia cómo a mayor caudal ingresante las islas emergidas se tornan más angostas por la mayor velocidad del curso principal.

Por fuera de lo recién mencionado, los cambios entre ambas simulaciones resultan menores y consisten principalmente en ligeramente menor ancho de las islas emergidas correspondientes al escenario de mayor caudal.

## 6. Sensibilidad del avance del Frente del Delta a factores que inciden en la dinámica hidrodinámica de la región

En lo referido al escenario de bajante del río Paraná (Figura 66) se observan pocos cambios relevantes al ser comparados los resultados con el escenario base, salvo la creación de una dorsal única sobre margen derecha del Canal Emilio Mitre a partir de su desembocadura en el Río de la Plata. Se entiende que, a partir de menores tensiones de corte en el fondo producto del menor caudal los sedimentos que desbordan del curso del canal sedimentan inmediatamente a la salida; esta alternativa parecería ser correcta si se considera que resulta en una dorsal más angosta que la inicialmente predicha por el modelo, lo cual indicaría que menor cantidad de sedimento llega al lado opuesto de la isla. Por fuera de lo recién comentado, no se registran cambios salvo un ligero ensanchamiento de las distintas islas emergentes.

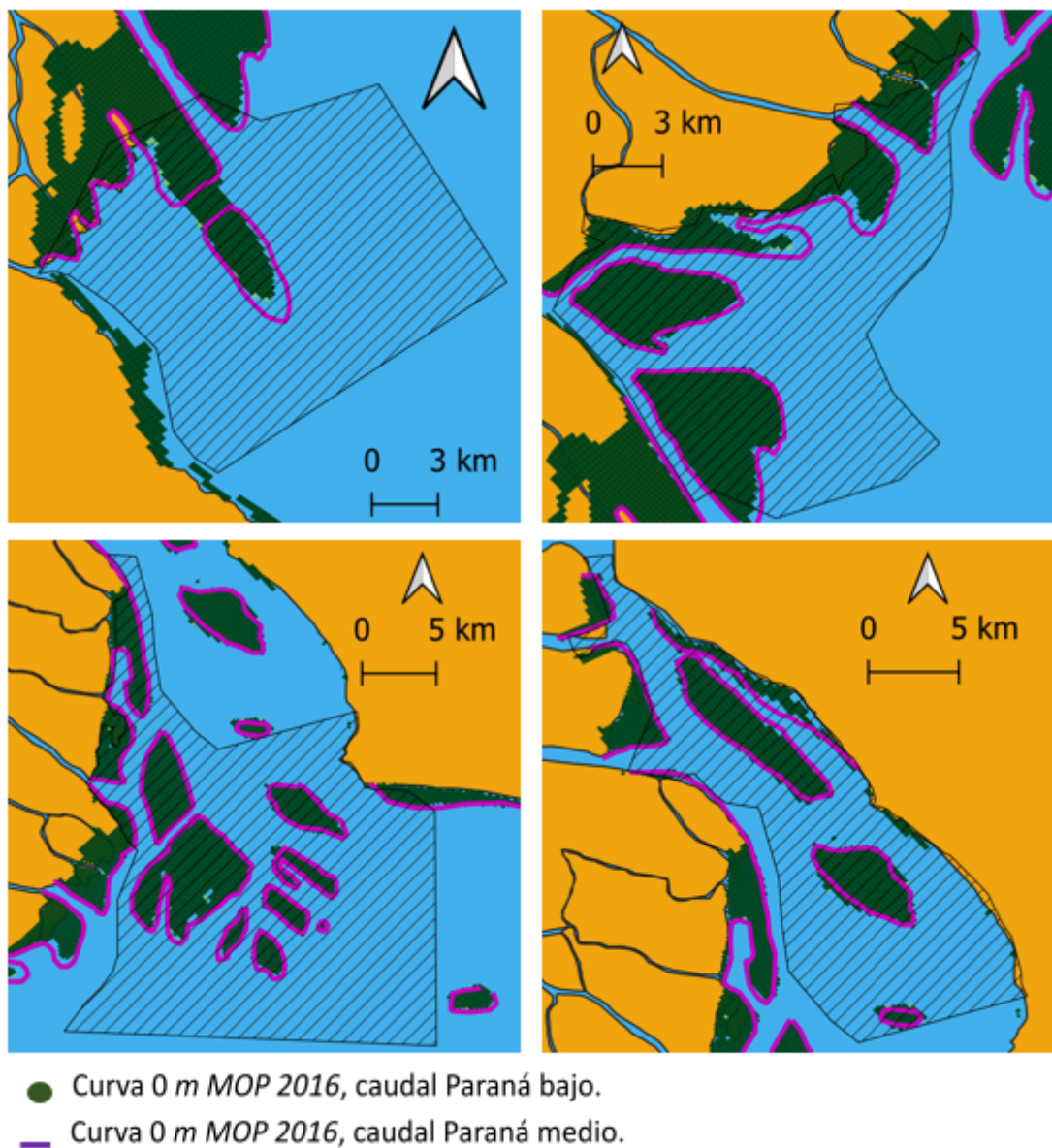


Figura 66 Comparación de áreas emergidas según los escenarios de condición media y bajante del río Paraná.

La sensibilidad de la región cercana a la desembocadura del Mitre al caudal líquido del río Paraná conlleva a que dicha variable deba ser considerada cuidadosamente para proyecciones a futuro dado que de acuerdo a los trabajos antecedentes (Sarubbi, 2007; Badano et. al, 2012) dicha zona es la que mayor crecimiento presentará a futuro (lo cual a su vez se aprecia en los resultados obtenidos hasta el momento con el modelo hidrosedimentológico desarrollado).

### 6.3.3. Sensibilidades a los eventos meteorológicos del Río de la Plata

Para el análisis de sensibilidad del crecimiento del Frente del Delta a la situación meteorológica imperante en el estuario se plantearon dos escenarios de características antagónicas entre sí: el primero, aquel que año que mayor frecuencia de sudestadas tuvo en el registro histórico disponible en el puerto de Buenos Aires, mientras que el otro corresponde a la situación análoga al considerar las bajantes. El período simulado para estos escenarios debió ser sustancialmente mayor que en los casos previos, debido a que no es factible modificar la escala temporal de los forzantes atmosféricos por ser un determinante fundamental de su efecto sobre el cuerpo de agua su duración; por lo tanto, se simuló un semestre entero, empleando un factor de aceleración igual a 20.

De las simulaciones realizadas considerando ambos escenarios se desprende que la situación meteorológica tiene una muy baja incidencia en la dinámica sedimentológica agregada en la zona del Frente del Delta del río Paraná. Tal es así que no se observan cambios notorios al comparar mapas de área emergente como se hizo en los otros ensayos de sensibilidad presentados. Por tal motivo, se estudió este caso particular a partir de series de profundidad en el tiempo en distintas ubicaciones del Frente (Figura 67).



Figura 67 Puntos considerados en la comparación de series de profundidad.

De la comparación de series de profundidad en distintas ubicaciones del Frente (Figura 68) se observa que a lo largo del tiempo simulado sí se dan eventos puntuales que producen diferencias importantes entre la situación de ambos escenarios, pero al

## 6. Sensibilidad del avance del Frente del Delta a factores que inciden en la dinámica hidrodinámica de la región

momento de considerar el comportamiento agregado luego del total del intervalo considerado ambas series tienden prácticamente a coincidir.

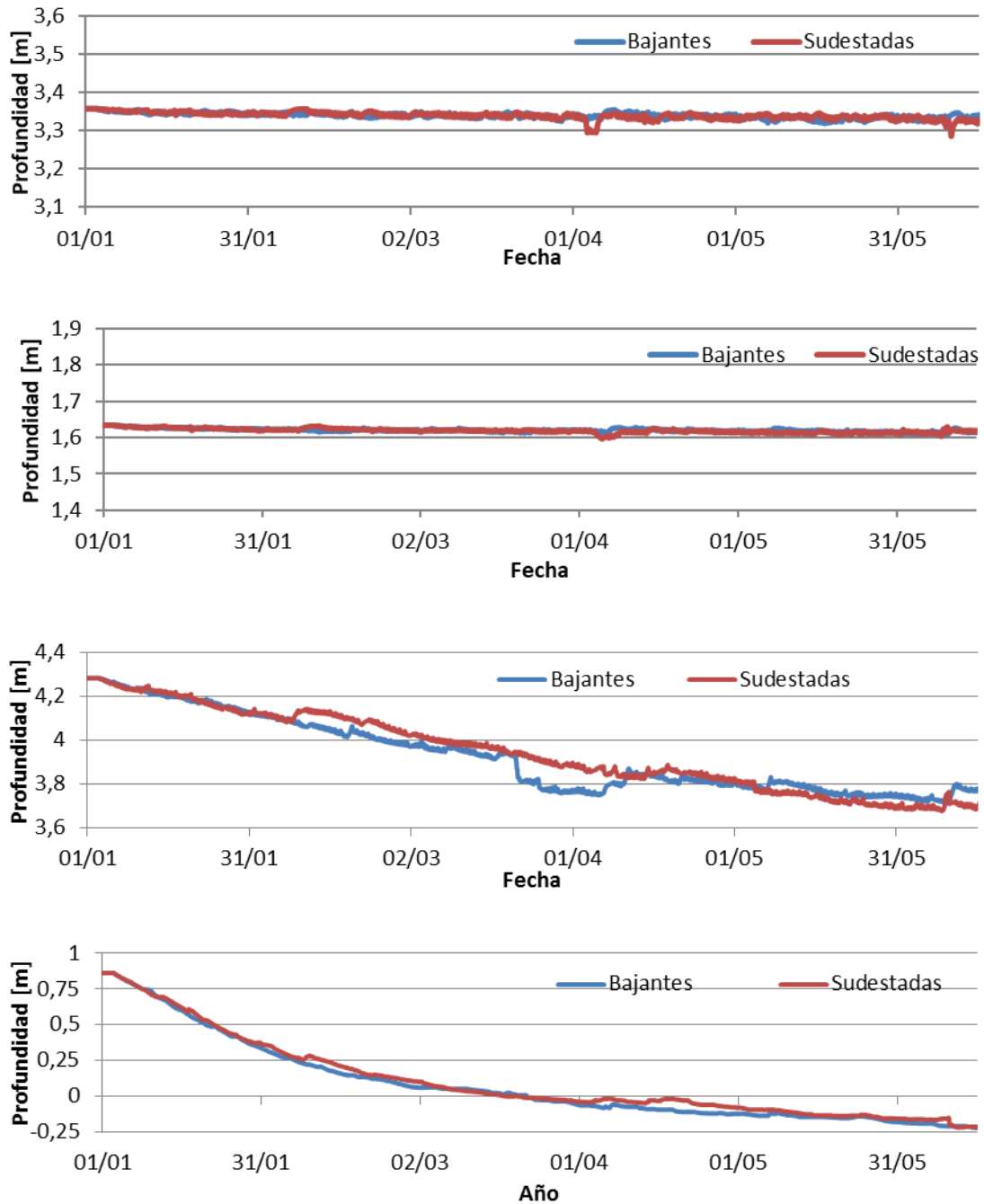


Figura 68 Comparación de series de profundidad en distintos puntos del Frente entre ambos escenarios, de puntos 1 a 4 en orden descendente.

El hecho de que las series de profundidad de ambos escenarios se aparten una de otra momentáneamente para luego volver a unirse indica que los fenómenos atmosféricos tienen un impacto en la dinámica sedimentológica relativamente importante en el corto plazo, pero que es rápidamente contrarrestado una vez reinstauradas las condiciones medias para volver a cierto equilibrio dinámico del

Frente. Por consiguiente, se considera que los eventos de sudestadas y bajantes no representan un factor decisivo para la dinámica sedimentológica a largo plazo del Frente de Avance.

De todos modos, sí se observa que los eventos de sudestada permiten a regiones previamente emergidas crecer en altura al facilitar que el agua llegue a regiones donde en condiciones medias no llegaría; sumado a esto, en las crecidas sobre las islas la velocidad tiende a disminuir por ser un tirante pequeño, por lo que la sedimentación allí es importante. De todos modos, este mayor crecimiento en altura relativo entre ambas simulaciones no resulta mayor a 5 *cm* en el período simulado.

#### 6.4 Conclusiones del capítulo

En el presente capítulo se llevaron a cabo análisis de sensibilidad del crecimiento del Frente del Delta al caudal sólido proveniente del río Bermejo, al caudal líquido propio del río Paraná y a los eventos meteorológicos que se desarrollan en el Río de la Plata. Para ello se desarrollaron distintos análisis estadísticos a fin de seleccionar años tipo de extremos ordinarios de los distintos fenómenos mencionados.

De dichos ensayos, se concluyó que la respuesta del crecimiento del Frente a una variación de caudal sólido ingresante al estuario resulta ajustable mediante una función lineal, con un comportamiento bastante intuitivo: a menor concentración de sólidos suspendidos en los tributarios del Río de la Plata, menor crecimiento del Frente.

Por su parte, la sensibilidad a las condiciones hidrodinámicas impuestas por el caudal líquido descargado por los distintos tributarios permitió concluir que un menor caudal implica condiciones que favorecen la sedimentación, redundando en un mayor crecimiento del Delta. Además, los resultados obtenidos en esta etapa mostraron menor linealidad que en el ensayo previo, dado que las diferencias entre escenarios de alto y bajo caudal del Paraná no sólo consisten en una variación de magnitud de la superficie emergida, sino que también hay cambios sustanciales en la ubicación y forma de la sedimentación.

Por último, al incorporar los fenómenos atmosféricos al modelo numérico, se obtuvo que la incidencia de éstos en el comportamiento del Frente no es significativa a largo plazo, sino que sólo producen pequeñas distorsiones respecto a lo visto en condiciones astronómicas con una duración breve, para luego volver al comportamiento medio.

En el próximo capítulo se incorporan proyecciones a futuro de los principales forzantes del sistema (agregando además el aumento del nivel medio del mar) empleando distintas herramientas disponibles a fin de poder considerar el cambio climático en el estudio. Se plantearán distintos escenarios con tal de definir situaciones

6. Sensibilidad del avance del Frente del Delta a factores que inciden en la  
dinámica hidrodinámica de la región

---

antagónicas y obtener así diversas proyecciones del Delta de acuerdo a cada condición propuesta.



### 7. Incidencia del cambio climático en el crecimiento futuro del Frente del Delta del río Paraná

#### 7.1. Introducción

A lo largo de las últimas décadas, el cambio climático ha estado en el centro de atención de la comunidad científica por implicar consecuencias importantes en el sistema ambiental a lo largo y ancho de todo el mundo. El Río de la Plata – y consecuentemente el Delta del río Paraná – no está exento de dicho fenómeno, en tanto se han observado cambios de comportamiento significativos, como ser una mayor erosión en Punta Piedras (en Colonia, Uruguay), un retroceso persistente en la Bahía de Samborombón y un incremento en la frecuencia e intensidad de los vientos provenientes del este registrados en la Ciudad de Buenos Aires (Medina & Codignotto, 2013); estas circunstancias despiertan interés por analizar los efectos que pueda haber sobre el Frente del Delta, en tanto se espera que aumente la erosión de las costas deltaicas (Syvitski, Kettner, Overeem, & Hutton, 2009).

Por lo tanto, en el presente capítulo se desarrollan los análisis llevados a cabo considerando distintos escenarios de cambio climático sobre los siguientes forzantes del sistema del Delta del río Paraná: el caudal sólido proveniente del río Bermejo, el caudal líquido correspondiente al río Paraná y el nivel medio del mar.

Para cada caso se plantearon escenarios distintos en función de la información disponible, la variabilidad prevista para cada variable según distintos escenarios de cambio climático y la sensibilidad que el modelo numérico del Frente del Delta presentó en las etapas realizadas previamente (ver capítulo 6).

#### 7.2. Escenario base

Con el fin de poder analizar el impacto que el cambio climático tendrá sobre el crecimiento del Frente de Avance del Delta del río Paraná se llevará a cabo en primera instancia una simulación hidrosedimentológica considerando las condiciones imperantes constantes a lo largo de todo el intervalo temporal a ser simulado en el presente apartado, que consiste en la ventana de tiempo 2007 – 2100.

En lo referido a los forzantes fluviales del sistema, se incorporará como caudal líquido a los obtenidos del modelo numérico del Delta para el año 2007 (año de condiciones hídricas medias en el Paraná de acuerdo a lo visto en el apartado 6.2.1). Por su parte, la descarga sólida corresponderá a las concentraciones calculadas para el año 2011 de acuerdo a la metodología presentada en el apartado 5.2.4.2, por corresponder a una situación hídrica media de la cuenca del río Bermejo.

Para este escenario – y todos aquellos siguientes – se considerará únicamente la marea astronómica impuesta sobre la frontera sur del Dominio B. Además, se usará un factor de aceleración de los cambios morfológicos igual a 500, por lo que el período

temporal de 93 años reales se traduce a una ventana de simulación de aproximadamente 68 días y 17 horas; de acuerdo a lo concluido en el análisis de sensibilidad del modelo a dicho factor de escala (ver *Anexo II*), el valor se mantendrá para todas las simulaciones llevadas de ahora en más para lograr comparaciones sin sesgos producto de la propia metodología.

Para el análisis de los resultados obtenidos en esta etapa de proyección de crecimiento del Delta sobre el Río de la Plata, se compararán los mapas de superficie emergida para instantes de tiempo equiespaciados, siempre considerando batimetrías provenientes del modelo (es decir que no se empleará, por ejemplo, la batimetría obtenida de las publicaciones del SHN del año 2016, sino que se considerará el resultado correspondiente a dicho año). De esta manera se espera lograr una comparación cuantitativa y cualitativa consistente que permita individualizar de manera puntual cambios en la dinámica hidrosedimentológica introducidos por variaciones en los forzantes. El intervalo temporal de análisis se tomó igual a 500 días reales (un día simulado), aunque se considerarán también como puntos de referencia los años 2040, 2070 y 2100 para representar sintéticamente el comportamiento del sistema.

Al analizar cuantitativamente los resultados obtenidos en esta primera simulación (Tabla 21) se observa que la región del Canal Emilio Mitre es la que mayor crecimiento tuvo respecto a las otras, con crecimientos relativos al momento inicial (año 2007) del orden de x6000 en los primeros 34 años de simulación y x19600 para el final del intervalo (2100). Por otra parte, las tres regiones restantes muestran crecimientos más acotados que implican que la superficie emergida se duplique en los Bajos del Temor y se triplique en las islas para el 2040. La superficie emergida en el norte del dominio por su parte se cuadruplica en dicho año. Para el año 2100 el crecimiento de las tres últimas regiones parecería haber disminuido su ritmo dado que el factor de emergencia se reduce.

	Mitre			Bajos			Islas			Norte			
	Sup. Emergida [km <sup>2</sup> ]	Variación %	Tasa de avance [km <sup>2</sup> /año]	Sup. Emergida [km <sup>2</sup> ]	Variación %	Tasa de avance [km <sup>2</sup> /año]	Sup. Emergida [km <sup>2</sup> ]	Variación %	Tasa de avance [km <sup>2</sup> /año]	Sup. Emergida [km <sup>2</sup> ]	Variación %	Tasa de avance [km <sup>2</sup> /año]	
<b>2007</b>	5,90			25425,14			40389,17			14101,34			
<b>Escenario</b>	<b>2040</b>	40215,11	681585%	1182,62	85654,65	237%	1771,46	121066,21	200%	2372,85	68769,26	388%	1607,88
<b>Base</b>	<b>2070</b>	71322,04	1208878%	1003,45	105326,40	314%	634,57	157062,38	289%	1161,17	82657,31	486%	448,00
	<b>2100</b>	115795,38	1962745%	1434,62	115584,71	355%	330,91	175663,31	335%	600,03	88709,63	529%	195,24

Tabla 21 Superficie emergida en el escenario base (2007-2100).

Respecto a la velocidad con la que emergen nuevas islas en el Frente del Delta de acuerdo a lo simulado (Figura 69), se aprecia claramente que, salvo en la región del Canal Mitre, la tendencia apunta a una disminución importante de las tasas de crecimiento prácticamente desde el inicio del período simulado; tanto en la región de los Bajos del Temor como en la de las islas y el norte del dominio de cálculo se aprecia

## 7. Conclusiones

una abrupta caída desde el año 2007 hasta el año 2070, momento en el cual incluso llega a apreciarse cierta reversión del comportamiento del Delta. A partir del 2070 las velocidades de dichas tres regiones crecen para luego permanecer prácticamente constantes hasta el año 2100 en valores relativamente pequeños respecto a lo observado en el período 2007 – 2070. En cambio, en la región de la desembocadura del Canal Emilio Mitre se observa que la velocidad oscila hasta el año 2070, momento a partir del cual parecería aumentar ligeramente.

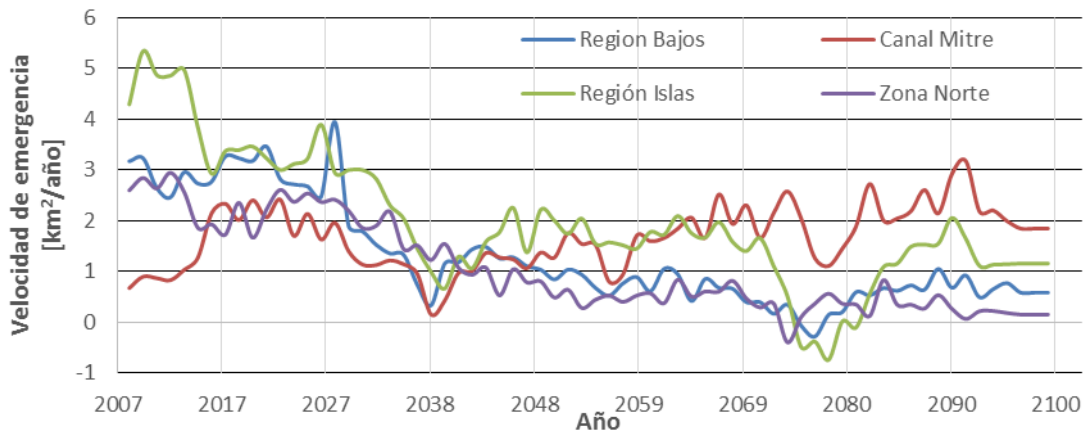


Figura 69 Evolución del ritmo de emergencia de islas en las distintas regiones del Frente del Delta.

En términos cualitativos (Figura 70), cabe destacar en primera instancia el gran crecimiento proyectado alrededor de la desembocadura del Paraná de las Palmas a través del Canal Mitre; sobre margen derecha se crean dos islas de forma predominantemente longitudinal que implican entre sí un crecimiento del Delta hacia el sur de aproximadamente 18 km; por su parte, sobre margen izquierda se observa una situación prácticamente idéntica: la isla Zárate crece 21 km aguas abajo mediante dos islas longitudinales. Adicionalmente, al NE de este crecimiento, la misma isla se desarrolla con forma de V invertida de manera prácticamente simétrica. En ambos casos, el ancho de las islas es de alrededor de 3 km. El frente insular comprendido entre el río Luján y el Canal del Este avanza cerca de 4 km.

Por su parte, la región de los Bajos del Temor se integra completamente al frente insular inicial y se extiende aguas abajo alrededor de 9 km manteniendo cierta forma de triangular. Se observa que se forman falsos canales que parecerían permitir el ingreso hacia el Delta desde el estuario, pero que finalmente llegan a regiones emergidas; de estas falsas entradas al Delta, la más extensa presenta una longitud de cerca de 7 km. Es intuitivo asumir que estos canales colmatados llegan a su condición final partiendo de cursos de baja velocidad de corriente donde los sólidos sedimentaban fácilmente, provocando entonces la unión entre islas que originalmente separaban; esta dinámica se observa tanto en el tramo medio (Pereira, 2016) como – parcialmente – en el propio Delta del río Paraná.

Otro cambio de importantes magnitudes que se observa es el habido en las inmediaciones de las islas Oyarvide y Solís, que para finales del período simulado se van a haber integrado completamente al frente insular existente a través de la dorsal desarrollada a partir de la Isla Lucía (que finalmente se tratará no de una dorsal sino de una isla de importantes dimensiones transversales también, cercana a los 5 *km* en su punto más esbelto. Esta nueva isla separa tajantemente el curso proveniente del norte (correspondiente a los ríos Uruguay, Guazú, Sauce, Bravo y Gutiérrez principalmente) del curso Paraná Miní, que quedará rodeado de islas 11 *km* más respecto al inicio del intervalo. La desembocadura del río La Barquita, por su parte, resulta colmatada en su totalidad.

Las islas al sur y al este de las Oyarvide y Solís – ya existentes en el 2007, incluyendo a la Isla Martín García – presentan también crecimientos proporcionalmente muy importantes, principalmente de manera longitudinal, creando canales que discurren en dirección NO – SE entre ellas. Adicionalmente, al norte de la Isla Martín García se forma una importante isla esbelta (de 10 *km* de largo y 2 *km* de ancho aproximadamente) de dirección también NO – SE. Por su parte, el Islote El Matón crece sensiblemente anexando islotes menores que se encontraban a su alrededor.

La Isla Juncal, de acuerdo a lo proyectado por el modelo, se uniría a la costa uruguaya en su totalidad y quedaría separada del Islote el Matón mediante un canal que rodearía a este último.

Respecto a la unión de la Isla Juncal con la costa de Uruguay y de la importante sedimentación pronosticada en los márgenes costeros de ambos países, cabe aclarar que pueden tratarse de fenómenos en cierta medida espurios producto de la falta de información batimétrica en la región; probablemente las costas tengan taludes más pronunciados que los que pudieron representarse en función de la información disponible, por lo que la sedimentación en dichas regiones debería ser mucho menor al haber mayor velocidad de corriente.

## 7. Conclusiones

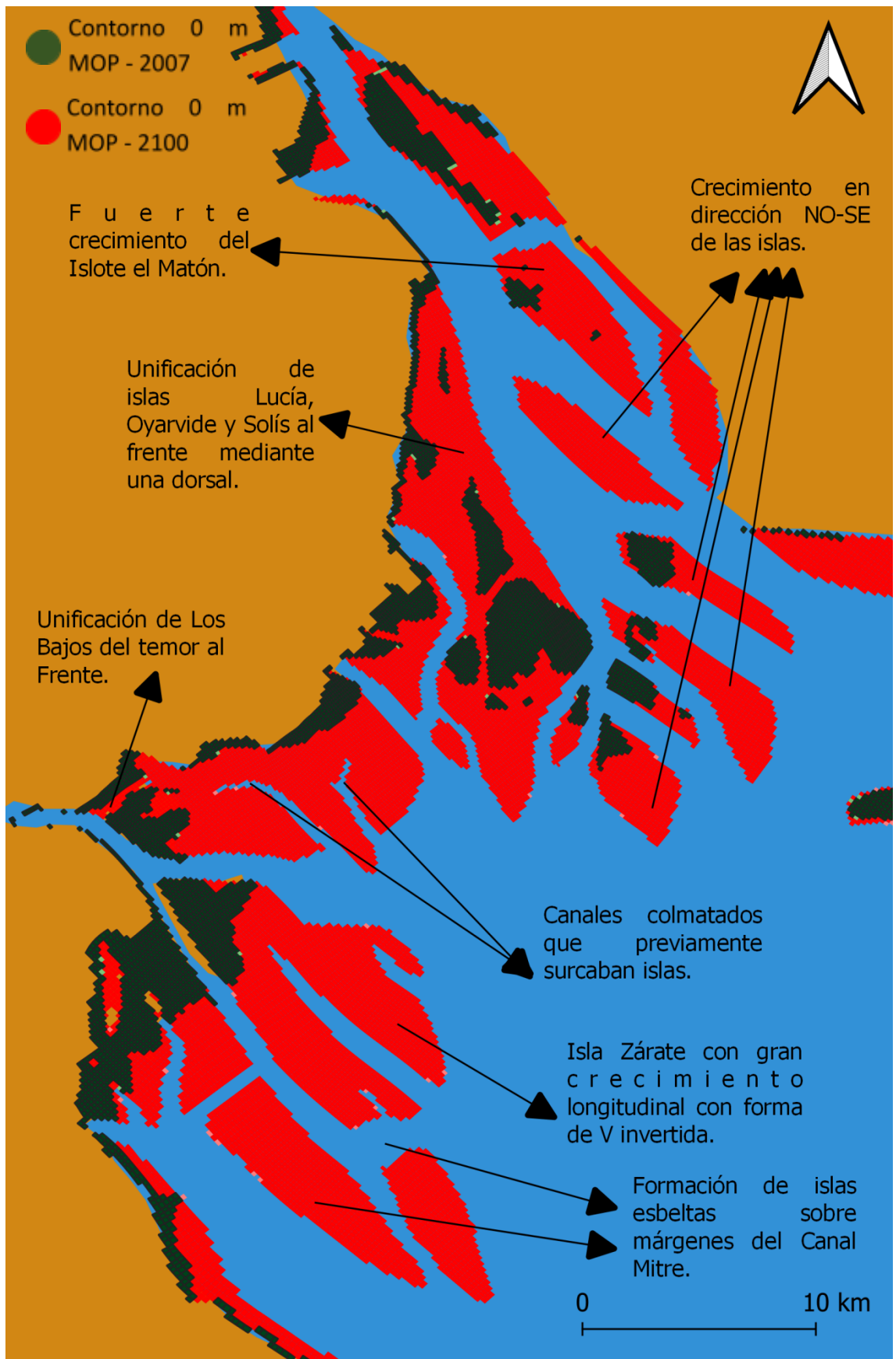


Figura 70 Proyección del Frente del Delta para el año 2100 sin cambio climático.

En síntesis, de acuerdo a lo observado en la simulación realizada considerando la ausencia total de cambio climático, el Frente de Avance del Delta del río Paraná se desarrollaría con mayor intensidad principalmente en las inmediaciones de la desembocadura del Canal E. Mitre y alrededor de las islas Lucía, Oyarvide y Solís. El crecimiento proyectado muestra que el frente insular ya existente tenderá a absorber a las islas presentes a medida que, simultáneamente, estas crecen hacia el sur. Además, el desarrollo del Frente parecería favorecer la aparición de cursos relativamente grandes bien delimitados entre islas, colmatando cursos menores existentes en el presente, como por ejemplo el Canal Lancha Petrel (entre las islas Lucía y Oyarvide) o aquel que define la Isla Lucha, en los Bajos del Temor.

Además, se concluye que los cambios ocurridos hasta el año 2100 en las regiones Bajos del Temor, Islas y Norte del dominio son una buena muestra del crecimiento que habrá en dichas zonas, sin que pueda esperarse cambios importantes más allá de lo mostrado debido a que las tasas de emergencia de tierra parecen disminuir velozmente sin aparente cambio de tendencia; en cambio, la región del Canal Mitre parecería tener aún un importante margen para continuar desarrollándose hacia el sur dado que en el tramo final del intervalo simulado la velocidad de crecimiento de dicha zona aumenta sensiblemente. El comportamiento hallado descrito es consistente con lo concluido por Sarubbi (2007) en tanto se predice que el Frente del Delta disminuirá su crecimiento en las regiones cercanas a la costa uruguaya.

### 7.3. Aumento del nivel medio del mar

El Delta del río Paraná y su desarrollo están íntimamente relacionados con el comportamiento hidrodinámico del Río de la Plata, estuario que a su vez depende fuertemente de las condiciones imperantes en el océano adyacente, el Atlántico Sur. Por ende, variaciones en el mar pueden impactar de manera certera en el avance del Frente del Delta. El principal de estos cambios presentes en las aguas oceánicas del mundo es la variación de su nivel medio, por lo que se consideró importante analizar qué incidencia tendrá la tendencia actual (de fuerte suba) sobre el desarrollo futuro del Delta. Para ello se aplicará el modelo numérico ya presentado incorporando variaciones que permitan analizar la respuesta del Delta.

#### 7.3.1. Conceptos básicos

El nivel de la superficie libre de agua del mar es una variable que presenta cambios en un intervalo de escalas temporales y espaciales muy variable; el gran espectro de escala temporal se aprecia al comprender que el nivel del mar varía con fenómenos como el oleaje o eventos de tormenta, que implican períodos comprendidos entre unos pocos segundos a algunos días, hasta cambios sostenidos durante décadas o incluso siglos. En lo que respecta a este apartado, se hará referencia al nivel medio del mar (NMM) con tal de eliminar aquellas variaciones de alta

## 7. Conclusiones

---

frecuencia y hacer foco en aquellos cambios de gran escala que están asociados con cambios climáticos globales. En lo referido a las escalas espaciales del fenómeno, si bien durante las últimas décadas se ha obtenido clara evidencia de que el mismo se da de manera sumamente heterogénea alrededor de la superficie terrestre (como se demuestra al momento de estudiar el caso de Filipinas (Kahana, Daron, & Scannell , 2016), se considerará en el presente trabajo aquellas variaciones globales, haciendo foco en aquellos fenómenos extendidos en todo el globo.

Para lograr una base sobre la que trabajar con la variable nivel medio del mar, se recurrió al capítulo 13 (Church, y otros, 2013) del trabajo preparado por la comunidad científica para el quinto panel intergubernamental sobre el cambio climático (IPCC, por sus siglas en inglés). A continuación, se sintetizan los principales conceptos obtenidos a partir de la lectura de dicho trabajo.

El NMN ha variado sensiblemente a lo largo de la historia del planeta Tierra; a partir de análisis geológicos se tiene, con distintos grados de certeza, nociones del nivel del mar desde el Plioceno Medio en adelante. A partir del siglo XVIII además se comenzaron a medir los niveles del mar en distintas ubicaciones, habiendo estado las primeras en el norte de Europa; desde entonces la cantidad de lugares de medición se ha multiplicado velozmente. Por último, a partir del comienzo de la década de 1990 se ha comenzado a medir el nivel del mar mediante altimetría satelital, que permite obtener información prácticamente global con una resolución temporal de diez días.

Si bien históricamente se ha visto una fuerte oscilación del NMM a nivel global siguiendo épocas glaciares y de descongelamiento (del orden de metros), en el presente trabajo se hará hincapié en la tendencia que se observó durante el siglo XX y parecería estar acelerándose según lo analizado en el intervalo 1992 - 2012. De acuerdo a estimaciones hechas a partir de las mediciones realizadas durante el siglo XX, el nivel medio del mar global (NMMG) tuvo un incremento medio igual a  $1,7 \pm 0,2 \text{ mm/año}$ . Esta tendencia no fue uniforme, sino que entre los años 1920 y 1950 resultó mayor, período durante el cual la tasa de incremento fue igual a  $3,2 \pm 0,4 \text{ mm/año}$ ; a partir del año 1993 las mediciones y observaciones satelitales indican que la velocidad del incremento se asemeja más a esta última tasa mencionada que a la correspondiente a la media del pasado siglo.

Respecto a los fenómenos causantes de la variación del NMM, se ha concluido que la variación de la densidad del agua marina debido a cambios de temperatura tiene una importancia predominante. En importancia decreciente siguen el cambio de masa de agua presente en los mares debido a la variación de la cantidad de agua congelada en el sistema (tanto en glaciares como en manto de hielo en tierra) y las variaciones en la cantidad de agua que queda retenida en las plataformas continentales, ya fuera en presas, acuíferos y otros sistemas capaces de evitar (o favorecer, eventualmente) la llegada del agua al mar. En menor medida, variaciones en

la densidad producto de cambios en la salinidad del agua y deformaciones viscoelásticas de la Tierra también pueden variar el nivel relativo del mar respecto a la costa.

A fin de proyectar a futuro las posibles tendencias que el NMM puede tomar, se emplearon modelos de circulación general acoplados de océano-atmósfera forzados con distintos escenarios variando la concentración de dióxido de carbono en la atmósfera. De acuerdo a los resultados publicados (Figura 71), el escenario más conservador en tanto a cambio climático a futuro indica que el NMM aumentaría a una tasa ligeramente creciente, comenzando en  $3,8 \text{ mm/año}$  en el año 2010 para concluir el intervalo en el año 2100 con un valor en torno a los  $4,2 \text{ mm/año}$ . Por otro lado, el escenario más pesimista sugiere que para el fin del período de tiempo considerado la tasa de incremento del NMM rondará los  $12 \text{ mm/año}$ , presentando una tendencia prácticamente lineal desde el año 2010.

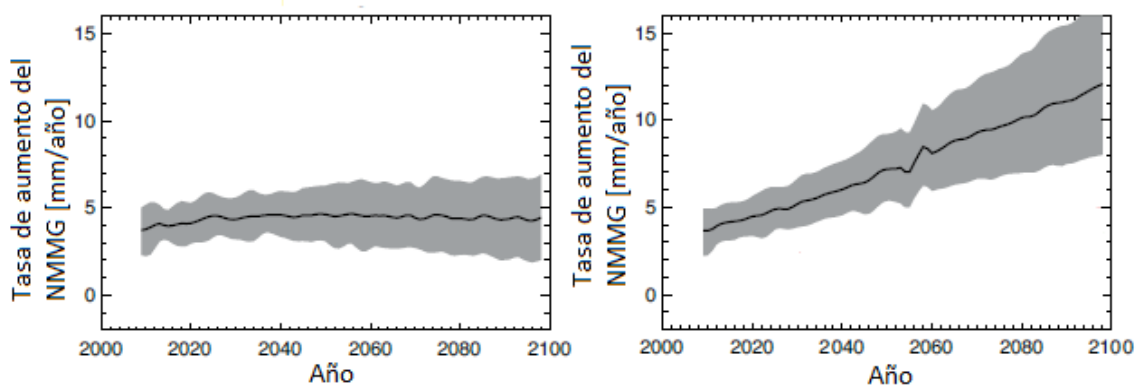


Figura 71 Tasas de cambio del NMMG según escenarios de cambio climático moderado (izq.) y pesimistas (der.); Adaptado de Church (2013).

### 7.3.2. Simulaciones considerando escenarios de cambio del NMMG

Se plantearon tres simulaciones a ser llevadas a cabo para contemplar diferentes escenarios en lo que respecta al aumento del nivel medio del mar. En primera instancia, se consideró una tasa constante igual a  $2 \text{ mm/año}$  con tal de obtener un resultado en cierta medida comparable con el trabajo antecedente (Badano y otros, 2012). Adicionalmente, se parametrizaron dos escenarios a partir de los resultados del quinto IPCC presentados en el apartado anterior para representar situaciones proyectadas considerando distintos escenarios de la magnitud del cambio climático a haber; el primero, correspondiente al escenario de menor aumento del NMM según los modelos de cambio climático, implica un alza de la tasa desde  $3,8 \text{ mm/año}$  en el comienzo del período hasta  $5,2 \text{ mm/año}$  para el 2050, momento a partir del cual permanece constante. La segunda parametrización consiste en un incremento lineal de la tasa desde  $3,8 \text{ mm/año}$  hasta  $12 \text{ mm/año}$  en el año 2100.

La incorporación del aumento del NMM se realizó imponiendo las variaciones correspondientes en la frontera sur del Dominio A, el más extenso, y simulando las

## 7. Conclusiones

condiciones hidrodinámicas en la ventana de tiempo correspondiente. Luego, de esta instancia se toman las series temporales de niveles para ser empleadas como condiciones de borde del Dominio B, que será empleado para simular los fenómenos hidrosedimentológicos. En los tres casos se empleó sólo la marea astronómica y un factor de aceleración de los cambios morfológicos igual a 500.

### 7.3.3. Resultados obtenidos considerando el aumento del NMM

A partir de los resultados obtenidos, se calcularon las superficies emergidas para cada caso a intervalos regulares iguales a 500 días (tiempo real) a fin de poder comparar el desarrollo del Frente del Delta del río Paraná según cada escenario (Figura 72).

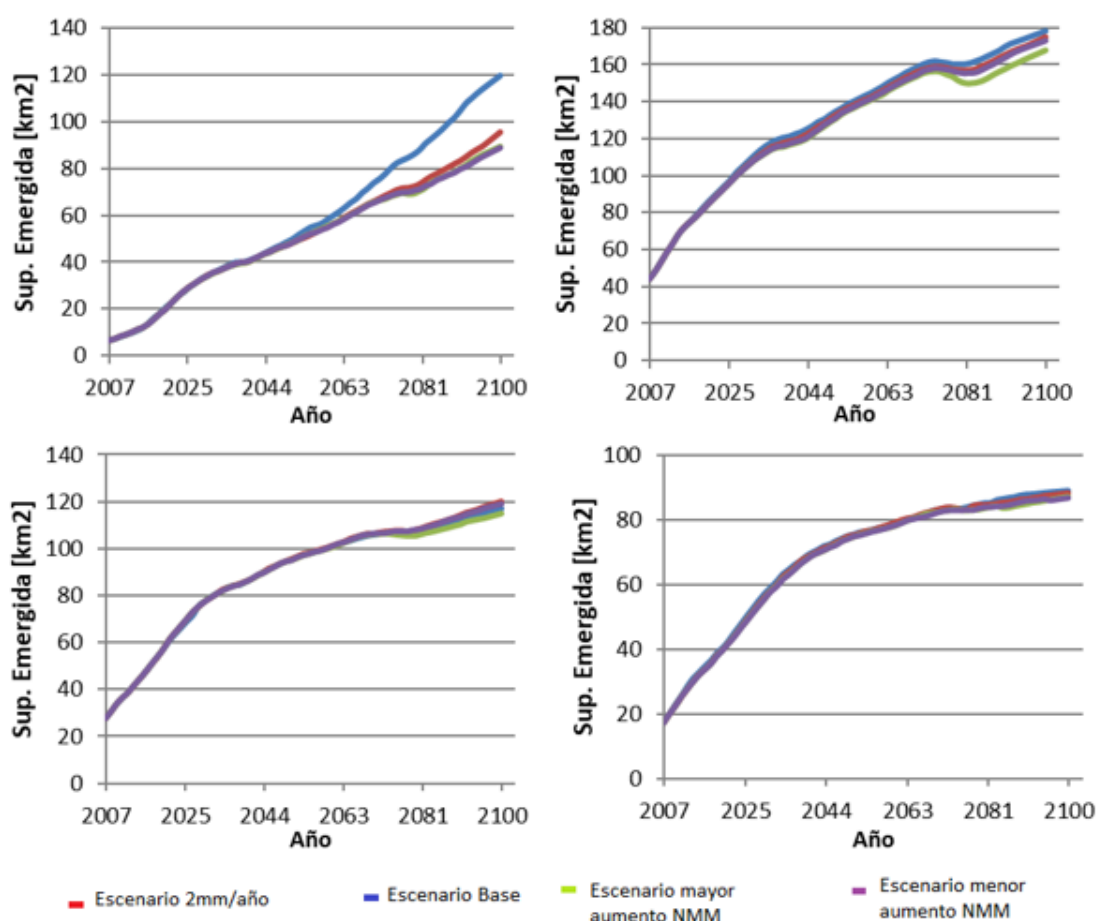


Figura 72 Superficie emergida en función del tiempo en el Canal Mitre (arriba izq.), Bajos del Temor (abajo izq.), Islas (arriba der.) y región norte (abajo der.) en los distintos escenarios propuestos.

Se observa que, salvo en la región del Canal Mitre, el desarrollo del Frente del Delta no se ve condicionado sensiblemente por el aumento del nivel medio del mar, dado que las curvas de superficie emergida no difieren demasiado entre sí en las distintas regiones para cada escenario. De todos modos, en el Canal Mitre sí se observa que el aumento del NMM genera una disminución importante en el desarrollo del Frente.

Cualitativamente (Figura 73) se observa que entre los tres escenarios considerando el aumento del nivel medio del mar no hay grandes diferencias morfológicas en las nuevas áreas emergidas, sino que sólo difieren entre sí por la magnitud del avance del Frente. Respecto al escenario base, por su parte, los escenarios que contemplan el cambio climático reducen el avance, principalmente limitando la extensión del crecimiento longitudinal de las islas.

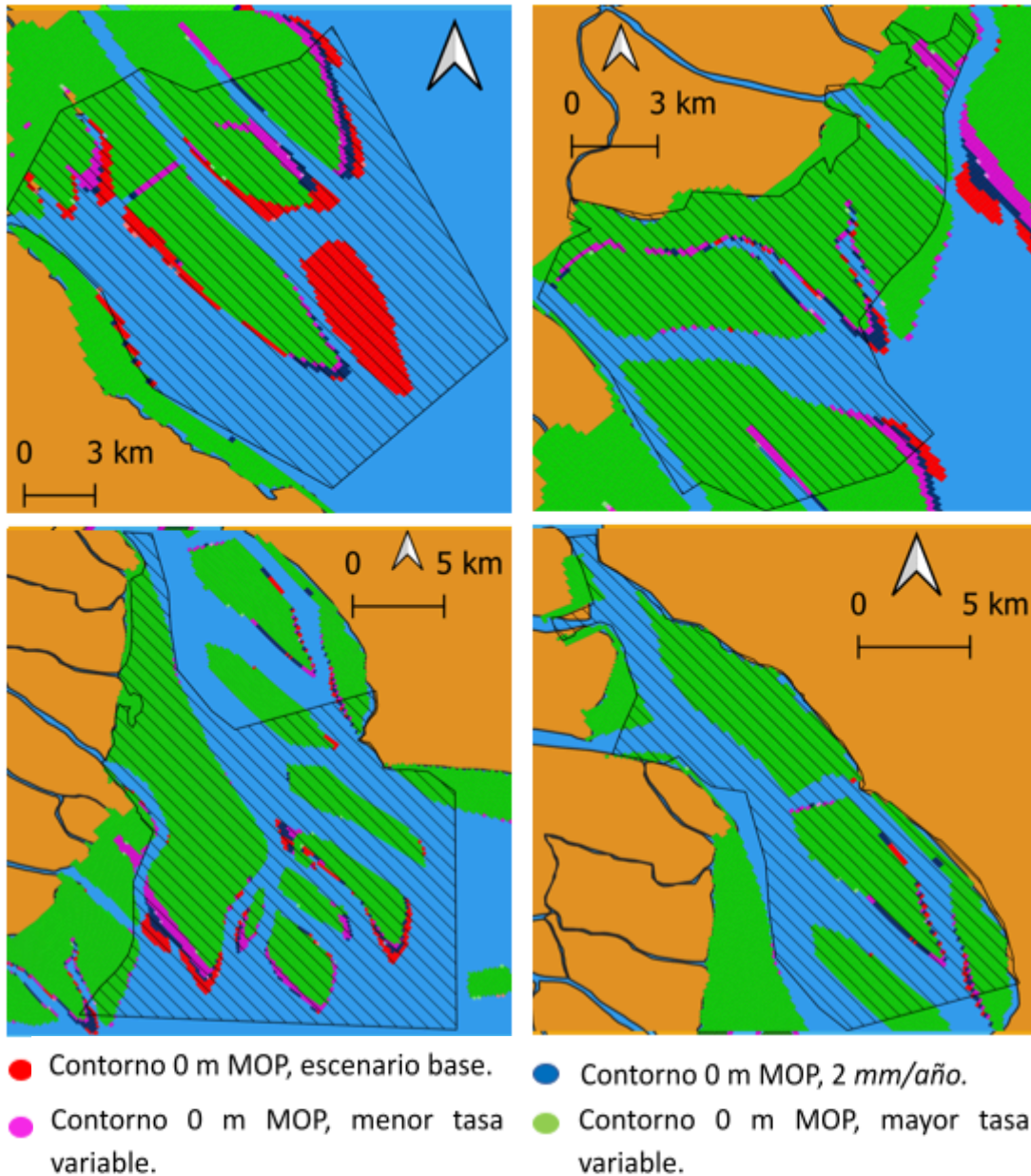


Figura 73 Contorno 0 m MOP con distintos escenarios de cambio climático del NMM.

#### 7.4 Caudal líquido del río Paraná y el cambio climático.

El río Paraná tiene actualmente un caudal módulo de  $17.000 \text{ m}^3/\text{s}$  y períodos oscilantes de altas y bajas en su derrame, aunque no tiene estaciones secas y húmedas como sí las tienen otros ríos del sistema de la Cuenca del Plata (como ser por ejemplo el río Bermejo).

## 7. Conclusiones

De todos modos, independientemente del ciclo hidrológico del río, se considera interesante analizar qué cambios podría sufrir el mismo en el mediano plazo y analizar a partir de dichas proyecciones qué impactos habría en el Delta del río Paraná. Por tal motivo, a continuación, se desarrolla el análisis realizado con tal de precisar qué cambios podría haber en el comportamiento hidrológico del río y se ilustran los resultados obtenidos al incorporar estas variaciones al modelo numérico desarrollado.

### 7.4.1 Cambio climático en la Cuenca del río Paraná: precipitaciones y caudal

Para incorporar los eventuales efectos que el cambio climático pueda tener en el caudal líquido proveniente del río Paraná se recurrió a los denominados modelos climáticos globales, que simulan la interacción entre la atmósfera y el océano (por ello se los llama modelos de circulación general acoplados océano-atmósfera); las simulaciones se llevan a cabo considerando el pasado y proyecciones futuras. Particularmente, se adoptó el modelo GFDL-CM2.1, desarrollado por NOAA. La salida de los mencionados modelos brinda, entre otras muchas variables atmosféricas, la intensidad de precipitación, discretizada a paso temporal mensual y en una malla regular con una discretización espacial de  $2,5^\circ$  en latitud y  $2^\circ$  de longitud (Figura 74).

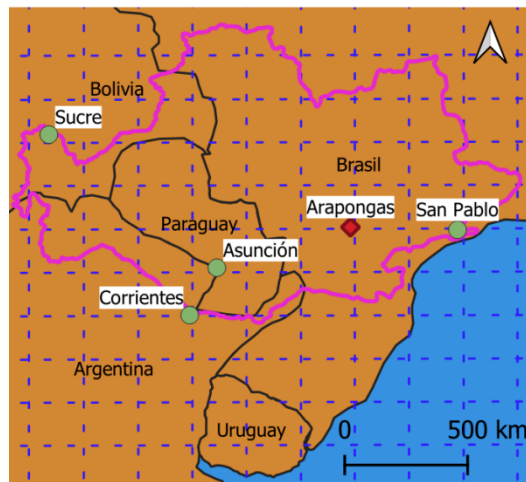


Figura 74 Malla del modelo climático global y cuenca del río Paraná con cierre en Corrientes.

Como se mencionó en el párrafo previo, el modelo en cuestión consta de distintas simulaciones considerando diferentes escenarios de emisiones de dióxido de carbono presente en la atmósfera, en función de las cuales varían los resultados. Además, existe una simulación denominada histórica, que abarca el período 1861 – 2000.

Empleando los distintos escenarios planteados como punto de partida, se busca en el presente trabajo evaluar cómo podrían éstos impactar en el desarrollo del Frente de Avance del Delta del río Paraná; para obtener variaciones futuras de caudal líquido a partir de las proyecciones de precipitaciones se empleó la información disponible en Corrientes de caudal líquido para buscar una correlación con las lluvias.

Al momento de estudiar la relación existente entre las precipitaciones habidas en la cuenca y el caudal registrado en Corrientes se halló una gran dispersión entre ambas variables, comportamiento que se adjudica en parte a la operatoria de las presas presentes en el Alto Paraná, lo cual dificulta el armado de modelos simples predictivos de caudal en función de la precipitación.

Sumado a la dispersión existente entre las dos variables observadas, los modelos climáticos globales usualmente tienen grandes errores a la hora de representar correctamente los campos de precipitación debido a la presencia de sesgos importantes (Kazimierski, y otros, 2011; Saurral & Barros, 2009), motivo por el cual se decidió no buscar correlaciones mes a mes entre precipitaciones simuladas y caudales medios mensuales, sino trabajar con lluvias acumuladas anualmente y caudal medio anual; de esta manera, además, se limita la incertidumbre que se tiene respecto al tiempo de concentración de la cuenca.

La metodología desarrollada para trasladar de precipitaciones proyectadas a caudales consistió en calcular la precipitación acumulada anual media del período 1975 – 2000 en la estación Arapongas en el sur de Brasil tanto para la variable observada como para la simulada por el modelo climático; en el primer caso, el promedio resultó  $1648 \text{ mm/año}$ , mientras que, en el segundo,  $719 \text{ mm/año}$ . De la gran diferencia existente entre sendas medias se concluye que el modelo no es capaz de representar correctamente la intensidad de las precipitaciones de la zona, motivo por el cual se trabajará con variación de precipitación, como se explica a continuación. Cabe destacar además que se tomó la estación Arapongas como representativa de toda la cuenca en tanto a precipitaciones por haber hallado una relativamente buena correlación entre la precipitación observada allí y el caudal medido en Corrientes; esto se sustenta además en que el caudal del río tiene un gran correlato con la situación hídrica en la parte brasilera de la cuenca (Amsler, y otros, 2020).

Del ajuste lineal obtenido entre precipitación acumulada observada y caudal medio anual (Figura 75) se obtiene que por cada variación de  $1 \text{ mm}$  en la precipitación acumulada hay una variación en el caudal medio anual igual a  $8,2 \text{ m}^3/\text{s}$ . Para incorporar esta relación hallada a las precipitaciones simuladas en Arapongas por el modelo climático, se debió considerar que estas lluvias son menores que las observadas, motivo por el cual una variación de  $1 \text{ mm}$  en la realidad es proporcionalmente más importante en la variable simulada. Por tal motivo, se afectó la proporción por el factor *precipitación anual acumulada media observada/precipitación anual acumulada media simulada* (igual a 2,3), obteniendo así que, para los resultados del modelo GFDL-CM2.1, una variación de  $1 \text{ mm}$  en la lluvia acumulada equivale a una variación de igual signo de  $18,9 \text{ m}^3/\text{s}$ .

## 7. Conclusiones

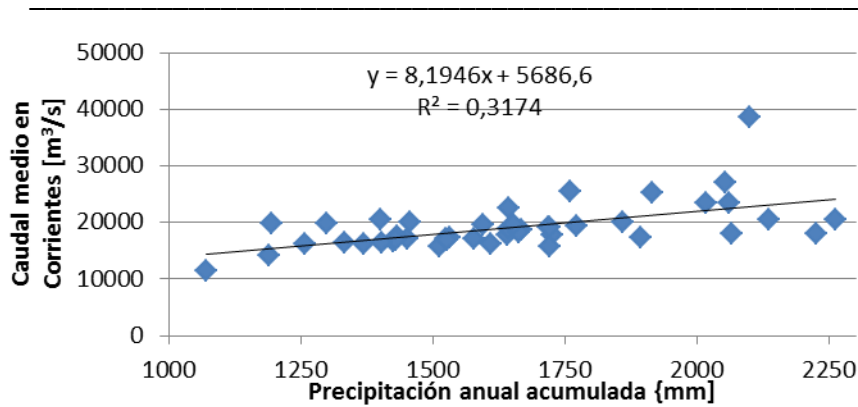


Figura 75 Ajuste de caudal medio contra precipitación acumulada en Arapongas.

Teniendo entonces una ley que traduce cambios de precipitación respecto a una media histórica en cambios de caudal respecto un estándar (adoptado igual a  $17.000 \text{ m}^3/\text{s}$ ), se procedió a calcular dos curvas envolventes de todos los escenarios considerados en el modelo GFDL-CM2.1 para obtener así dos curvas de caudal en el tiempo que varían en condiciones de mayor y menor derrame del río Paraná (Figura 76). Naturalmente, estas series obtenidas no corresponden a ningún escenario de emisiones de CO<sub>2</sub> en particular, sino que surgen de tomar sólo los valores extremos de todos los escenarios contemplados; el motivo de no generar series de caudales para cada escenario radica en la baja sensibilidad mostrada por el modelo al caudal líquido del río Paraná, motivo por el cual se asume que cambios de tendencia pequeños no tendrán grandes incidencias en el desarrollo del Delta. Además, para los distintos escenarios no se observa una clara tendencia de precipitaciones a futuro, sino que las oscilaciones de períodos secos y húmedos se mantienen en un rango bastante uniforme, por lo que se asume que emplear series de caudales provenientes de dichos datos de precipitación no implicaría cambios sensibles en los resultados del modelo hidrosedimentológico desarrollado. Por tal motivo, se eligió generar situaciones sintéticas a partir de los escenarios presentados y analizar así dos escenarios totalmente antagónicos, uno de extrema humedad en la cuenca del Paraná y otro de extrema sequía.

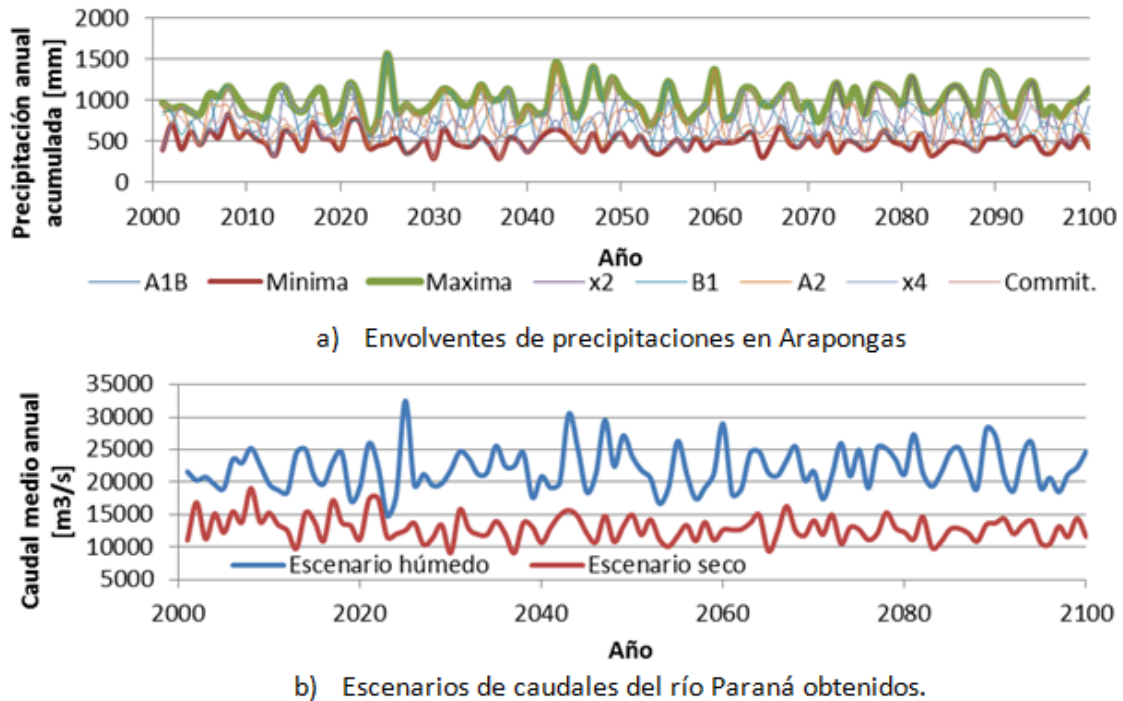


Figura 76 Precipitaciones y caudales proyectados según modelo de cambio climático (a) y metodología adoptada (b).

Definidas las series de caudal líquido correspondientes al río Paraná para dos escenarios antagónicos, se moduló la concentración ingresante al estuario para cada uno de ellos con tal de que la cantidad de sólidos permanezca constante. La modificación de la concentración se llevó a cabo mediante la relación entre caudal módulo del río ( $17.000 \text{ m}^3/\text{s}$ ) y el caudal medio de cada año en sendos escenarios. El motivo de este paso adicional consiste en que los pulsos de caudal líquido y sólido ingresantes al estuario provienen de distintas regiones de la cuenca del río Paraná, por lo que un aumento de índole climático en el caudal líquido del Paraná no debe necesariamente estar correlacionado con una mayor producción de sólidos en la cuenca del río Bermejo, de donde se desprende la necesidad de no alterar el volumen de sedimentos ingresante al variar el caudal líquido; de lo contrario, se estaría variando el comportamiento de dos componentes del sistema al unísono, lo cual no es lo buscado en este caso.

#### 7.4.2 Efecto del cambio climático en la cuenca del Paraná en el Frente del Delta del río Paraná

Se llevaron a cabo dos simulaciones para incorporar los escenarios húmedo y seco al desarrollo del Frente del Delta del río Paraná. En ambos casos se mantuvo el factor de aceleración de los cambios morfológicos igual a 500 y sólo se consideró la marea astronómica impuesta sobre el borde sur del dominio.

Al comparar el área emergida a lo largo del tiempo para los dos escenarios de cambio climático contra el escenario base (Figura 77) se observa una discrepancia en el

## 7. Conclusiones

comportamiento de cada región para los escenarios. Por un lado, las zonas de los Bajos del Temor, las islas y el norte del dominio presentan una gran variabilidad entre los tres escenarios, mientras que la región del Canal Mitre devuelve valores similares para las situaciones base y seca, mientras que la condición de gran caudal líquido queda relegada sensiblemente.

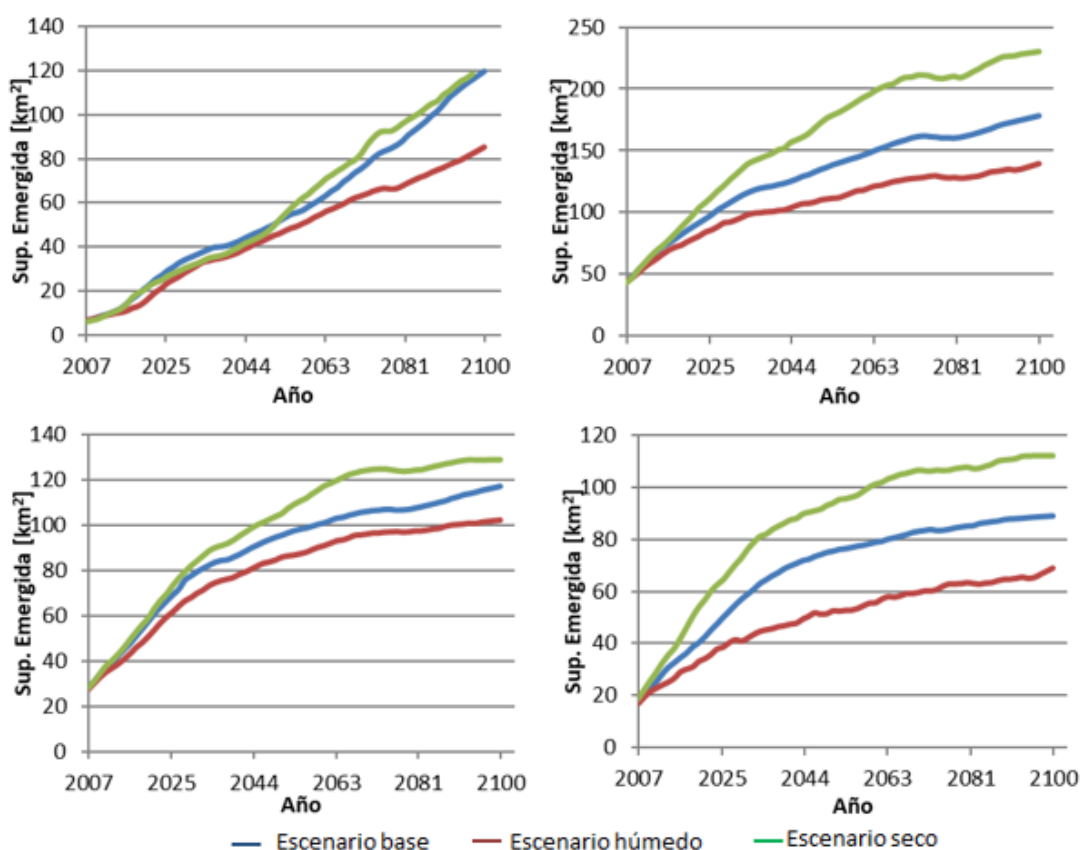


Figura 77 Superficie emergida en función del tiempo en el Canal Mitre (arriba izq.), Bajos del Temor (abajo izq.), Islas (arriba der.) y región norte (abajo der.) en los distintos escenarios propuestos.

En términos cualitativos (Figura 78) se destaca el gran crecimiento observado al sur de la región de las islas, frente a Colonia, donde se generan islas de importantes dimensiones en el escenario correspondiente al escenario seco que no se observan en ningún caso ensayado. Al este de la Isla Oyarvide también se forma una gran isla esbelta que parece encausar el río Barca Grande hasta su nueva desembocadura.

Adicionalmente, se observa en las regiones del Canal E. Mitre y los Bajos del Temor cierta similitud entre los escenarios base y seco, mientras que el húmedo provoca una emergencia sensiblemente menor. Puntualmente, este último caso no genera emergencia al sudeste de la Isla Zárate ni una fuerte continuación al sur de la misma, sí presente en los dos primeros escenarios.

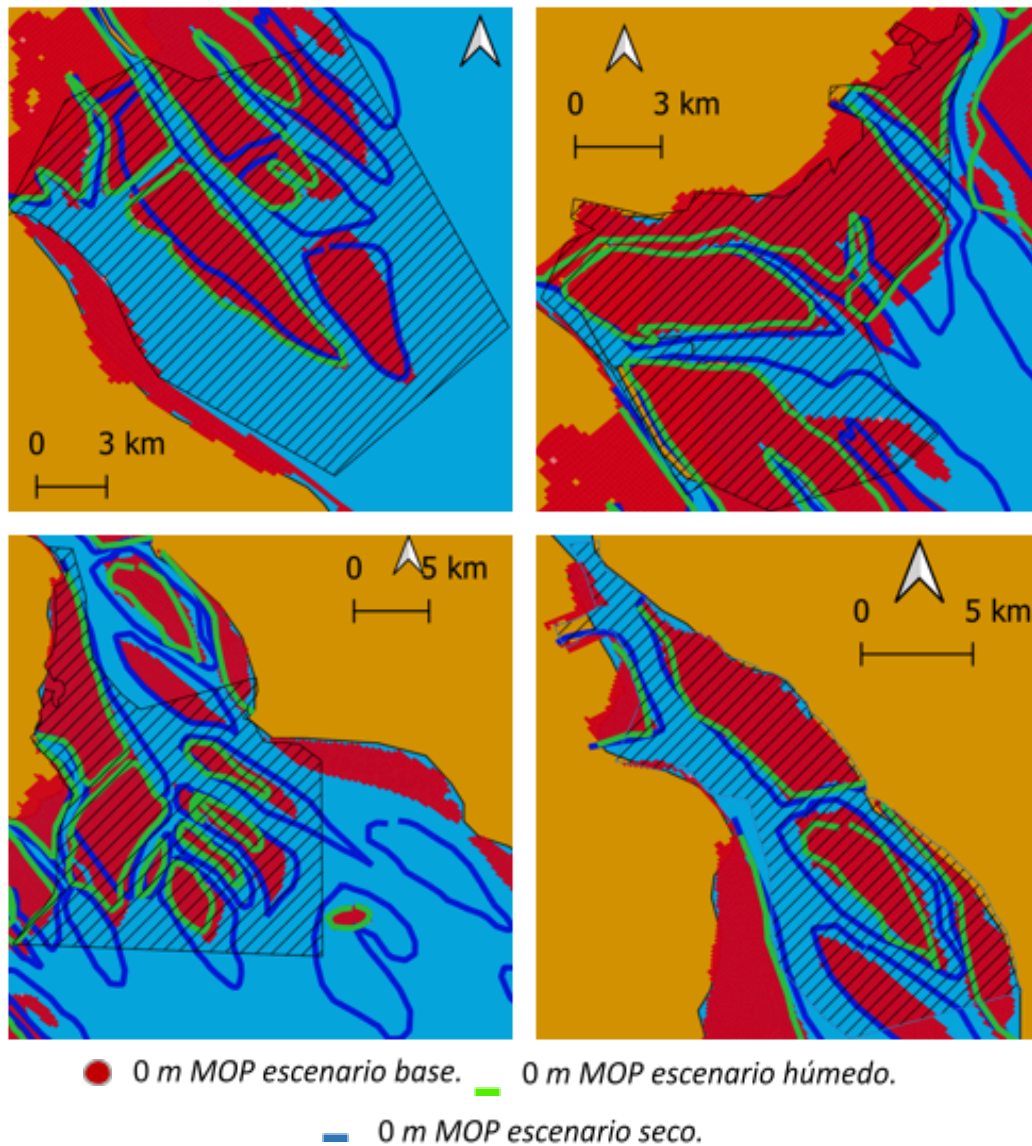


Figura 78 Contorno 0 m MOP con distintos escenarios de cambio climático del caudal líquido del río Paraná.

Se observa que el escenario de sequía en la cuenca del río Paraná es el que mayor crecimiento del Delta del río Paraná provoca de todos los casos estudiados. Dicho comportamiento se explica al considerar que esta situación provoca por un lado una reducción de las velocidad en las inmediaciones de las desembocaduras, lo cual facilita la sedimentación y limita la erosión y, en segunda instancia, implica un aumento significativo de las concentraciones ingresantes al estuario, lo cual impacta directamente en las formulaciones de sedimentación empleados.

### 7.5 El cambio climático y el caudal sólido proveniente del río Bermejo

Como se mencionó oportunamente, la cuenca del río Bermejo tiene por delante aún una gran cantidad de material que resta ser erosionado y eventualmente transportado por el río Paraná hasta su Delta, motivo por el cual resulta de interés analizar distintas tendencias climáticas que allí sucedan que puedan afectar el desarrollo futuro de la zona deltaica. En el presente apartado se plantean dos

## 7. Conclusiones

escenarios relacionados con eventuales tendencias y se analizan los cambios que a partir de ella podrían surgir en la dinámica del Delta.

### 7.5.1 Definición de escenarios de cambio climático en la cuenca del río Bermejo

Dada la complejidad de la cuenca del río Bermejo y la ya existencia de trabajos que analizan eventuales cambios climáticos allí, se optó por adoptar los dos escenarios planteados por Kazimierski y otros (2012).

Los dos escenarios surgen de analizar modelos de cambio climático en la cuenca del río mediante modelos regionales y determinar envolventes del derrame sólido anual; uno correspondiente a un aumento en la cantidad de sólido producido por la cuenca y otro a una disminución de tal variable (Figura 79); en ambos casos, se plantean las variaciones en torno a la fracción que efectivamente colabora al crecimiento el Delta.

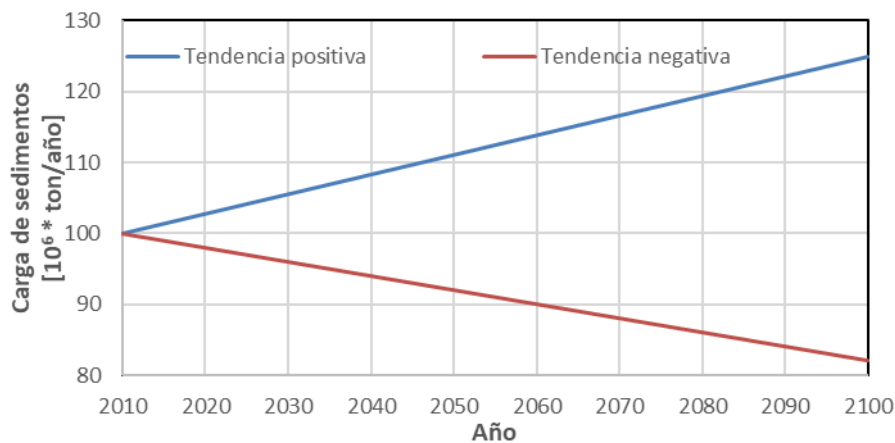


Figura 79 Escenarios de evolución de la generación de sedimentos de la cuenca del río Bermejo (adaptado de Kazimierski y otros, 2012)

Para adaptar los escenarios planteados previamente a los forzantes empleados en el presente trabajo, se adoptó una concentración tipo de sedimentos en suspensión en el Paraná (correspondiente a la calculada para el año 2011 igual a 113 mg/l) y se la varió incrementalmente con porcentajes iguales a las tasas de cambio planteadas en el trabajo antecedente. Por lo tanto, se definió un escenario en el que aumenta la carga de lavado entrante al estuario constante en el tiempo igual al 0,3% del valor inicial, mientras que el correspondiente al descenso de material sólido implica una disminución del 0,2%; la Tabla 22 precisa las variaciones de concentración correspondientes para cada fracción de sedimento en sendos escenarios.

Fracción de sedimento	Concentración inicial [mg/l]	Variación de concentración [mg/l*año]	
		Tendencia positiva	Tendencia negativa
Arcilla	34,817	0,104	0,070
Limo	69,520	0,209	0,139
Arena	9,444	0,028	0,019

Tabla 22 Variación de concentración de cada fracción de sedimento para sendos escenarios planteados.

### 7.5.2 Efectos del cambio climático en la cuenca del río Bermejo sobre el Frente del Delta del río Paraná

De las simulaciones llevadas a cabo incorporando los escenarios planteados para el cambio climático en la cuenca del río Bermejo y la comparación de los resultados obtenidos con aquellos correspondientes al escenario sin considerar variaciones en los forzantes (Figura 80) se aprecia que el crecimiento del Frente del Delta tiene cierta sensibilidad a las eventuales variaciones futuras de la concentración entrante, especialmente en la región del Canal Mitre, donde se observa una fuerte caída del crecimiento del Frente para el escenario de disminución del material sólido producido aguas arriba.

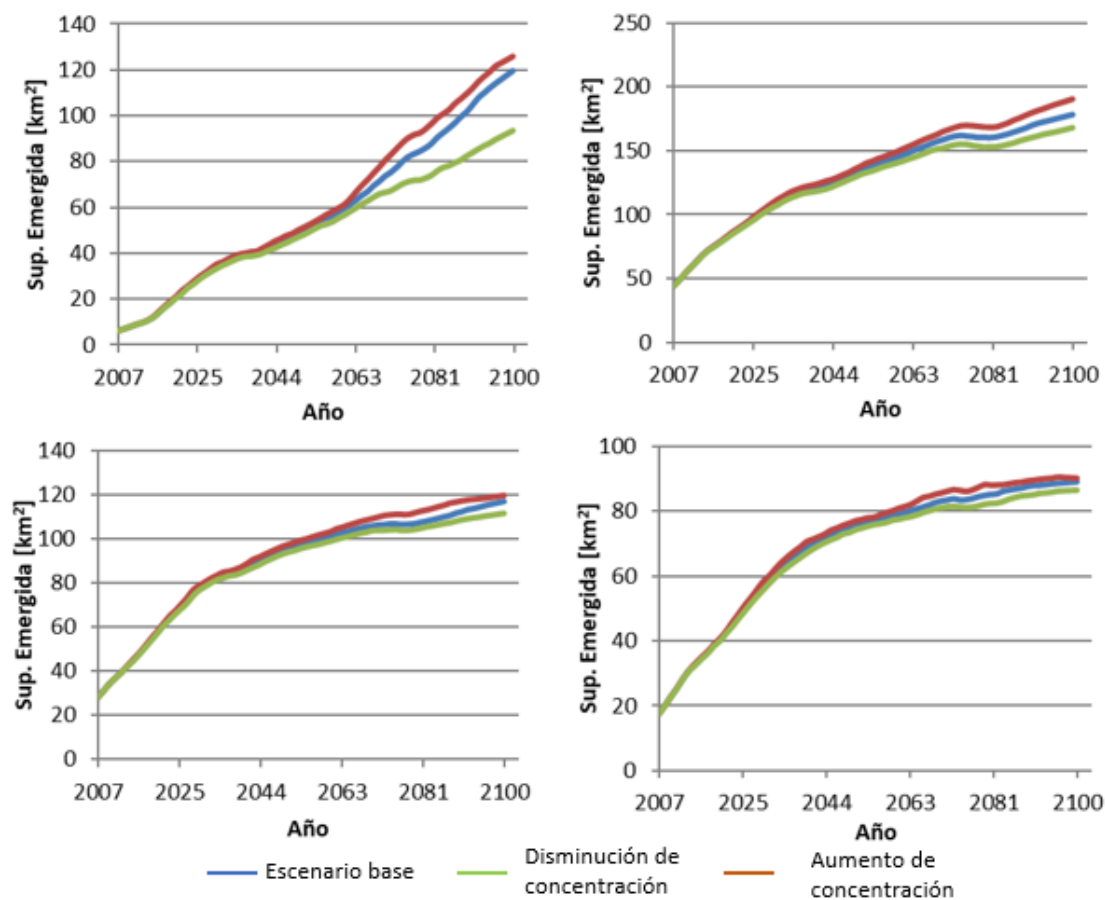


Figura 80 Superficie emergida en función del tiempo en el Canal Mitre (arriba izq.), Bajos del Temor (abajo izq.), Islas (arriba der.) y región norte (abajo der.) en los distintos escenarios propuestos.

## 7. Conclusiones

---

Se observa que la proporcionalidad entre el avance del Frente del Delta del río Paraná y eventuales cambios en la concentración ingresante al estuario a través de dicha red hídrica se mantiene de acuerdo a lo visto (ver 6.3.1), salvo en la región del Canal Mitre, donde la disminución del área emergida a fines del intervalo simulado es sensiblemente menor para el caso de menor concentración ingresante que respecto a los otros dos escenarios; para esta región parecería no valer la buena correlación hallada previamente.

En términos cualitativos (Figura 81), se observa una mayor discrepancia entre los tres escenarios en la región del Canal E. Mitre, donde para el caso de disminución de concentración ingresante al estuario no se forma la isla al sur de la Zárate sobre marquen derecha, mientras que en los otros dos escenarios sí. Diferencias análogas se observan al este de la isla Zárate, donde tampoco se forma en el primer escenario una prolongación de la misma en forma de V invertida. En las otras regiones estudiadas, las diferencias consisten mayormente en un cambio proporcional de la extensión del área emergida.

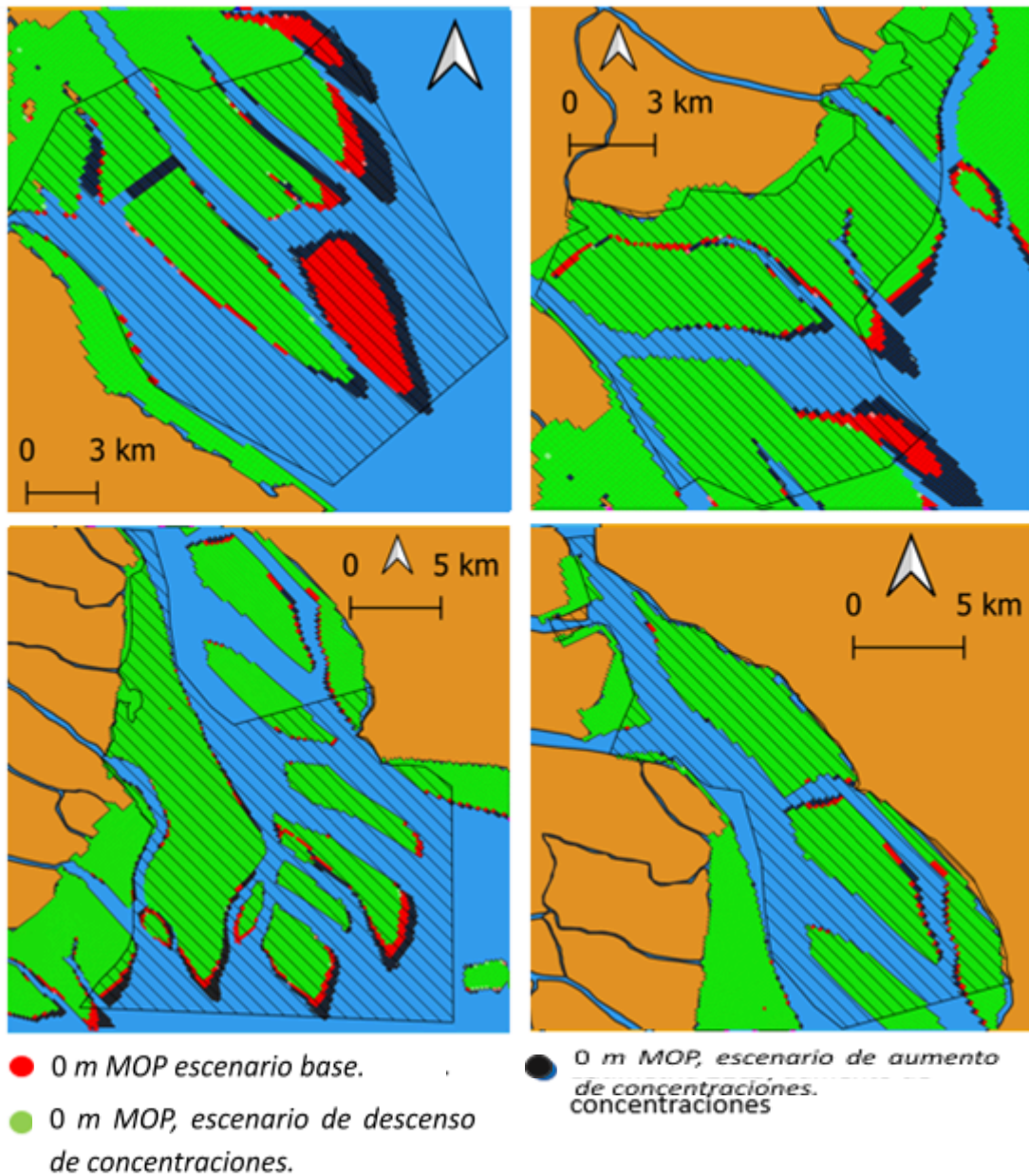


Figura 81 Contorno 0 m MOP con distintos escenarios de cambio climático de la concentración ingresante al estuario.

## 7.6 Situación meteorológica, cambio climático y el Delta del río Paraná

Al momento de analizar eventuales escenarios para considerar el cambio climático en los campos de viento para ser usados como forzantes del modelo numérico, se halló una gran dificultad debido a que la escala temporal de los fenómenos atmosféricos no puede ser reducida como sí lo es el caudal líquido, caso en el cual pueden acelerarse los cambios para igualar al factor de aceleración de cambios morfológicos empleado en cada caso. El viento y el efecto que el mismo produce sobre el cuerpo de agua, como se ha visto, no puede tratarse independientemente de su propia escala temporal, usualmente de varias horas e incluso días. El hecho de no poder considerar eventos atmosféricos escalados temporalmente implica que la

## 7. Conclusiones

---

simulación de cualquier escenario medianamente realista en términos de modelos climáticos globales conlleva un costo computacional demasiado alto, implicando tiempos de cálculo inviables.

Adicionalmente a la dificultad de representar correctamente los eventos futuros de viento en el modelo de una manera viable, cabe recalcar la baja sensibilidad que el modelo mostró ante distintas situaciones atmosféricas en el estuario (ver 6.3.3). Por lo antes mencionado, se decidió no llevar a cabo ensayos de cambio climático del Delta del río Paraná considerando diversos escenarios de cambio climático en lo que respecta a fenómenos atmosféricos.

### 7.7 Síntesis del comportamiento del Delta ante los escenarios de cambio climático

Como se ha visto en los apartados previos del capítulo 7, ante los distintos escenarios de cambio climático de cada uno de los forzantes estudiados el Frente del Delta del río Paraná ha presentado diferentes comportamientos. De todos modos, se observa unánimemente que la región que más cambios sufrirá (y que a su vez será más sensible al cambio climático) es la correspondiente al Canal E. Mitre; tanto en capacidad de desarrollo como en sensibilidad al cambio climático, le sigue la región de las islas. Por su parte, las regiones de los Bajos del Temor y el norte del dominio parecen alcanzar cierto equilibrio para el año 2100 en todos los escenarios de acuerdo a las bajas velocidades de crecimiento del área emergida. Adicionalmente, en estas regiones la sensibilidad al cambio climático resultó ser muy baja (salvo en el caso del caudal líquido del río Paraná donde, si bien se observó cierta variabilidad entre escenarios, la misma fue menor que en las regiones del Mitre y las islas).

Sin embargo, vale destacar que en ningún escenario planteado se observa un retroceso del Delta, sino que en todos predomina el fenómeno de sedimentación. Como se ha visto, la superficie emergida en las distintas regiones estudiadas parece mantener la misma forma en todos los escenarios planteados, variando únicamente la magnitud de la tasa de cambio, pero no su signo, de lo que se desprende que el crecimiento *per se* del Delta del río Paraná no parecería estar seriamente condicionado en ningún caso por los distintos escenarios de cambio climático planteados sino por el constante ingreso de mayor caudal sólido que el que puede transportar el Río de la Plata sin dar lugar a fenómenos importantes de sedimentación.

### 7.8 Conclusiones del capítulo

En el presente capítulo se han simulado distintos escenarios considerando el cambio climático como una variable más en el desarrollo a futuro del Delta del río Paraná. Se han ensayado distintas situaciones de las variables nivel medio del mar, masa de sólidos ingresante al estuario y caudal líquido del río Paraná.

De la simulación denominada de base, sin considerar ninguna variabilidad de las condiciones debida al cambio climático, se obtuvo una primera proyección del Frente a futuro, según la cual se espera que las islas del Delta lleguen no sólo frente a las costas de la ciudad de Buenos Aires, sino también a las inmediaciones de Colonia sobre el lado uruguayo. Además, resulta interesante el hecho de que se prevea una disminución en el número de islas presente en la zona debido a la unión de las mismas entre sí.

De los resultados obtenidos de las simulaciones considerando cierta variabilidad debida al cambio climático se logró concluir que el escenario de mayor crecimiento del Delta es aquel de baja del caudal líquido del río Paraná, mientras que una suba de dicha variable produjo el menor crecimiento previsto. De todos modos, resulta importante resaltar que en ningún caso se observó una reducción de la extensión del Delta, sino que sólo se reduce el crecimiento del mismo. Adicionalmente, se observa unánimemente que la región que más cambios sufrirá (y que a su vez será más sensible al cambio climático) es la correspondiente al Canal E. Mitre; tanto en capacidad de desarrollo como en sensibilidad al cambio climático, le sigue la región de las islas. Por su parte, las regiones de los Bajos del Temor y el norte del dominio parecen alcanzar cierto equilibrio para el año 2100 en todos los escenarios de acuerdo a las bajas velocidades de crecimiento del área emergida. Adicionalmente, en estas regiones la sensibilidad al cambio climático resultó ser baja.

Se presenta (Tabla 23) una síntesis del desarrollo que cada uno de los escenarios definidos provocan en el Frente del Delta del río Paraná de acuerdo a las proyecciones obtenidas. Se observa que el escenario de sequía en la cuenca del río Paraná es el que mayor crecimiento del Frente provoca, seguido por el de aumento de la cantidad de sólido ingresante al estuario, mientras que el escenario de mayor caudal en el río Paraná es aquel que genera un menor crecimiento.

	<b>Base</b>	5,3
<b><math>\Delta NMM</math></b>	NMM +2mm/año	5
	NMM menor aumento	4,9
	NMM mayor aumento	4,8
<b><math>\Delta [ ]</math></b>	Aumento	5,5
	Decrecimiento	4,8
<b><math>\Delta Q_i</math></b>	Escenario húmedo	4,1
	Escenario seco	6,9

Tabla 23 Área emergida en el año 2100 como múltiplo de la correspondiente al 2007.

### 8. Conclusiones

En el presente trabajo se ha realizado un análisis en profundidad de la dinámica de crecimiento del Frente de Avance del río Paraná sobre el Río de la Plata. El objetivo perseguido fue aportar una mejor comprensión de los fenómenos intervinientes partiendo de diversos trabajos antecedentes; además, a partir de los resultados obtenidos, se llevaron a cabo distintas proyecciones de avance del Delta a futuro considerando diferentes escenarios propuestos de cambio climático.

En primera instancia, se llevó a cabo una vasta recopilación bibliográfica de diversos trabajos previos donde se estudia tanto la dinámica de crecimiento del Frente del Delta del río Paraná como el comportamiento hidrodinámico y sedimentológico del Río de la Plata, el comportamiento de los ríos Bermejo y Pilcomayo y cómo ellos afectan al Delta y diversos trabajos referentes a la hidrología y geomorfología del río Paraná en sí.

De las lecturas relacionadas con el Frente de Avance del Delta del río Paraná se concluyó la necesidad de incorporar nuevos fenómenos a la modelación para ensayar la sensibilidad del crecimiento del Frente a ellos, como ser la marea meteorológica. Por su parte, se determinó que el río Pilcomayo no tiene gran incidencia en el crecimiento del Frente debido a sus propias condiciones morfológicas.

En segundo lugar y con tal de tener una buena comprensión de la dinámica de avance del Frente del Delta del río Paraná se llevaron a cabo tres análisis independientes entre sí para inferir la dinámica de la zona. En primer lugar, se realizaron distintas campañas de toma de muestras de sedimentos en dos islas distintas del Frente, de las cuales fue posible obtener nuevos datos que brindan información concreta acerca de la composición de las islas, dado que el análisis granulométrico realizado mediante difracción láser demostró que la composición primordial de las islas es a base de limos, con contenido de arcillas y arenas en similar proporción, incluso en la región donde las mismas resultan mayoritarias de acuerdo a la carta de Laborde. Estos resultados no condicen con la hipótesis establecida previamente acerca del crecimiento del Frente del Delta, que se asumía producto de la sedimentación principalmente de arenas finas, dado que los limos demostraron ser la fracción predominante, seguidos por las arcillas y arenas en proporciones relativamente similares.

De forma remota se llevaron a cabo dos análisis para describir detalladamente el crecimiento del Frente de Avance y de allí poder inferir la principal dinámica del transporte de sedimentos en la región. El primero de los dos se realizó mediante la comparación de cartas náuticas publicadas por el Servicio de Hidrografía Naval en los años 2007 y 2016, de donde se concluyó que la región que más cambios sufrió en el período indicado fue la circundante a la Isla Oyarvide, frente a la punta Martín Chico, sobre la costa uruguaya. De todos modos, en todas las regiones del Frente donde se

observó sedimentación se observa la formación de formas en cierta medida elongadas, con dirección paralela a la corriente imperante.

Por su parte, el segundo análisis remoto consistió en la comparación de imágenes satelitales de la región tomadas en el mismo período temporal antes determinado. Ambas imágenes se seleccionaron de forma tal que, en el momento de la captura, el nivel del río en el puerto de Buenos Aires fuera similar. De ellas se obtiene información adicional respecto a la hallada en las cartas, en tanto se determinan importantes prolongaciones de forma esbelta no solo al sur del nacimiento del Canal Mitre, sino además al norte de la Isla Lucía. Adicionalmente, se observan otros bancos al sur de la Isla Zárate y de la Isla Oyarvide.

Como conclusión de los tres análisis llevados a cabo, se concluyó que el crecimiento del Frente del Delta del río Paraná se debe a la sedimentación principalmente de limos a los márgenes de las regiones de mayor profundidad que surcan el actual frente. Debido a la forma esbelta de las nuevas formaciones y siempre asociadas a un tributario del estuario en particular, parecería ser que la resuspensión no tiene gran incidencia en el fenómeno global, aunque podrían darse fenómenos puntuales en ciertas regiones.

Al momento de desarrollar el módulo hidrodinámico del modelo, se definió un dominio regional de cálculo cuya extensión resulta sensiblemente menor a aquellos generalmente empleados en la representación del comportamiento del Río de la Plata, consistentes en un modelo que abarca una importante porción del Océano Atlántico Sur; en cambio, se empleó una malla curvilínea de frontera convexa que une Mar del Plata (AR) con Cabo Polonio (UY). La performance de este modelo resultó ser muy buena para la representación de la marea astronómica y aceptable al incorporar los fenómenos atmosféricos; para la calibración y validación del módulo hidrodinámico se emplearon diversos indicadores previamente empleados en la literatura que permitieron su comparación con trabajos antecedentes.

La calibración del módulo sedimentológico del modelo se llevó a cabo mediante simulaciones de sensibilidad a los distintos parámetros descriptivos de la sedimentación y erosión, a saber: la difusividad de los sedimentos suspendidos, la velocidad de caída de cada fracción, las tensiones críticas de sedimentación y erosión y la erosibilidad de los sedimentos presentes en el lecho. La configuración de partida a partir de la cual se definieron distintas configuraciones surgió de la revisión de diversos trabajos antecedentes.

Del proceso de calibración antes mencionado se seleccionó la configuración que mejores resultados devolvió al analizar el comportamiento del frente en el intervalo 2007 – 2016. Tal configuración se caracteriza por tener muy bajas tensiones críticas (e

## 7. Conclusiones

---

iguales entre la de sedimentación y la de erosión), mientras que las velocidades de caída de las fracciones corresponden a las de consenso de los trabajos antecedentes.

El resultado obtenido con dicha configuración muestra que el modelo numérico logra representar correctamente los distintos lugares donde se efectivamente se produce sedimentación en el Frente. Como contrapartida, se observa que la magnitud de la sedimentación está exagerada, alcanzando el error en la inmediación de las islas un valor cercano al 57%. Sin embargo, se lo considera aceptable en tanto no parece incorporar grandes cambios a la dinámica de transporte de sedimentos de la zona como sí sucedía con otras configuraciones y logra también reproducir aceptablemente la composición final del lecho.

Una vez definida la configuración que mejor describe los procesos sedimentológicos en el Frente del Delta, se comparó los resultados obtenidos con el modelo desarrollado con aquellos que se obtuvieron empleando los parámetros correspondientes a un trabajo antecedente. De dicho análisis se concluyó que, si bien los resultados fueron similares, el modelo previo representó ligeramente mejor la morfología de la zona, generando islas de forma más esbelta. De todos modos, ante la similitud de ambos resultados, y siendo que el modelo en desarrollo trata al sistema con mayor libertad (en tanto considera la totalidad de los sólidos suspendidos ingresantes al Río de la Plata y no sólo la fracción que se considera genera el crecimiento del Frente del Delta), se considera un avance propio del trabajo poder simular fenómenos similares con un modelo más general.

Además, con tal de analizar el eventual impacto que la resuspensión del material de lecho puede tener en el crecimiento del Frente de Avance del Delta del río Paraná, se llevó a cabo una simulación considerando la presencia de material de lecho como condición inicial, pero los resultados mostraron un empeoramiento respecto a los obtenidos previamente. Se concluye entonces que el lecho del Río de la Plata en la región de estudio tiene características distintas respecto a aquellas fracciones recién ingresadas mediante sus tributarios (por ejemplo, fenómenos de consolidación). Adicionalmente, se desprende de la toma de muestras realizadas en el trabajo que probablemente los canales de la región tienen en su lecho material sedimentado sensiblemente más grueso que el supuesto, lo cual también induce que el modelo prevea una erosión exagerada que se traduce aguas abajo en mayor sedimentación.

Posteriormente, se llevaron a cabo ensayos de sensibilidad del Delta a distintos extremos de sus forzantes, a saber: caudal líquido del río Paraná, caudal sólido proveniente del río Bermejo y situación meteorológica en el Río de la Plata. Para definir los escenarios correspondientes se llevó a cabo un análisis estadístico de distintas variables.

Del estudio de sensibilidad del crecimiento del Frente del Delta del río Paraná a los forzantes mencionados se concluyó que la sensibilidad a los fenómenos meteorológicos en el Río de la Plata es muy baja, mientras que las condiciones hídricas de los ríos Paraná y Bermejo sí tienen relevancia en los procesos de sedimentación y erosión. En el primer caso, un incremento del caudal líquido implica condiciones hidrodinámicas adversas a la sedimentación en la desembocadura inmediata de los tributarios, dificultando el crecimiento allí, pero fomenta el crecimiento de islas aguas abajo debido a mayor presencia de sólidos en suspensión que en condiciones normales; por su parte, bajantes del río Paraná proveen condiciones de bajas velocidades que inducen un mayor crecimiento propiamente sobre el Frente Delta.

El río Bermejo, cuya situación hídrica define la cantidad de sólidos que ingresan al estuario, condiciona fuertemente el crecimiento del Delta en tanto, en caso de bajantes, provee menor caudal sólido al sistema; naturalmente, este escenario implica una reducción del avance del Delta. La relación entre reducción de la concentración ingresante y la disminución del crecimiento del Delta resultó ser ajustable de manera muy satisfactoria con una función lineal.

En lo referido al cambio climático, se han realizado simulaciones considerando una situación base, ignorando toda variación en las condiciones forzantes del sistema y también escenarios considerando distintas tendencias a futuro en los principales forzantes del sistema de acuerdo a los resultados del ensayo de sensibilidad llevado a cabo (situación hídrica de los ríos Paraná y Bermejo) y habiendo agregado el aumento del nivel medio del mar.

En todos los escenarios los resultados muestran un gran avance del Delta al año 2100, con especial crecimiento en las inmediaciones del Canal E. Mitre y las islas Oyarvide, Solís y Lucía. La primera región presenta la formación de islas esbeltas de gran longitud, que llegan prácticamente a la latitud del aeropuerto Aeroparque a 10 km de la costa, mientras que en la zona de las islas se observa una fuerte reducción de la cantidad de islas presentes en pos del avance general del frente, que las unifica formando pocas islas de gran tamaño; sumado a esto, se desarrollan también islas esbeltas que se ubican a 20 km frente a las costas de Colonia.

Respecto al potencial crecimiento que cada región puede tener a futuro, se destaca que todas las zonas consideradas, salvo la circundante al Canal Mitre, muestran un aparente estancamiento de la velocidad de crecimiento rondando el año 2100, incluso con breves períodos de deterioro. De todos modos, los cambios acumulados en el período simulado no demuestran en ninguna región del delta el predominio de los fenómenos erosivos.

Por último, al comparar los resultados obtenidos mediante los diversos escenarios de cambio climático planteados, se observa que el correspondiente a la baja en el

## 7. Conclusiones

---

caudal líquido del Paraná es el que mayor crecimiento del Delta produce, mientras que aquel correspondiente al aumento de dicha variable es el que prevé un menor desarrollo del sistema. Sin embargo, ningún escenario de cambio climático parecería generar a futuro una reducción del área del Delta, sino que dificulta su crecimiento generando condiciones hidrodinámicas que no favorecen la sedimentación, pero no impidiéndola totalmente ni generando erosión de manera sostenida en el tiempo.

Como conclusión final de este trabajo de tesis, se puede afirmar que se ha avanzado sustancialmente en la comprensión de los fenómenos que dan lugar al crecimiento del Frente del Delta del río Paraná mediante la aplicación de un modelo numérico en colaboración con análisis de campo y de información disponible. Se han localizado además limitantes en la metodología y se han interconectado diversas fuentes de datos en un intento de suplir faltantes de información. Adicionalmente, se han llevado a cabo proyecciones a futuro bajo distintos escenarios con tal de corroborar la continuidad de los fenómenos que se han visto en los pasos siglos en el Río de la Plata.

Finalmente, este trabajo de tesis deja en claro que, de eventualmente ser posible llevar a cabo mejores relevamientos topográficos y sedimentológicos en la región, podría ser factible obtener mejores resultados en la modelación, por lo que se considera que aún hay líneas de investigación y desarrollo viables en relación al tema aquí tratado, el avance del Frente del Delta del río Paraná y sus principales determinantes.

En lo que respecta a actores que puedan hallar valor en los análisis y conclusiones del presente trabajo, se identifica a aquellas empresas e instituciones públicas relacionadas al aprovechamiento de las aguas del Río de la Plata, ya sea para consumo humano, navegación, entre otros; el crecimiento del Delta del río Paraná sobre el estuario implicará una transformación sustancial del Río de la Plata Superior que afectará, según se observó, las regiones donde hoy en día se encuentran las tomas de agua para consumo humano de la Ciudad Autónoma de Buenos Aires; a su vez, el avance del Frente provocará con seguridad una variación en la profundidad en las inmediaciones del Puerto de Buenos Aires y un cambio significativo en la región cercana a la Isla Martín García. Cabe destacar que los resultados obtenidos en el trabajo no sólo brindan información sobre las variaciones morfológicas que pueden esperarse sino que también brindan posibles guías para anticipar o prevenir cambios de ritmo en el avance del Frente del Delta de acuerdo a eventuales cambios en los forzantes del sistema.



## Bibliografía

- Amsler, M. L. (2006). *Evolución de la carga de lavado en el Alto Paraná (1968-2004)*. Buenos Aires: International Control Association.
- Amsler, M. L., Cacil, P. A., Cristina, I. M., García, N. O., Giacosa, R. H., Hammerly, R. D., . . . Tujchneider, O. C. (2020). *El río Paraná en su tramo medio, Tomo I*. Universidad Nacional del Litoral.
- Amsler, M., & Drago, E. (2009). *A Review of the Suspended Sediment Budget at the Confluence of the Parana and Paraguay Rivers*. Wiley InterScience.
- Badano, N., Sabarots Gerbec, M., Re, M., & Menéndez, A. N. (2012). *A coupled hydro-sedimentologic model to assess the advance of the Parana River Delta Front*. CLARIS LPB: A Europe-South America Network for Climate Change Assessment and Impact Studies in La Plata Basin.
- Bombardelli, F. A., Menéndez, A. N., Brea, J. D., Lapetina, M. R., & Uriburu Quirno, M. (1995). *Estudio hidrodinámico del Delta del río Paraná mediante modelación matemática*. Ezeiza, Argentina: Informe LHA-INCyTH 137-03-95.
- Brea, J. D., & Spalletti, P. (2011). *Avances, retrocesos y estancamientos sobre el conocimiento de los procesos fluviales del río Pilcomayo*. Memorias del Quinto Simposio Regional sobre Hidráulica de Ríos.
- Brea, J. D., Busquets, M. S., & 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*. Ezeiza, Buenos Aires: Informe LHA 131-01-96.
- Brea, J. D., Spalletti, P., & Busquets, M. (1999). *Generación y transporte de sedimentos en la Alta Cuenca del río Bermejo. Impacto en el Sistema Paraguay-Paraná-Río de la Plata y el Delta del Paraná*. Ezeiza, Argentina: INA-LHyA Informe LHA 1777-04-99.
- Carrere, L., Lyard, F. H., Cancet, M., & Picot, N. (2016). *FES2014, a New Tidal Model - Validation Results and Perspectives for Improvements*. Praga: ESA Living Planet Conference.
- Church, J., Clarck, A., Cazenave, J., Gregory, S., Jevrejeva, A., Levermann, M., . . . Unnikrishnan, A. (2013). Sea Level Change. En T. Stocker, D. Qin, G. Plattner, M. Tignor, S. Allen, J. Boschung, . . . P. Midgley, *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the IPCC*. Cambridge, United Kingdom and New York, USA: Cambridge University Press.

- COBINABE. (2010). *Generación y transporte de sedimentos en la cuenca binacional del río Bermejo. Caracterización y análisis de los procesos intervinientes*. Buenos Aires: Programa estratégico de acción para la cuenca binacional del río Bermejo.
- Drago, E., & Amsler, M. (1998). *Bed Sediment Characteristics in the Parana and Paraguay Rivers*. IWRA.
- Fernández, M. (2011). *Revisión de un modelo regional de marea astronómica implementado sobre la región suroeste del Océano Atlántico*. Universidad de la República.
- Fossati, M. (2013). *Dinámica global de sedimentos finos en el Río de la Plata*. Universidad de la República.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., . . . Thépaut, J.-N. (2020). *The ERA5 Global Reanalysis*. Reading: Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society.
- Kahana, R., Daron, J. D., & Scannell, C. (2016). *Projections of Mean Sea Level Change for the Philippines*. Londres, Reino Unido: Met Office.
- Kazimierski, L., Badano, N., Sabarots Gerbec, M., Re, M., Irigoyen, M., Spalletti, P., . . . Brea, J. (2011). *Prediction of climate change scenarios effects on the Parana delta front growth and the consequences on the available area extension to Buenos Aires urbanization assessed*. CLARIS.
- Krone, R. B. (1962). *Flume studies of the transport of sediment in estuarial shoaling processes*. Berkely: Hydraulic Engineering Laboratory from the University of California.
- Lecertua, E. (2010). *Análisis de riesgo de duración de inundaciones en las áreas costeras del Río de la Plata considerando Cambio Climático*. Universidad de Buenos Aires.
- Leturcq, G. (2019). *Dams in Brazil, Social and Demographical Impacts*. San Pablo, Brasil: Springer.
- Lyard, F. H., Allain, D. J., Cancet, M., Carrere, L., & Picot, N. (2020). *FES2014 Global Ocean Tide Atlas: Design and performances*. Ocean Science Discussions.
- Medina, R. A., & Codignotto, J. O. (2013). *Evolución del Delta del río Paraná y su posible vinculación con el calentamiento global* (Vols. ISSN 1853-0400). Buenos Aires: Rev. Mus. Argentino Cienc. Nat.
- Menéndez, A. (2000). *Sistema Hidrobid II para simular corrientes en cuencos*. Ezeiza: INCYTH.

- Menéndez, A., & Castellano, R. (2000). *Simulation of Sedimentation in an Estuary due to an Artificial Island*. Buenos Aires: Informe LHA-INA.
- 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*. Universidad de Buenos Aires.
- Orfeo, O. (1995). *Sedimentología del río Paraná en su confluencia con el río Paraguay*. Tesis doctoral.
- Partheniades, E. (1962). *A study of erosion and deposition of cohesive soils in salt water*. Berkeley: PhD Thesis, University of California.
- Pereira, M. (2016). *El río Paraná: geomorfología y morfodinámica de barras e islas en un gran río anabranching*. Universidad Nacional de La Plata.
- Piedra-Cueva, I., Terra, R., Cazes, G., Fossatti, M., Fernández, M., & Santoro, P. (2008). *Modelo Preoperacional del Río de la Plata, río Uruguay*. Montevideo.
- Portela, L. I., Ramos, S., & Teixeira, A. T. (2013). *Effect of salinity on the settling velocity of fine sediments of a harbour basin*. Journal of Coastal Research.
- Prario, B., Dragani, W., Mediavilla, D., & D'Onofrio, E. (2011). *Hydrodynamic numerical simulation at the mouths of the Parana and Uruguay rivers and the upper Rio de la Plata estuary: A realistic boundary condition*. ELSEVIER.
- Re, M., & Sabarots Gerbec, M. (2010). *Modelación hidrosedimentológica del Río de la Plata: Análisis de sensibilidad hidrodinámica*. Ezeiza, Buenos Aires.: Informe LHA 05-296-10.
- Re, M., Menéndez, A., & Amsler, M. (2009). *Metodología para la generación de series temporales de descarga sólida de los ríos Paraná de las Palmas y Paraná Guazú*. Salta: Cuarto Simposio sobre Hidráulica de Ríos.
- Sabarots Gerbec, M., & Borús, J. (2016). *Caracterización hidrodinámica en aguas bajas para la Vía Navegable del río Paraná*. Buenos Aires: IX Congreso Argentino de Ingeniería Portuaria.
- Santoro, P. (2011). *Estudio de la marea meteorológica en el Río de la Plata*. Uruguay: Universidad de la República.
- Sarubbi, A. (2007). *Análisis del avance del Frente del Delta del río Paraná*. Argentina: Universidad de Buenos Aires.

Julián E. Cortese

Saurral, R., & Barros, V. (2009). *Estudio de la climatología y la hidrología de la Cuenca del Plata en un conjunto de modelos climáticos globales*. Buenos Aires: Centro Argentino de Meteorólogos.

Spalletti, P., & Brea, J. D. (2009). *Análisis de los escurrimientos en territorio argentino de caudales provenientes del río Pilcomayo*. Cuarto Simposio Regional sobre Hidráulica de Ríos.

Sterl, A. (2017). *Drag at high wind velocities - a review*. Royal Netherlands Meteorological Institute.

Symonds, A., Vijverberg, T., Post, S., van der Spek, B.-J., Henrotte, J., & Sokolwicz, M. (2017). *Comparison between Mike 21 FM, Delft3D and Delft3D FM flow models of western Port Bay, Australia*. Coastal Engineering.

## Anexo I: Indicadores estadísticos empleados en la calibración hidrodinámica del modelo

Se presentan a continuación los indicadores estadísticos que han sido empleados al momento de realizar la calibración hidrodinámica.

Cuando la variable de análisis sea una serie, se emplearán los siguientes indicadores para estudiar la calidad de la simulación punto a punto de dicha serie:

- Nash – Sutcliffe: Parámetro (E) que determina qué proporción de la varianza original ( $F_0$ ) de determinada variable está representada por la simulación realizada. Para ello se trabaja con la función objetivo F, definida como la sumatoria del cuadrado de las diferencias entre el valor observado y el simulado a lo largo de todo el período considerado. Expresado matemáticamente:

$$F_0 = \sum_{i=1}^N (\eta_{obs,i} - \eta_{promedio})^2$$

$$F = \sum_{i=1}^N (\eta_{obs,i} - \eta_{sim,i})^2$$

$$E = \frac{F_0 - F}{F_0}$$

El valor de este parámetro varía entre menos infinito y 1, siendo un modelo pobre y uno perfecto en respectivos extremos.

- Coeficiente de correlación: Indica el grado de dependencia lineal entre la serie observada y la simulada de determinada variable.

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N (\eta_{obs,i} - \eta_{obs,prom.}) * (\eta_{sim,i} - \eta_{sim,prom.})}{(N-1) * S_{\eta_{obs}} * S_{\eta_{sim}}}$$

- Error cuadrático medio (RMSE): Establece cuán alejados están los puntos simulados en el plano  $\eta_{obs}$ ,  $\eta_{sim}$  de una recta de ángulo igual a 45°.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (\eta_{obs,i} - \eta_{promedio})^2}{n}}$$

- Simetría direccional especial (SPEDS): Indicador que señala en qué medida ambas series varían con el mismo signo a lo largo del tiempo.

$$SPEDS = \frac{100}{N} \sum_{i=1}^N b_i$$

$$b_i = \{1 \text{ si } (\eta_{obs,i} - \eta_{obs,i-1}) * (\eta_{sim,i} - \eta_{sim,i-1}) > 0 \text{ 0 en otro caso}$$

Donde en todos los casos N es la cantidad de pasos temporales simulados,  $\eta$  es el nivel de la superficie libre de agua y S es el desvío estándar.

Por otra parte, se considera relevante cuantificar cuán bien representadas están las pleamares y bajamares, por lo que se adicionan a los indicadores recién mencionados, los siguientes:

- Error medio de nivel de pleamar (bajamar): Diferencia media entre las pleamares (bajamares) simuladas y las predichas por las tablas de marea del Servicio de Hidrografía Naval. Expresado matemáticamente:

$$E_{pl.(ba.)} = \frac{\sum_{i=1}^N N_{i,SHN} - N_{i,sim.}}{N}$$

- Error cuadrático medio de nivel de pleamar (bajamar): Análogo al RMSE descrito previamente, pero aplicado a las pleamares (bajamares) únicamente y no a las series discretizadas con un paso temporal constante. Permite tener una noción del error que se comete en la simulación independientemente del signo del mismo.
- Error cuadrático medio de nivel relativo a la amplitud: Indica la proporción de la amplitud media predicha por las tablas de marea que implica el error cuadrático medio de nivel de pleamar (bajamar).

Además, se calculará el error medio del instante de pleamar (bajamar) y su error cuadrático medio para poder estudiar con qué precisión se modela no sólo la intensidad de las bajamares y pleamares sino también el momento en que estas suceden. Estos dos indicadores recién mencionados son totalmente análogos a los desarrollados para niveles de pleamares y bajamares, salvo que se trabajará con el momento en que estos se desarrollan.

Por último, para comparar componentes armónicas entre sí, se usarán los principales indicadores empleados por M. Fernández (2011), que son errores cuadráticos medios relativos a la amplitud teórica de la marea astronómica en el punto donde se esté evaluando. A continuación, se los detalla:

- RMSE relativo: Medida del error cometido al simular cierta componente armónica, de amplitud  $H_M$  y fase  $G_M$ , respecto a la misma componente producto del análisis armónico hecho a una serie de observaciones en el lugar, de amplitud  $H_T$  y fase  $G_T$ , relativo a la amplitud teórica. En símbolos:

$$RMSE_{relativo} = \frac{\sqrt{\frac{1}{2}(H_M^2 - 2H_M H_T \cos(G_M - G_T) + H_T^2)}}{H_T}$$

- RMSE de amplitud relativo: Análogo al RMSE relativo, salvo que sólo describe el error cometido en la amplitud. Su expresión es:

$$RMSE_{amp. relativo} = \frac{\sqrt{(H_M - H_T)^2}}{H_M}$$

- RMSE relativo promedio ponderado: Medida del error total en el que se incurre en la simulación de N componentes armónicas ponderado según la incidencia que cada componente  $j$  en la amplitud total de marea del lugar.

$$RMSE_{rel. ponderado} = \sum_{j=1}^{j=N} \alpha_j * RMSE_{relativo_j}$$

$$\alpha_j = \frac{H_{T_j}}{\sum_{j=1}^{j=N} H_{T_j}}$$



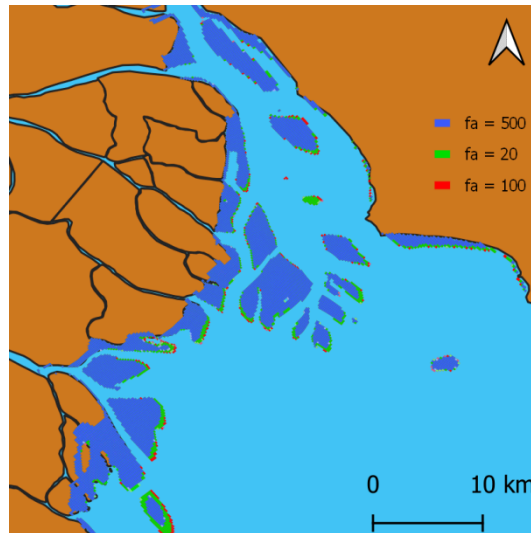
## Anexo II: Análisis de sensibilidad al factor de aceleración

En el presente anexo se comentan los resultados obtenidos del análisis de sensibilidad de los cambios morfológicos en el Frente de Avance del Delta del río Paraná a cambios de valores dados al factor de aceleración; dicho análisis fue realizado con tal de evaluar la robustez de la herramienta en cuestión.

Como se mencionó oportunamente, dicho factor de escala permite simular cambios morfológicos que naturalmente se darían en escalas temporales demasiado extensas en períodos de simulación relativamente breves. Para ello, se multiplica el cambio del lecho que debería darse de acuerdo a las condiciones hidrodinámicas y a los parámetros que describen a los sedimentos por el factor en cuestión, aumentándolo así y representando un cambio morfológico mayor al realmente habido. El valor del factor en cuestión puede estar comprendido entre 1 (sin aceleración) y 10.000, pero previo a emplear el coeficiente de aceleración se consideró conveniente llevar a cabo un análisis para determinar la robustez de la metodología.

Para el análisis se llevaron a cabo tres simulaciones del modelo hidrosedimentológico. Se consideró el conjunto de parámetros correspondiente a la simulación Sed\_7 (ver 3.5.2) y la marea astronómica únicamente. Nuevamente se empleó el período 2007 – 2016 para las pruebas, empleando tres factores de aceleración: 20, 100 y 500.

Al analizar los resultados obtenidos (Figura 82) se observa en primera instancia un muy buen acuerdo entre los resultados obtenidos con factores de aceleración de 20 y 100; la coincidencia es prácticamente total. Por su parte, el caso en que el parámetro toma un valor de 500 muestra cierta subestimación en el área emergida respecto a las otras dos simulaciones; de todos modos, las diferencias habidas en este caso constan principalmente de diferencias en la extensión de las nuevas islas y no en cambios morfológicos sustanciales. Adicionalmente, la mayor diferencia parece darse en la región del Canal Emilio Mitre, siendo en las otras regiones sensiblemente menor.



*Figura 82 Resultados obtenidos empleando distintos factores de aceleración (fa) para los cambios morfológicos.*

Si bien del análisis de los resultados obtenidos se puede concluir que variar el factor de aceleración no incorpora grandes cambios en el comportamiento sedimentológico del modelo, el hecho de que haya ciertas discrepancias entre los factores de aceleración menores y el mayor de los empleados genera que se considere prudente no comparar resultados de simulaciones empleando distintos factores de escala, en tanto hacerlo introduciría distorsiones a la comparación. Sí se considera viable emplear la variación del parámetro en función de las necesidades con tal de obtener distintos períodos de tiempo y comparar aquellos resultados entre sí.