

Tesis Doctoral

Cambio en el clima de olas del Río de la Plata Exterior y su posible vinculación con la erosión de la costa en Bahía Samborombón, provincia de Buenos Aires, Argentina

Bacino, Guido Luis

2018-03-16

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:

Bacino, Guido Luis. (2018-03-16). Cambio en el clima de olas del Río de la Plata Exterior y su posible vinculación con la erosión de la costa en Bahía Samborombón, provincia de Buenos Aires, Argentina. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

Cita tipo Chicago:

Bacino, Guido Luis. "Cambio en el clima de olas del Río de la Plata Exterior y su posible vinculación con la erosión de la costa en Bahía Samborombón, provincia de Buenos Aires, Argentina". Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2018-03-16.

EXACTAS UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

Universidad de Buenos Aires



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos.

Cambio en el clima de olas del Río de la Plata Exterior y su posible vinculación con la erosión de la costa en bahía Samborombón, Provincia de Buenos Aires, Argentina.

Tesis presentada para optar al título de Doctor de la Universidad de Buenos Aires en el área Ciencias de la Atmósfera y los Océanos

Guido Luis Bacino

Directores de tesis: Dr. Jorge O. Codignotto

Dr. Walter C. Dragani

Consejero de estudios: Dr. Walter C. Dragani

Lugar de trabajo: Servicio Geológico Minero Argentino, Secretaría de Minería, Ministerio de Energía y Minería / Dinámica Costera, Departamento de Oceanografía, Servicio de Hidrografía Naval, Ministerio de Defensa.

Buenos Aires, 2018

Cambio en el clima de olas del Río de la Plata Exterior y su posible vinculación con la erosión de la costa en bahía Samborombón, Provincia de Buenos Aires, Argentina.

Resumen

La determinación de las tendencias de las variables ambientales costeras a nivel local, en el marco de los cambios esperables tanto globales como hemisféricos, se está tornando una tarea imprescindible. La importancia de esto radica, desde un punto de vista práctico y a largo plazo, en la posibilidad de evaluar el riesgo costero y sus consecuencias tanto humanas como económicas. La pérdida de humedales costeros, como las marismas, parece ser una de las consecuencias del cambio del clima. En el área de la bahía Samborombón, el humedal mixohalino más extenso de Argentina, fueron documentados procesos erosivos significativos, que parecen haberse incrementado. El *objetivo de esta tesis* es determinar posibles cambios en el clima de olas de la bahía Samborombón y estudiar su influencia en el posible retroceso de la costa. Se evaluó el cambio de la línea de costa a corto plazo mediante mediciones *in situ* entre 2010 y 2017, en tres sitios del Río de la Plata (RdP) Exterior. Se utilizaron puntos fijos al pie del micro acantilado, donde se estimaron tasas de retroceso comprendidas entre 0.4 y 1.3 m/año. En ninguno de los sitios monitoreados se encontraron signos de progradación. Mientras que a largo plazo (1956 – 2013), se analizaron imágenes remotas del norte de la bahía, mediante un análisis de transectas perpendiculares a la línea de costa (software DSAS) dentro de un Sistema de Información Geográfica. La velocidad de retroceso media obtenida para este análisis fue de 3.9 m/año. Para el análisis del clima de olas, se utilizaron resultados de simulaciones numéricas obtenidos con el modelo SWAN, los cuales se validaron con observaciones *in situ* y satelitales. Dichas simulaciones resultaron satisfactorias para describir el oleaje de la zona de estudio para el período 1971-2012. Las tendencias de la altura de ola significativa (Hs) direccional fueron estimadas a partir de las Hs medias mensuales resultando tasas de crecimiento significativas en todos los nodos estudiados para las direcciones E y NE, con máximos valores (entre +2 y +3% por década) en los sectores central y S de la bahía

Samborombón. Asimismo se computó un aumento en la frecuencia de ocurrencia de olas provenientes del E y NE, entre +3.8 y +7.3% por década, y se apreció una disminución para las direcciones N, NW y W en todos los sitios costeros. El flujo neto anual de energía de ola paralelo a la costa (Pls^N), el cual es directamente proporcional al transporte potencial de sedimentos, mostró un patrón convergente en la bahía Samborombón. Se obtuvieron tendencias positivas de Pls^N en ambas ramas del flujo convergente en el centro/Sur de la bahía, particularmente en dos sitios, uno ubicado al N (frente a Canal 15) y otro al S de la bahía (frente a la desembocadura del río Ajó). Los resultados obtenidos en esta Tesis evidencian cambios en el clima de olas costero como así también en el del flujo de energía asociado en la zona litoral de la bahía. Finalmente, se concluye que las características del actual clima de olas y los cambios inferidos favorecen la erosión y el retroceso de la costa en la bahía.

Palabras clave: olas, SWAN, cambio del clima, erosión, tendencias, línea de costa, marisma.

Change in the wind wave climate in the Outer Río de la Plata and its possible relationships with the erosion of the Samborombón Bay coast, province of Buenos Aires.

Abstract

In the context of expected global and hemispheric changes, the determination of coastal environmental variables trends at the local level is becoming an essential task. The importance of this lies in the possibility of assessing coastal risk and its consequences both human and economical, from a practical and long-term point of view. The loss of coastal wetlands, such as marshlands, seems to be one of the consequences of climate change. Significant erosion processes were documented in the area of Samborombón bay, the most extensive mixohaline wetland in Argentina, and its rates seem to have increased. The aim of this study is to determine possible changes in wave climate of Samborombón Bay and its influence in the coastline retreat. In the short term (2010-2017), the shoreline position was evaluated in the field by three sites of the outer Río de la Plata (RdP). Reference benchmarks at the base of the cliff allowed estimating retreats rates between 0.4 and 1.3 m/year. No signs of progradation were found in any of the monitored sites. In the long term (1956-2013), remote images at the north of the bay were analyzed using regularly transects alongshore (DSAS software) within a Geographic Information System. Erosion was determined with an average rate of -3.9 m/year. The wave climate was analyzed using results of numerical simulations obtained with the SWAN model validated with *in situ* and satellite observations. From this validation, the simulations were satisfactory to describe wind-waves in the study area for the period 1971-2012. Directional significant wave height (H_s) trends were estimated from its monthly mean H_s , finding significant increasing rates in all the study sites for the E and NE wave directions, with maximum values (+2 to +3% per decade) in the central and S sectors of the Samborombón bay. There was also an increase in the frequency of occurrence of waves from the E and NE (range: +3.8 to +7.3% per decade) and a decrease was observed for the N, NW and W directions in all coastal sites. The net annual longshore energy flux (PIs^N), which is directly proportional to the potential transport of sediments, shows

a convergent pattern in Samborombón bay. Positive trends of PIs^N were obtained in both branches of the convergent flow at the central/southern sector of the bay, particularly in two sites: one located to the N (in front of Channel 15) and the other to the S of the bay (in front of to the mouth of the river Ajó). The results obtained in this Thesis evidence that the wind wave climate in coastal waters is changing, as same as the associated energy flux at the bay littoral zone. Finally, it is concluded that the characteristics of the current wave climate as well as the inferred changes favor the erosion and retreat of the coast in the Samborombón bay.

Palabras clave: wind wave, SWAN, climate change, erosion, trend, shoreline, salt marsh.

Agradecimientos

Agradezco a tod@s l@s personas que me apoyaron para completar este trabajo:

A mis directores Jorge y Walter, por simplificar las dudas y guiarme.

Al CONICET por darme la oportunidad con la beca interna.

Al SEGEMAR y el SHN por brindarme un lugar de trabajo.

A mis compañeros y las buenas personas que conocí en estas instituciones... del departamento de oceanografía del SHN y el IGRM del SEGEMAR.

Al grupo de Geomática del Instituto de Geología Costera y del Cuaternario (IGCyC), por brindarme el apoyo y la ayuda con el tratamiento de imágenes.

Al personal del Departamento fotogramétrico de la Base Aeronaval Punta Indio por la ofrecerme amablemente ayuda en la búsqueda de los fotogramas.

A mis amigos y familia, siempre presentes.

A July, quien supo acompañarme en todo momento.

Gracias!

Índice

1	Introducción	17
1.1	Descripción del área de estudio	19
1.1.1	Características generales	19
1.1.2	Descripción geológica.....	24
1.1.3	Oceanografía	37
1.1.4	Meteorología.....	49
1.1.5	Hidrología	53
1.1.6	Biología.....	53
1.1.7	Social.....	56
1.2	Hipótesis	56
1.3	Objetivo del trabajo	57
2	Datos utilizados	60
2.1	Olas.....	60
2.1.1	Datos <i>in situ</i>	61
2.1.2	Datos satelitales	62
2.2	Monitoreo de la posición de la línea de costa	67
2.3	Vientos	70
2.4	Datos batimétricos.....	71
2.5	Imágenes	73

3	Modelo de olas	77
3.1	Generalidades.....	77
3.2	Validación.....	78
3.3	El forzante atmosférico: Viento	81
3.4	Extensión y resolución del dominio computacional	83
3.5	Selección de nodos.....	85
3.6	Validación del modelo en aguas costeras	86
3.7	Conclusiones parciales	92
4	Cambio de la línea de costa en la bahía Samborombón	94
4.1	Introducción.....	94
4.2	Antecedentes en la zona de estudio	95
4.3	Evolución de la línea de costa: monitoreo “ <i>in situ</i> ”	97
4.3.1	Canal 1 (General Conesa).....	97
4.3.2	Estancia Juan Gerónimo	100
4.3.3	Punta Piedras	102
4.4	Evolución de la línea de costa: análisis basado en imágenes.....	104
4.5	Conclusiones parciales	111
5	Simulaciones de olas en aguas costeras de la bahía	115
5.1	Clima de olas (análisis no direccional)	115
5.2	Clima de olas (análisis direccional)	119

5.3	Flujo de energía de olas paralelo a la costa.....	121
5.4	Estimación de tendencias	127
5.5	Tendencia de Hs (análisis no direccional).....	131
5.6	Análisis direccional de tendencias de Hs y frecuencias	134
5.7	Tendencia del flujo de energía paralelo a la costa	145
5.8	Tendencia de Hs inferida con datos satelitales	148
5.9	Conclusiones parciales	151
6	Discusión	155
6.1	Retroceso de la línea de costa.....	155
6.2	Cambio en el clima de olas	158
6.3	Variabilidad climática y su relación con Hs	161
6.4	Flujo de energía de ola paralelo a la costa.....	165
6.5	Otros factores que impactan sobre el sistema costero de la bahía.....	167
7	Conclusiones	172
8	Bibliografía.....	177

Lista de figuras

Figura 1.1: Bahía Samborombón en el Río de la Plata.....	20
Figura 1.2: Distribución de la pluma de agua dulce del RdP	22
Figura 1.3: Modelo digital de elevación de la bahía Samborombón	23
Figura 1.4: Esquema regional de la geología morfo-estructural.....	25
Figura 1.5: Tasa de ascenso de las distintas cuencas sedimentarias costeras de Argentina.....	26
Figura 1.6: Variación relativa del nivel del mar desde los últimos 8000 años.....	27
Figura 1.7: Perfil geológico a lo largo del Canal 15.....	29
Figura 1.8: Evolución esquemática de la formación de los cordones litorales.....	31
Figura 1.9: Geomorfología de la bahía Samborombón.....	32
Figura 1.10: Esquema evolutivo para la bahía Samborombón propuesto por Violante & Cavallotto (2004).....	33
Figura 1.11: Distribución esquemática de los sedimentos de fondo en el RdP....	35
Figura 1.12: Residuo actual (botella) aflorando del micro-acantilado.....	36
Figura 1.13: Distribución bidimensional de Hs y Tp en la boca del RdP.....	38
Figura 1.14: Diagrama de refracción de olas provenientes de SE.....	40
Figura 1.15: Contornos de altura de olas en adyacencias al RdP para el período 1971-2005.....	40
Figura 1.16: Tendencias satelitales de Hs media y Hs del percentil 90 (1985-2008) en todo el globo.....	41

Figura 1.17: Flujo de energía y disipación por fricción de fondo para la componente de marea M2, para el RdP.....	44
Figura 1.18: Serie de niveles medios anuales del mar para el RdP superior.....	45
Figura 1.19: Presión atmosférica media en superficie correspondiente a invierno y verano en el período 1980-2000.....	50
Figura 1.20. Vientos medios NCEP/NCAR para todas las estaciones.....	51
Figura 1.21: Comunidades vegetales correspondientes a las marismas de la bahía Samborombón.....	55
Figura 1.22: Escarpa costera en la bahía Samborombón.....	59
Figura 2.1: Serie de alturas significativas de ola obtenida por el olígrafo.....	62
Figura 2.2: Distribución espacial de datos altimétricos en un radio de 40 km centrado en el olígrafo.....	64
Figura 2.3: Diagrama de dispersión entre Hs observada y satelital.....	66
Figura 2.4: Diferencias entre Hs estimadas por el satélite y las observadas en la boya.....	67
Figura 2.5: Medición de la distancia entre el punto fijo y la base del micro-acantilado, en la planicie de marea.....	68
Figura 2.6: Ubicación de los puntos fijos seleccionados para el monitoreo del retroceso del micro-acantilado.....	68
Figura 2.7: Imágenes de los sitios de relevamiento: Estancia Juan Gerónimo (A), Punta Piedras (B) y Canal 1 (C).....	69
Figura 2.8: Dominio computacional y batimetría adoptada para la simulación de olas con el SWAN.....	72

Figura 2.9: Fotografía aérea de la zona de Punta Indio, de 1964.....	73
Figura 2.10: Puntos de control utilizados para la rectificación de la fotografía aérea ejemplo fotograma 1956.....	74
Figura 3.1: Diagrama de dispersión para Hs y direcciones, simuladas y observadas entre agosto de 1999 y agosto de 2000.....	79
Figura 3.2: Diagrama de dispersión de Hs (simuladas y observadas) y gráfico de contornos para el período 1996-2006.....	80
Figura 3.3: Evento severo (agosto de 2005) observado por el olígrafo y simulado con las cuatro bases globales.....	82
Figura 3.4: Dominios analizados por Dragani et al (2008).....	84
Figura 3.5: Sitios elegidos de la grilla computacional y sitios costeros definitivos obtenidos mediante interpolación bilineal.....	86
Figura 3.6: Distribución espacial de Hs altimétrica y simuladas en los nodos costeros.....	87
Figura 3.7: Detalle de la comparación entre Hs satelital y simulada para el período diciembre 2001 - febrero 2004, para el nodo 2 y el nodo 4.....	88
Figura 3.8: Diagrama de dispersión entre Hs altimétricas y modeladas para los nodos 2 y 4.....	89
Figura 3.9: Distribución espacial de Hs altimétricos y simulados comparados en la boca del RdP.....	90
Figura 3.10: Diagrama de dispersión de Hs altimétrica y modelada para la boca del RdP.....	90
Figura 3.11: Detalle de la comparación entre Hs satelitales y modeladas en la boca del RdP (período: septiembre 2001 - agosto 2003).....	91

Figura 4.1: Secuencia de imágenes Landsat en el extremo distal de Punta Rasa entre 1987 y 2011.....	96
Figura 4.2: Imagen de la escarpa y de la planicie de marea cercano a Canal 1 (abril de 2015).....	98
Figura 4.3: Imágenes ilustrativas del mecanismo erosivo que se viene desarrollando en Canal 1.....	99
Figura 4.4: Distancia entre el borde de la escarpa y el punto fijo en Canal 1.....	100
Figura 4.5: Imagen de la escarpa y de la planicie de marea en la Estancia Juan Gerónimo. (enero de 2013).....	100
Figura 4.6: Rasgos de un ambiente costero sujeto a procesos de erosión y la presencia de una costa tipo “serrucho” en Estancia Juan Gerónimo.....	101
Figura 4.7: Distancia entre el borde de la escarpa y la estaca (punto fijo) en Estancia Juan Gerónimo.....	102
Figura 4.8: Imagen de la escarpa y de la planicie de marea de Punta Piedras. (noviembre de 2015).....	102
Figura 4.9: Imágenes que evidencian rasgos de un ambiente costero sujeto a procesos de erosión en Punta Piedras.....	103
Figura 4.10: Distancia entre el borde de la escarpa y la estaca (punto fijo) en Punta Piedras.....	104
Figura 4.11: Líneas de costa digitalizadas de Punta Indio correspondientes a los distintos años entre 1956 y 2013.....	107
Figura 4.12: Transectas equi-espaciadas (30 m) perpendiculares a la línea Base y las sucesivas líneas de costa.....	110

Figura 4.13: Tasa de cambio de la línea de costa (1956-2013) con su intervalo de confianza.....	111
Figura 4.14: Transectas con su respectiva gradación de la tasa de cambio de la línea de costa.....	112
Figura 4.15: Retroceso de la línea de costa en el tiempo para las transectas 37 (arriba) y 78 (abajo).....	113
Figura 4.16: Escarpa digitalizada en imagen satelital y en fotografía tomada durante tareas en el 2015.	114
Figura 5.1: Hs media y del percentil 99 para el período 1971-2012.....	115
Figura 5.2: Gráficos de caja para Hs simulada en cada sitio costero de la bahía Samborombón (1971-2012).....	116
Figura 5.3: Gráfico de caja para Tp simulado en cada sitio costero de la bahía Samborombón (1971-2012).....	117
Figura 5.4: Distribución de probabilidades de ocurrencia (acumuladas) para Hs simuladas (período: 1971-2012)	118
Figura 5.5: Diagrama bidimensional (Hs-Tp) para cada nodo determinado (período: 1971-2012).....	118
Figura 5.6: Porcentaje de ocurrencia de oleaje incidente desde cada una de las ocho direcciones para cada nodo estudiado.....	119
Figura 5.7: Distribución en 16 direcciones de Hs para el nodo 0 y el 8	120
Figura 5.8: Diagramas bidimensionales (nodo 1) para cada dirección de incidencia del oleaje.....	121
Figura 5.9: Diagramas bidimensionales (nodo 5) para cada dirección de incidencia del oleaje.....	122

Figura 5.10: Diagramas bidimensionales (nodo 8) para cada dirección de incidencia del oleaje.....	123
Figura 5.11: Valores medios del flujo de izquierda (Plsi), flujo de derecha (Plsd) y flujo neto.....	126
Figura 5.12: Test de Durbin-Watson para los residuos de toda la serie en cada nodo.....	129
Figura 5.13: Diagrama de autocorrelación para las series de Hs (datos mensuales) correspondiente al promedio espacial de los nodos.....	129
Figura 5.14: Tendencias de Hs media (izquierda) y de Hs99 (derecha).....	132
Figura 5.15: Series de Hs (medias mensuales) para los nodos 2, 5 y 8 y recta que ilustra la tendencia.....	133
Figura 5.16: Series de Hs99 para los nodos 2, 5 y 8 y su tendencia.....	133
Figura 5.17: Tendencias (porcentuales) de Hs media para la dirección E (izquierda) y NE (derecha).....	135
Figura 5.18: Series de Hs (medias mensuales) correspondientes a las direcciones E y NE, para los nodos 2, 5 y 8 y recta que ilustra la tendencia.....	136
Figura 5.19: Tendencias (porcentuales) de Hs media para la dirección S (izquierda) y SE (derecha).....	137
Figura 5.20: Series de Hs (medias mensuales) correspondientes a la dirección SE, para el nodo 3 y su tendencia.....	137
Figura 5.21: Series de Hs (medias mensuales) correspondientes a la dirección S, para el nodo 8, y su tendencia.....	137
Figura 5.22: Tendencias (porcentuales) de Hs99 para la dirección E (izquierda) y NE (derecha).....	139

Figura 5.23: Tendencias (porcentuales) de Hs99 para la dirección S.....	139
Figura 5.24: Series de Hs99 correspondientes a las direcciones E y NE, para los nodos 1, 6 y 8, y recta que ilustra la tendencia	140
Figura 5.25: Serie de Hs99 correspondiente a la dirección S, para los nodos 1, 6 y 8, y recta que ilustra la tendencia	141
Figura 5.26: Tendencias (porcentuales) de la frecuencia de ocurrencia para la dirección E y NE.....	141
Figura 5.27: Series de frecuencia de ocurrencia correspondientes a las direcciones E y NE, para el nodo 4, y recta que ilustra la tendencia.....	142
Figura 5.28: Series de frecuencia de ocurrencia correspondientes a las direcciones E y NE, para los nodos 2 y 8, y recta que ilustra la tendencia.....	143
Figura 5.29: Tendencias porcentuales de la frecuencia de ocurrencia para las direcciones W, NW y N.....	144
Figura 5.30: Series de frecuencia de ocurrencia correspondientes a las direcciones NW y N, para el nodo 7, y recta que ilustra la tendencia.....	144
Figura 5.31: Series de frecuencia de ocurrencia correspondientes a las direcciones NW y N, para el nodo 4, y recta que ilustra la tendencia.....	145
Figura 5.32: Tendencias de PlsN absolutas y porcentuales (1971-2012).....	146
Figura 5.33: Series de Plsi(arriba), Plsd(centro) y PlsN(abajo) correspondientes al nodo 4, y recta que ilustra la tendencia.....	147
Figura 5.34: Series de Plsi(arriba), Plsd(centro) y PlsN(abajo) correspondientes al nodo 7, y recta que ilustra la tendencia	148
Figura 5.35: Resultados de datos altimétricos. Hs medio (arriba) y Hs99 (abajo) para el período 1991-2012.....	149

Figura 5.36: Datos satelitales utilizados para la construcción de la serie de Hs mensual (período: 1992-2012).....	150
Figura 5.37: Series de Hs (medias mensuales) correspondiente a los datos altimétricos para la boca del RdP, y recta que ilustra la tendencia.....	151
Figura 6.1: Valores de correlación entre los índices anuales SOI y SAM y Hs media anual no direccional para cada nodos de la bahía Samborombón.....	162
Figura 6.2: Correlación entre las frecuencias de ocurrencia anual y el índice SAM y SOI, para cada dirección de incidencia y para cada nodo.....	163
Figura 6.3: Frecuencia de ocurrencia anual del oleaje de dirección NE, índices SOI y SAM entre 1979 y 2012.....	164

Lista de Tablas

Tabla 1.1: HAT y HRAT para tres sitios de la zona de estudio.....	44
Tabla 2.1: Productos utilizados y características principales de los mismos.....	76
Tabla 3.1: Parámetros estadísticos evaluando bases de reanálisis globales.....	82
Tabla 3.2: Dominios y resoluciones estudiados por Dragani et al. (2008).....	84
Tabla 3.3: Características del dominio utilizado para el modelo SWAN.....	85
Tabla 5.1: Hs (m) y Tp (s) medios y del percentin 99 (período: 1971-2012).	117
Tabla 5.2: Ángulos entre la normal a la costa y la dirección N.	124
Tabla 5.3: Tendencias relativas y absolutas. IC indica el Intervalo de confianza.	134
Tabla 5.4: Tendencias relativas y absolutas para las direcciones E y NE.....	135
Tabla 5.5: Tendencias relativas y absolutas para las direcciones S y SE	138

1 Introducción

La determinación de las tendencias de variables ambientales costeras a nivel local, en el marco de los cambios esperables tanto globales como hemisféricos, se está tornando una tarea imprescindible. La importancia de todo esto radica, desde un punto de vista práctico y a largo plazo, en la posibilidad de evaluar el riesgo costero y sus consecuencias tanto humanas como económicas.

En el marco del calentamiento global, uno de los efectos más conocidos es el aumento del nivel medio del mar. El Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático (en inglés, Intergovernmental Panel on Climatic Change, IPCC) señala que, a escala global, el nivel medio del mar ascendió (debido a la expansión térmica del océano y a las pérdidas de masa de los glaciares) a razón de 1.7 ± 0.2 mm/año entre los años 1901 y 2010 (IPCC, 2013). Este incremento se ha acelerado en las últimas décadas alcanzando 2.0 ± 0.3 mm/año entre 1971-2010, 3.2 ± 0.4 mm/año entre 1993-2010 (IPCC, 2013) y 3.4 ± 0.4 mm/año entre 2010-2017 (Beckley et al., 2010).

La aceleración del aumento del nivel medio del mar en las áreas costeras tiene asociado un abanico de impactos potenciales (Nicholls, 2011; Nicholls et al., 2007). Entre los impactos más importantes se destacan la inundación de tierras bajas, el incremento en la erosión costera, la intrusión salina en los acuíferos costeros, el ascenso de la capa freática en estuarios. También han sido observados cambios en patrones atmosféricos/oceanográficos, que en conjunto interactúan motivando, por ejemplo, el aumento de la frecuencia de inundaciones por la onda de tormenta, el incremento en la altura de ola y el cambio en su dirección de propagación, la alteración del rango de mareas en las desembocaduras de los ríos y los cambios en los patrones de sedimentación, entre otros. De esta manera, el cambio climático magnificará los efectos de la vulnerabilidad preexistente de cada área específica (IPCC, 2001, 2007).

Al presente han sido informados cambios de largo plazo en ambientes costeros bajos en distintos sitios del mundo. Por ejemplo, Leonardi et al. (2015) basado en análisis de más de dos décadas de datos en 8 sitios alrededor del mundo, encontraron que las marismas se encuentran en deterioro conducido principalmente por la energía de ola media. En este sentido, Schwimmer (2001) encontró que la erosión causada por las olas es muy significativa en estos ambientes, observando que el ataque de la ola erosiona los sedimentos, removiendo segmentos de marismas y provocando el retroceso de su borde. De la misma manera, mediante simulaciones numéricas Mariotti et al. (2010) concluyeron que es esperable un aumento en la erosión en los bordes de las marismas. El aumento relativo del nivel del mar combinado con el de las ondas de tormenta provocarán un aumento en la profundidad de los estuario y, en consecuencia, las olas se propagarán con un flujo de energía más intenso. Al respecto, Day et al. (1998) reportaron erosión en las marismas de las lagunas costeras de Venecia, conducida por la combinación del ascenso relativo del nivel del mar, la subsidencia de la costa y el ataque de las olas a lo largo de sus bordes.

Las olas, como principal factor que modela las costas, pueden contribuir sustancialmente tanto a la alteración de ambientes costeros, con el aumento de energía y de niveles extremos del mar, como así también al balance del transporte de sedimentos mediante cambios en las corrientes inducidas por éstas. El conocimiento sobre el clima de olas resulta necesario a la hora de la toma de decisiones para elaborar estrategias para el manejo o la gestión de las zonas costeras. En los estudios de impacto del cambio climático elaborados por el IPCC Working Group I, indican una falta de información en el cambio del clima de olas para poder elaborar una evaluación de la erosión costera (Dragani et al., 2013).

Los cambios de los contornos costeros vienen ocurriendo de manera paulatina desde siempre, pero, sin embargo los más significativos se dieron en los últimos 19000 años (J. O. Codignotto, 1997). En general, en las áreas costeras existe un gran porcentaje de sectores preservados que resultan útiles para establecer una

cronología relativa de los ciclos marinos (Codignotto & Aguirre, 1993). Asimismo, dichos ciclos aportan evidencias que contribuyen a definir las características ambientales de las zonas litorales durante episodios del pasado, para establecer comparaciones con la situación actual y para predecir la tendencia general de los cambios futuros. Particularmente en la bahía Samborombón, en las costas S del Río de la Plata (RdP), se vienen documentando procesos erosivos muy significativos (J. O. Codignotto et al., 2012). Esto condiciona la estabilidad de la costa, perdiéndose progresivamente volúmenes apreciables de sedimento, propiedades e infraestructura.

1.1 Descripción del área de estudio

1.1.1 Características generales

El área de estudio es la zona costera de la bahía Samborombón, ubicada sobre la costa S del RdP Exterior, en la provincia de Buenos Aires, Argentina (Fig. 1.1). El RdP es un estuario extenso y de baja profundidad, que desemboca en el Océano Atlántico Sudoccidental. Por su anchura y aguas poco profundas el RdP tiene características muy especiales, con condiciones dinámicas muy diferentes a la de otros estuarios (Gerardo M E Perillo, Piccolo, & Pino-quivira, 1999). La bahía Samborombón se extiende desde Punta Piedras (límite NW) hasta Punta Rasa (límite SE), siendo esta última el extremo distal de la espiga arenosa de la barrera de Punta Médanos. La bahía Samborombón es abierta, muy somera, tiene una longitud de costa de 140 km y se extiende entre los paralelos 36.5° S y 35.2° S.

El RdP se orienta en sentido NW-SE, tiene forma de embudo, un área de 18000 km² y una longitud de 290 km, aproximadamente. En su cabecera se encuentran las desembocaduras de los ríos Uruguay y Paraná, principales afluentes de agua dulce al sistema, donde se dispone un destacado frente de delta. El 97% del ingreso de agua dulce al estuario es aportado por estos ríos, con un caudal medio de 22000 m³/s comparable con el del río Mississippi (Ré, 2005; Sepúlveda et al., 2004). Esta descarga presenta una alta variabilidad interanual y estacional (Jaime

& Menéndez, 2002; Sepúlveda et al., 2004; Simionato et al., 2006), con picos de grandes caudales que han alcanzado 80000 m³/s en invierno, y valores tan bajos como 8000 m³/s en verano (Moreira, Simionato, Gohin, Cayocca, & Luz Clara Tejedor, 2013).

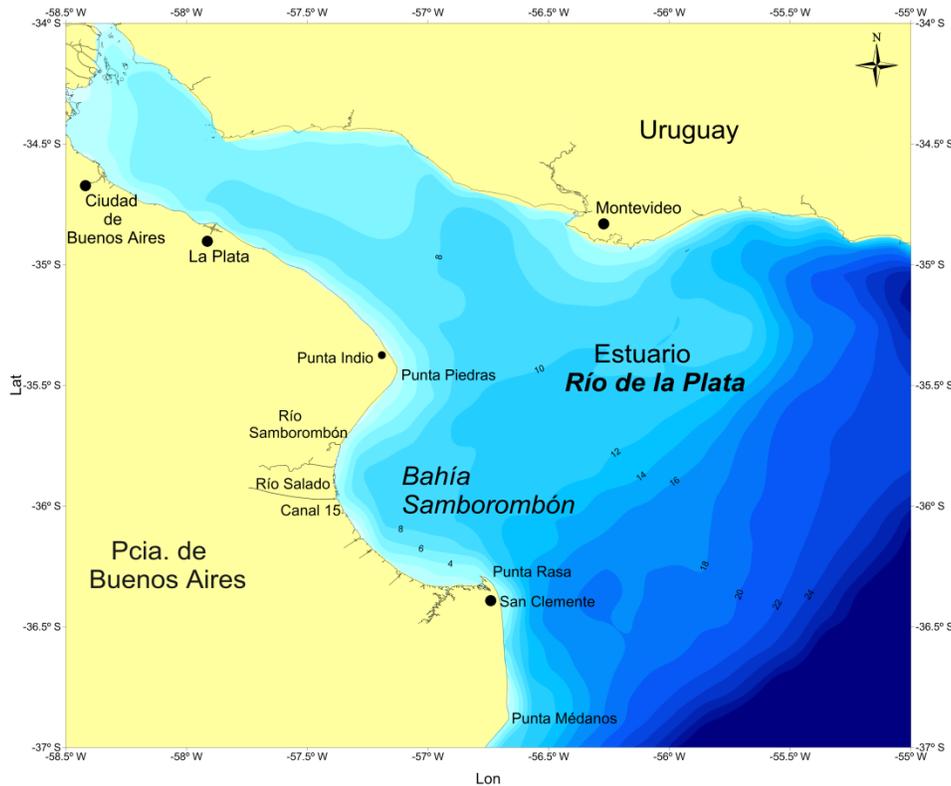


Figura 1.1: Bahía Samborombón en el Río de la Plata. Se indican los principales centros urbanos.

Lopez Laborde y Nagy (1999) definieron al estuario del RdP como uno de planicie costera, con un área semicerrada en la boca y un paleovalle en la costa N, favoreciendo la descarga de los ríos y el transporte de sedimentos hacia la plataforma. Presenta tres regiones geográficas, delimitadas de acuerdo a su dinámica y morfología, la Interior o alta, la Exterior o baja y, entre ambas, la Intermedia o de transición, donde se ubica el frente estuarino y la Barra del Indio (Framiñan et al., 1999; Mianzan et al., 2001; Piccolo et al., 1999). El RdP Interior tiene unos 180 km de largo por unos 80 km de ancho (13000 km³, aproximadamente) y se extiende desde el frente del delta hasta la línea imaginaria que une Punta Piedras y Montevideo. Se caracteriza por ser un sistema fluvial con

fuerte influencia mareal, profundidades menores a 5 m y salinidad inferior a 5 ups (Guerrero et al., 1997; Mianzan et al., 2001). Por otro lado, el RdP Exterior se extiende desde la región intermedia hasta la línea imaginaria que une Punta del Este con Punta Rasa. Presenta una mayor variabilidad de la salinidad, alcanzando 30 ups cerca de la desembocadura y es la zona donde se lleva a cabo los principales procesos de sedimentación (Moreira et al., 2013). Entre el RdP Interior y Exterior se encuentra la zona Intermedia, caracterizada por tener el máximo de turbidez la cual es claramente observable en imágenes satelitales (Framiñan et al., 1999).

El sistema aporta sustancialmente nutrientes, carbono, sedimentos y agua dulce al Océano Atlántico Sur, afectando la batimetría de la plataforma continental adyacente, las pesquerías y la dinámica costera que alcanza hasta casi los 23° S (Framiñan et al., 1999; Simionato et al., 2006). Esta contribución fue estudiada por Piola et al. (2008) quienes señalaron la variabilidad estacional de una pluma de baja salinidad, la cual es controlada principalmente por el esfuerzo del viento, moviéndose hacia el N en invierno y hacia el S en verano, y que en ocasiones extraordinarias puede alcanzar los 38° S (Figura 1.2).

Como en la mayoría de los estuarios anchos, la baja profundidad y los intensos vientos son determinantes de la estructura hidrodinámica del RdP (Sepúlveda et al., 2004). Dado que el RdP tiene un gran aporte de aguas de relativamente baja densidad, es razonable hallar un alto grado de estratificación en algunas zonas del estuario (Guerrero et al., 1997). Dichos autores han observado una cuña salina semipermanente con buen desarrollo en situaciones de vientos débiles a moderados y cuya estratificación es destruida sólo en condiciones de fuertes vientos (Framiñan et al., 1999; Guerrero et al., 1997). Particularmente, en la bahía Samborombón, la profundidad es del orden de los 10 m entre 5 y 10 km de la costa, y en la franja costera, es menor a 5 m, caracterizada por una pendiente del fondo muy suave con gradientes inferiores al 1% (Fundación Vida Silvestre

Argentina, 2013). Consecuentemente, en la zona costera de la bahía la dinámica del agua salina se ve restringida por la baja profundidad.

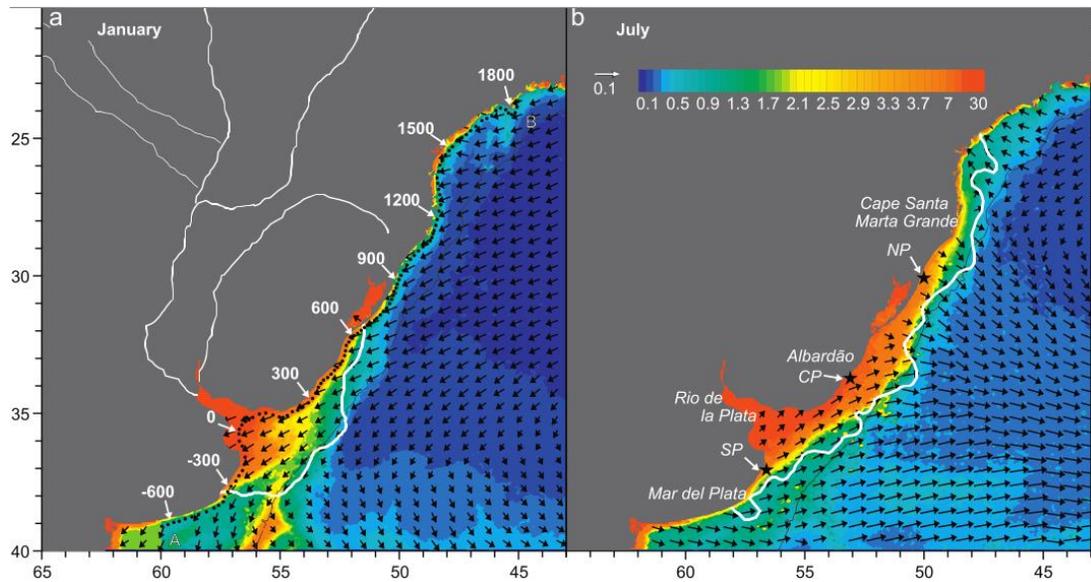


Figura 1.2: Distribución de la pluma de agua dulce del RdP, representada por medias mensuales de julio y enero de CSAT (estimación de Chl-a mg m^{-3}) provenientes de imágenes SeaWiFS entre los años 1998-2005. Fuente: Piola et al. (2008).

En Argentina existen alrededor de 30 estuarios, entre principales y secundarios, cuyas costas conforman planicies de marea, marismas y/o frentes de delta, resultado de la interacción entre el mar y el continente por las variaciones del nivel del mar en el Holoceno tardío (Codignotto et al., 1992; Violante et al., 2014). El área costera de la bahía Samborombón se puede definir, desde el punto de vista geomorfológico, como una extensa planicie de marea elevada, con escasa pendiente (Figura 1.3), que ocupa una superficie de 3000 km². Dicha planicie de marea elevada está, en promedio, a un metro sobre el nivel del mar, rematando en una escarpa o "micro-acantilado", donde comienza la planicie de marea actual (Codignotto et al., 2012).

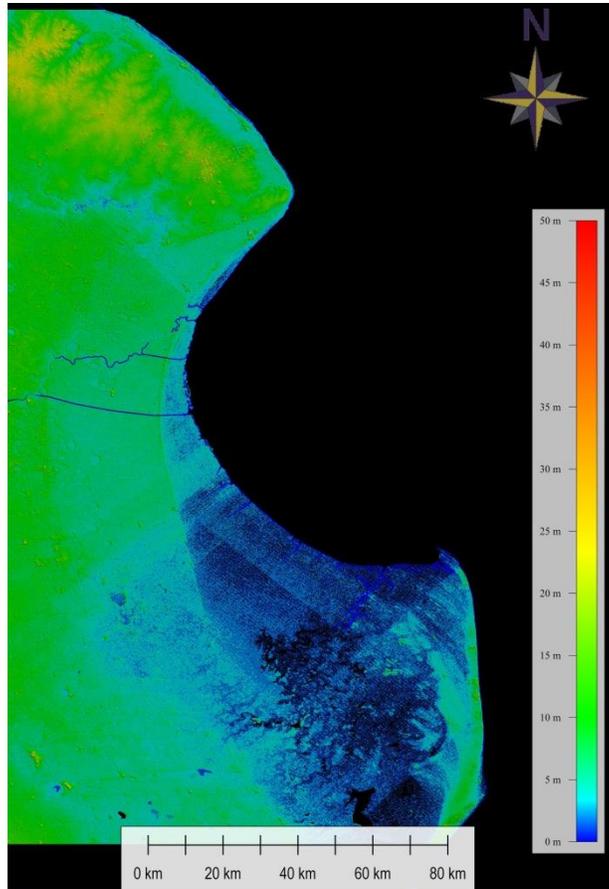


Figura 1.3: Modelo digital de elevación de la bahía Samborombón a partir de datos procesados del Shuttle Radar Topography Mission (SRTM).

El humedal costero de la bahía Samborombón fue declarado Sitio Ramsar en 1997, estando conformado por diferentes categorías, jurisdicciones y regímenes administrativos de áreas protegidas. Se encuentra bastante documentado, la alta sensibilidad de este humedal a los cambios ambientales ocurridos en las últimas décadas, muchos de los cuales son atribuibles al Cambio Climático (Fundación Vida Silvestre Argentina, 2013). Uno de los cambios que viene siendo reportado a lo largo de la costa bonaerense es el incremento de la erosión costera durante las últimas tres o cuatro décadas (Codignotto & Aguirre, 1993; Codignotto et al., 2012, 2011; Dragani et al., 2010; Kokot, 1997). Este incremento de la erosión ha sido asociado a posibles cambios de algunos parámetros oceanográficos y atmosféricos, como consecuencia del cambio del clima. Este proceso erosivo está siendo evidenciado por el progresivo retroceso del micro-

acantilado que limita la gran planicie de marea actual con la planicie de marea elevada (antigua) o marisma, según el caso.

La bahía Samborombón es una zona con escasos centros urbanos y con muy poca, o casi nula, actividad antrópica. Por este motivo se podría argumentar que la erosión costera o los cambios en los parámetros ambientales allí observados no tendrían relación con actividades u obras realizadas por el hombre (es decir, la bahía está exenta de defensa costeras, espigones o estructuras que alteren la dinámica del sedimento). De esta manera se supone los procesos asociados a los cambios informados en la bahía son naturales. Resumiendo, es un sector con la condición ideal de laboratorio escala 1:1.

1.1.2 Descripción geológica

1.1.2.1 Geología estructural

La bahía Samborombón se ubica en el borde N de la Provincia Geológica denominada Cuenca del Salado (Violante & Cavallotto, 2004). Esta cuenca se ubica al E de la Pampa Deprimida y se encuentra limitada al N por los bloques Precámbricos uruguayos, y al S por la dorsal de Tandilia, ambos pertenecientes al cratón del Río de la Plata (Figura 1.4). Con una forma elongada, se extiende en dirección WNW-ESE desde el N de la Provincia de Buenos Aires hasta la plataforma continental Argentina (Bértola, 1995; Violante et al., 2001). Se trata de una enorme cubeta de depositación de origen tectónico, con un relleno sedimentario de depósitos de origen continental y marino del Cretácico-Cenozoico hasta el Cuaternario, de unos 6000 m de espesor (Cavallotto et al., 2004; Parker et al., 2008; Violante & Cavallotto, 2004). El área de la cuenca con mayor depresión se encuentra en su centro, es decir, justamente en la bahía Samborombón. Las inferencias neotectónicas de la cuenca, obtenidas por Codignotto et al. (1992) a partir de las alturas de los cordones litorales a lo largo de la costa argentina, indican una de las tasas de ascenso más bajas. La cuenca del Salado registra un ascenso de unos 0.6 m/1000 años (Figura 1.5), aunque

Guilderson et al. (2000) obtuvieron valores aún más bajos, aplicando una corrección basada en un modelo matemático, resultando una tasa de 0.09 m/1000 años. El rebote isostático, la neotectónica y la consolidación natural de sedimentos, en conjunto, dan como resultado una tasa de movimiento vertical de la tierra que en la zona de la bahía no está siendo monitoreada, pero Tosi et al. (2013) asumieron a partir de mediciones cercanas en 1 m/1000 años.

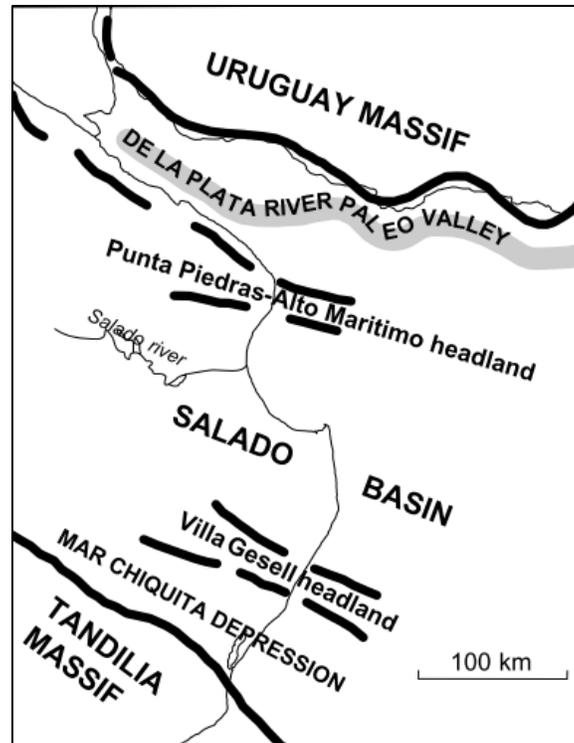


Figura 1.4: Esquema regional de la geología morfo-estructural. Fuente: Violante & Cavallotto (2004).

Se trata de una zona predominantemente baja y de muy poca pendiente, y su evolución está marcada por los procesos transgresivos y regresivos provocados por las fluctuaciones del nivel del mar (Cavallotto, 2002; Codignotto & Aguirre, 1993; Fucks et al., 2012). Así, el área de estudio, queda caracterizada por sedimentos superficiales marinos del cuaternario, acumulados en la última transgresión marina del Holoceno, sobre una capa más antigua de sedimentos pampeanos (Fidalgo et al., 1973).

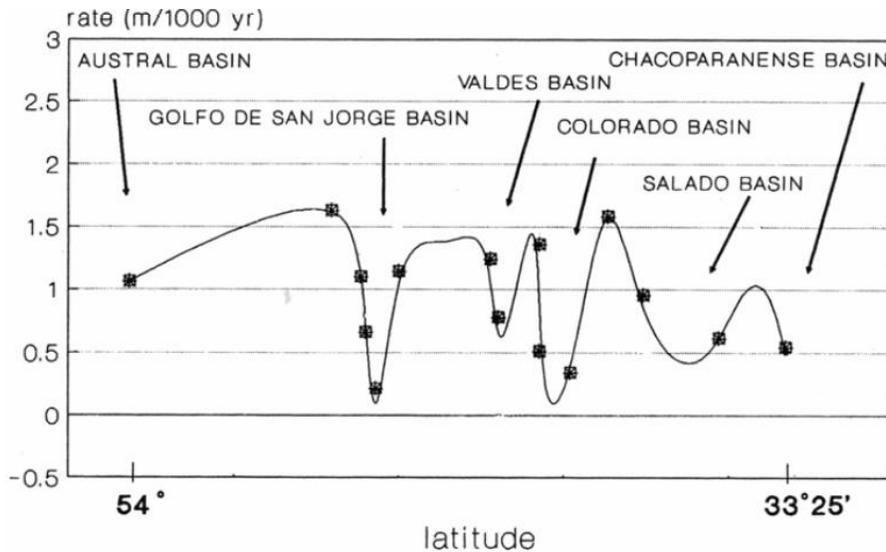


Figura 1.5: Tasa de ascenso de las distintas cuencas sedimentarias costeras de Argentina. Fuente: (Jorge O. Codignotto et al., 1992).

Para entender adecuadamente la geología y geomorfología de las áreas costeras, especialmente en la costa argentina que se desarrolla sobre una ancha y relativamente llana plataforma continental (Codignotto et al., 1992), es de vital importancia tener en cuenta las variaciones relativas del nivel del mar. Esta región constituye parte de una extensa área afectada por la última transgresión marina (Violante & Cavallotto, 2004), que modificó las costas transformando las desembocaduras de ríos y arroyos en amplios estuarios (Codignotto, 2005). Distintos autores han reconstruido la curva de la variación del nivel del mar para el RdP durante el Holoceno, a partir de dataciones de moluscos con ^{14}C colectados en zonas litorales en ambos márgenes del estuario (Cavallotto et al., 2004; Guilderson et al., 2000; Gyllencreutz et al., 2010; Prieto et al., 2016). Asimismo, las curvas también han sido reconstruidas a partir de estudios paleontológicos sobre polen y diatomeas (Vilanova & Prieto, 2012). Prieto et al., (2016) pudieron reconstruir con mayor precisión la curva de la variación del nivel del mar para el RdP (Figura 1.6).

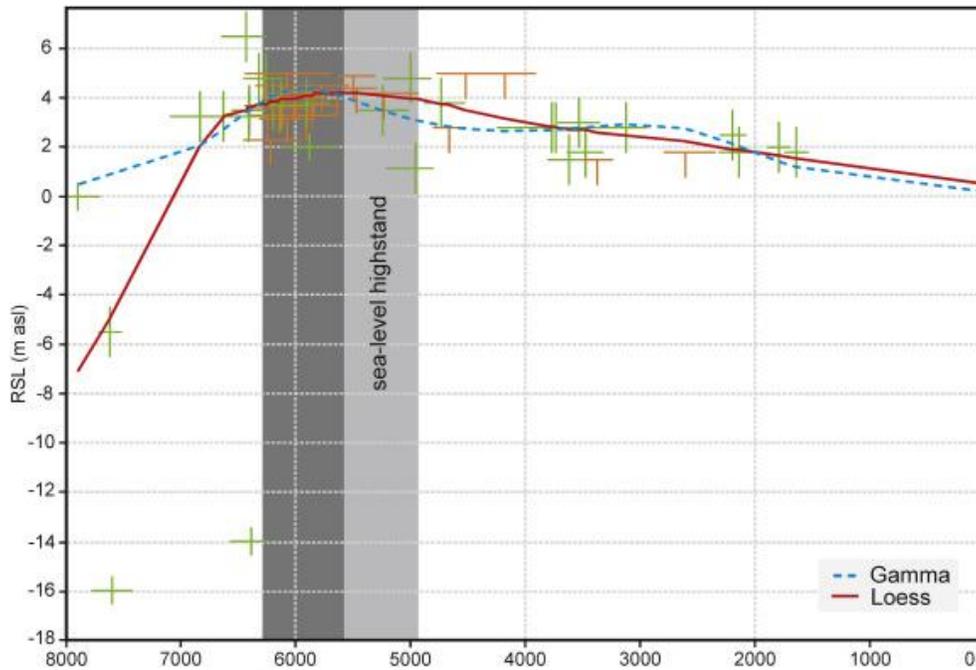


Figura 1.6: Variación relativa del nivel del mar. En abscisas se indican los años transcurridos desde 8000 años atrás hasta el presente. Fuente: Prieto et al. (2016).

El último máximo glacial fue hace 18000 años, el nivel del mar se encontraba 130 m por debajo del nivel actual y la línea de costa se ubicaba aproximadamente en el límite de la plataforma continental (Cavallotto, 2002; Cavallotto et al., 2004; Fucks et al., 2012; Violante & Cavallotto, 2004). A partir de ese momento comenzó a ascender a un ritmo medio de 8 mm/año, aunque este proceso se produjo con fuertes oscilaciones (Fairbridge, 1961). Hace 7000 años alcanzó el nivel actual (Cavallotto et al., 2004; Prieto et al., 2016; Violante & Cavallotto, 2004) produciendo un evento máximo transgresivo registrado en el área de estudio en los cordones litorales cercanos a General Conesa (Codignotto & Aguirre, 1993). La Figura 1.6 muestra los resultados de dos modelos estadísticos de regresión usados por Prieto et al. (2016). La curva de Loess ubica este máximo entre 5800 y 5200 años y la de Gamma entre 6300 y 5600 años antes del presente, en ambos casos el nivel medio del mar estaba 4 m por encima del actual. Seguidamente, el nivel medio del mar estuvo en descenso hasta hace aproximadamente 250 años atrás, alcanzando aproximadamente el nivel actual. A partir de ese momento el nivel medio del mar comenzó a ascender nuevamente (Kokot et al., 2004).

Como consecuencia de estas fluctuaciones del nivel del mar Codignotto y Kokot (2005) identificaron dos áreas como la antigua y la actual línea de costa. La primera se identifica con la terraza pampeana y la segunda con la planicie costera, definida por Violante et al. (2001). La antigua línea de costa está constituida por afloramientos de sedimentitas pleistocenas fuertemente cementadas con carbonato de calcio en la zona norte de la bahía (Punta Piedras), en donde aún se puede observar este afloramiento cercano a la línea de ribera. Estos afloramientos han sido descritos por distintos autores quienes les han propuesto diferentes denominaciones. En las zonas más bajas, donde se encuentran cuerpos de agua o ríos, se pueden encontrar los sedimentos adjudicados a las formaciones Luján y La Plata, que corresponden a limos y arenas, con arenas subordinadas con intercalaciones de rodados de tosca (Codignotto & Kokot, 2005). Por encima de las unidades mencionadas se hallan depósitos eólicos correspondientes a limos areno-arcillosos y arenas limosas. La costa actual, producto del evento transgresivo del Holoceno, se caracteriza por presentar sedimentos arcillosos que corresponden a depósitos de planicies de mareas y una línea de *cheniers*. Fuera de la línea de ribera, en áreas más continentales, se encuentran cordones litorales e islas de barrera constituidas por arena y abundantes moluscos marinos fósiles (Codignotto & Aguirre, 1993; Codignotto et al., 1992; Codignotto & Kokot, 2005; Violante et al., 2001). Al S de Punta Rasa, los depósitos están formados por dunas y por cordones litorales constituidos por arenas finas y medianas (Codignotto & Kokot, 2005; Violante et al., 2001). Este área se formó durante la transgresión del Holoceno, a partir del crecimiento de la espiga que se formó al S de Punta Médanos (Isla et al., 2001; Kokot, 2010).

La estratigrafía cuaternaria de la Bahía Samborombón está representada por sedimentos costeros que han evolucionado sobre depósitos continentales y marinos más antiguos (Codignotto & Aguirre, 1993), aunque también se han registrado eventos transgresivos/regresivos desde al menos el Plioceno (Parker et al., 2008). Sobre la base de dichos eventos se infiere una breve historia geológica

de la bahía Samborombón donde, sobre depósitos continentales, se registran dos episodios transgresivos: uno Pleistoceno y otro Holoceno (Bértola, 1995).

En la bahía Samborombón las unidades marinas se apoyan sobre sedimentos continentales de la Formación Pampeana (González Bonorino, 1965). La Formación Puente de Pascua (Fidalgo et al., 1973) sería atribuible a una pequeña transgresión marina durante el Pleistoceno superior correspondiente al último máximo interglacial (Fucks et al., 2010). Los depósitos registrados durante el Holoceno fueron agrupados dentro de la Formación Las Escobas como cuatro miembros con sedimentos de mayor energía (Fucks et al., 2010). El miembro Destacamento Río Salado es interpretado como depósitos asociados al estuario que se habría formado sobre el cauce de dicho río. Posteriormente se habría formado el Miembro Canal 18 en planicies de marea de ambientes abiertos que luego fueron restringidos por los cordones de tormenta (Fucks et al., 2010).

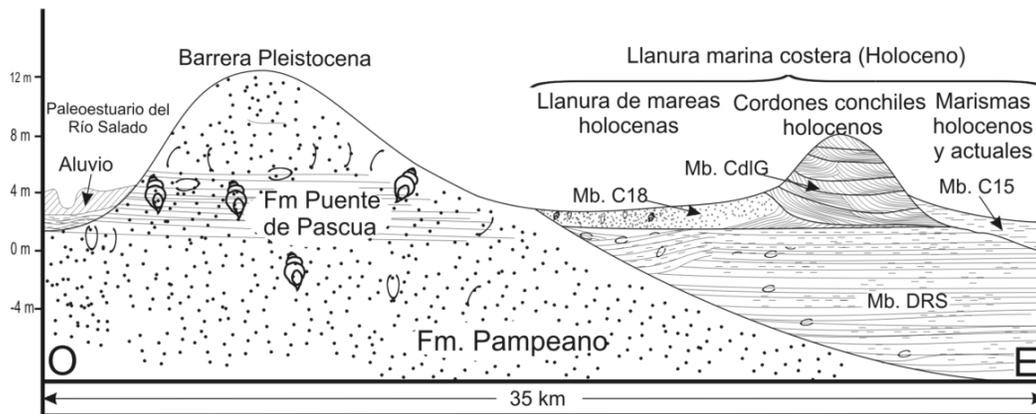


Figura 1.7: Perfil geológico a lo largo del Canal 15. Fuente: Fucks et al. (2010).

El miembro Cerro La Gloria estaría formado por los cordones litorales y es uno de los rasgos geomorfológicos más distintivo de la bahía. Está compuesto principalmente por concentraciones conchiles y arena que habrían sido ambientes de playas afectados por tormentas (Codignotto & Aguirre, 1993; Fucks et al., 2010). Por último, el miembro Canal 15 constituido por depósitos de planicies de marea que han gradado a marismas en la etapa de descenso del nivel del mar (Richiano et al., 2012).

1.1.2.2 Geomorfología y evolución

Las principales unidades existentes en la bahía fueron reconocidas por distintos autores (Bértola, 1995; Codignotto & Aguirre, 1993; Codignotto & Kokot, 2005; Fucks et al., 2010; Kokot, 1997; Richiano et al., 2012; Schnack, 2010; Violante et al., 2001). El rasgo morfológico más distintivo son los cordones litorales. Se ubican a aproximadamente 5 m por encima del nivel medio del mar y se componen de concreciones esqueléticas de moluscos y arena. Estos cordones litorales, que representan la antigua línea de costa, se extienden 120 km a lo largo de casi toda la bahía, paralelos a la costa actual, encontrándose a 2 km de la ribera en la zona de Punta Piedras mientras que en Canal 1 la distancia aumenta hasta 30 km.

A partir de un modelo paleoambiental Richiano et al. (2012) describieron el proceso de formación de los cordones litorales en 6 etapas (Figura 1.8), como consecuencia de las fluctuaciones climáticas ocurridas en el Cuaternario. Las primeras dos etapas, corresponden al inicio del desarrollo del Miembro Cerro de la Gloria con la generación del cordón arenoso. Paralelamente se inicia la depositación del Miembro Canal 18 como consecuencia de la formación de una laguna costera por detrás de la barrera. De la tercera a la quinta etapa se deposita el cordón bioclástico, acontecido en el óptimo climático donde la gran proliferación de moluscos indicaría aguas más cálidas y salinas en la protobahía Samborombón (Aguirre & Whatley, 1995). Los depósitos de sobrelavado se forman como producto de las tormentas durante todas estas etapas. Finalmente, en la sexta etapa, con el nivel del mar en descenso se generan las planicies de mareas que posteriormente progradarán a marismas (Miembro Canal 15).

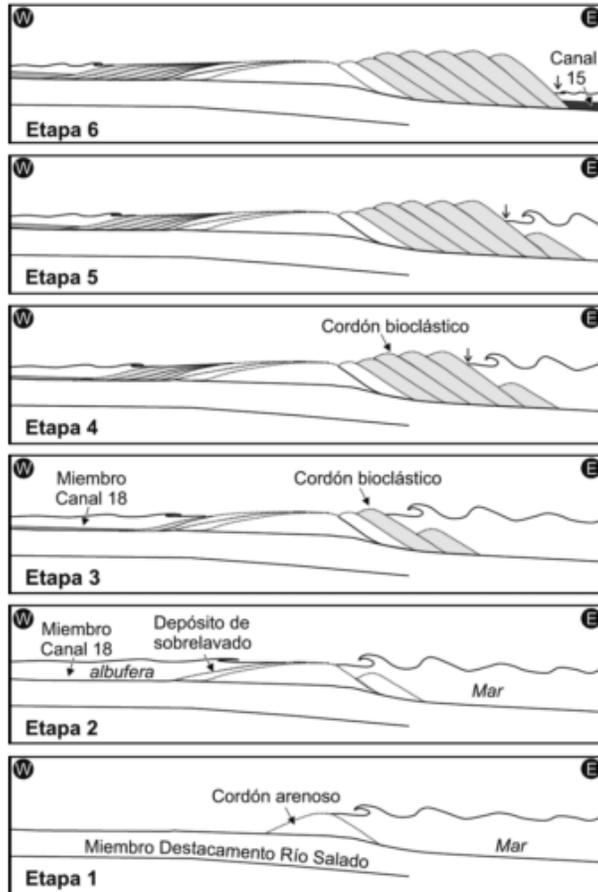


Figura 1.8: Evolución esquemática de la Formación Canal de las Escobas y su relación con los cambios relativos del nivel del mar durante el Holoceno. Fuente: Richiano et al. (2012).

Hacia el estuario se pueden distinguir zonas bajas de planicies de marea y marismas. Estas unidades han sido clasificadas de diferentes maneras (Bértola, 1995; Violante & Cavallotto, 2004) según su exposición a la inundación periódica o permanente. Codignotto y Kokot (2005) distinguieron tres planicies de marea. Una planicie elevada, la cual ya no se encuentra sujeta a la acción marina, posee escasa pendiente y drenajes dendríticos con algunos antiguos canales de marea. Una planicie de marea extraordinaria que se inunda durante la ocurrencia de ondas de tormenta, especialmente cuando ocurren en situaciones de pleamares de sicigia. Esta unidad ha sido denominada por Bértola (1995) como zona supra-mareal o marismas. En esta zona se encuentra una serie de lagunas o bajos de deflación de naturaleza salobre, que se inundan durante las crecidas y bajan su

nivel sólo por evaporación. Por último, se encuentra la planicie de marea semidiurna (o zona intermareal), expuesta a inundaciones por el ciclo de las mareas dos veces al día. En general, este último es un ambiente que no se encuentra vegetado. Bértola (1995) dividió en dos a este ambiente considerando los diferentes tiempos de exposición definiendo así el ambiente intermareal bajo y el alto. El ambiente intermareal bajo se extiende desde el nivel de las bajamares de sicigia hasta el de las pleamares de cuadratura. El alto, desde las pleamares de cuadratura hasta las pleamares de sicigia, quedando sumergido por completo tan sólo unos pocos días al mes y parcialmente colonizado por vegetación. Finalmente, entre el nivel de las bajamares de sicigia y la profundidad de máxima influencia de las olas está la zona submareal.

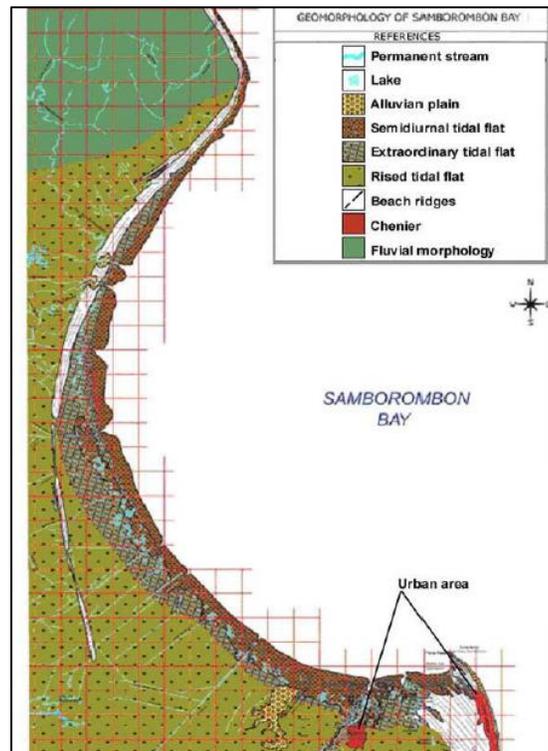


Figura 1.9: Geomorfología de la bahía Samborombón. Fuente: Codignotto y Kokot (2005).

En la planicies fangosas se distinguen niveles cordoniformes de conchilla y/o arena denominadas *Chenier*, indicando depósitos realizados en condiciones de tormenta. Este tipo de acumulaciones pueden encontrarse a lo largo de toda la bahía pero principalmente se ven en la zona central (Codignotto & Kokot, 2005) y

también en las bocas de canales y ríos (Bértola, 1995). Se destacan, además, las planicies aluviales de los ríos Samborombón y Salado, siendo ambas las cuencas de drenaje más importantes del área. Debido a la escasa pendiente de la región se construyó un sistema de canales, algunos en el contexto del Plan Maestro Integral Cuenca del Río Salado del Ministerio de Infraestructura Nacional, que drenan el agua hacia el estuario. Dicho sistema de canales disminuyó la capacidad de los humedales para retener parte del exceso del agua debido a las altas velocidades que se alcanzan en los cursos (Fundación Vida Silvestre Argentina, 2013).

El esquema evolutivo de la bahía, considerando las etapas transgresivas y regresivas del Holoceno, ha sido esbozado por Codignotto & Aguirre, 1993; Fucks et al., 2010; Violante et al., 2001.

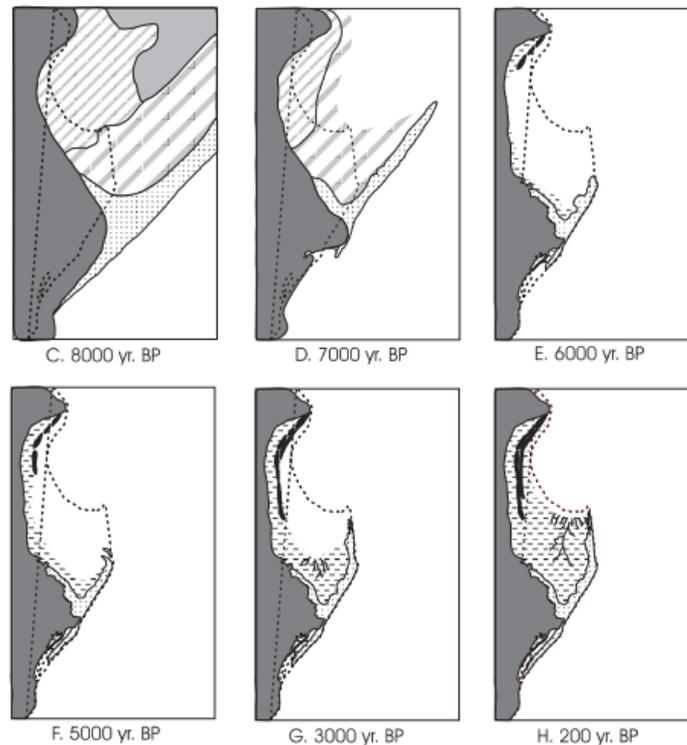


Figura 1.10: Esquema evolutivo para la bahía Samborombón propuesto por Violante & Cavallotto (2004).

El principal factor que propició la sedimentación y creación de ambientes de baja energía, que actualmente forman parte de la gran superficie de humedales, fue la progradación de la espiga de barrera Punta Médanos/Punta Rasa desde hace 6000 años (Figura 1.10). Si bien ya existía una zona de albuferas, marismas y planicies de marea a partir de una espiga de barrera que se extendía en sentido noreste desde la paleo-punta Villa Gesell, al alcanzar el máximo de transgresión la espiga retrocedió y cambio su rumbo (Violante et al., 2001).

La evidencia morfoestratigráfica indica que existe un proceso de progradación de largo período, motivado por el llenado progresivo de la bahía durante los últimos 6000 años, estimando una tasa de 20 m/año (Violante & Cavallotto, 2004). Dichos autores indican que en una escala temporal corta pueden observarse tendencias opuestas, como en la zona de Punta Rasa, donde las marismas transitan los procesos de erosión y acreción simultáneamente. Bértola (1995) cuantificó la erosión entre Punta Indio y Punta Piedras en 0.8 m/año a partir de la comparación de imágenes SPOT HRV y mapas digitales del IGN (Instituto Geográfico Nacional). Además, describió una progradación de 1 m/año de la marisma ubicada al S de Canal 15, mientras que al S del Canal 1 la progradación alcanza los 6 m/año. Bértola (1995) menciona que existe un proceso de sedimentación que genera un continuo avance de las marismas y planicies de gramíneas sobre la planicie de marea. Por el contrario, Codignotto y Kokot (2005) y Codignotto et al. (2012, 2011) observaron claros indicios de erosión representados fundamentalmente en las planicies de marea ascendidas (marismas altas) y en la actual. La máxima erosión fue registrada en el centro de la bahía, disminuyendo gradualmente hacia el N y el S.

1.1.2.3 Sedimentología

En general, los sedimentos pueden provenir de ríos, de la plataforma continental, de corrientes litorales, o también, de la propia erosión de rocas en estuarios (Bokuniewicz, 1995). En el caso del RdP, los sedimentos son provistos principalmente por los ríos tributarios. Los sedimentos están compuesto

principalmente (90%) por limo y arcilla (Piccolo & Perillo, 1999) y se transportan como carga en suspensión mientras que, el resto, son arenas transportadas como carga de fondo (Moreira et al., 2016). En la Figura 1.11 se muestra la distribución esquemática de los sedimentos de fondo del RdP a partir de una recopilación de distintos trabajos hechos en el estuario (Lopez Laborde & Nagy, 1999). Los sedimentos varían desde arenas finas, arenas limosas y limos en el RdP interior (en la plataforma perideltaica), hasta limos y arcillas limosas en la zona intermedia (Moreira et al., 2016). De todos estos sedimentos fluviales sólo los más finos, de carácter arcillosos, llegan hasta la barra del Indio y la bahía Samborombón (Codignotto & Kokot, 2005). En menor medida, la cuenca del Salado aporta sedimentos a la bahía, descargando el material a través de sus distintas ramificaciones tanto artificiales como naturales.

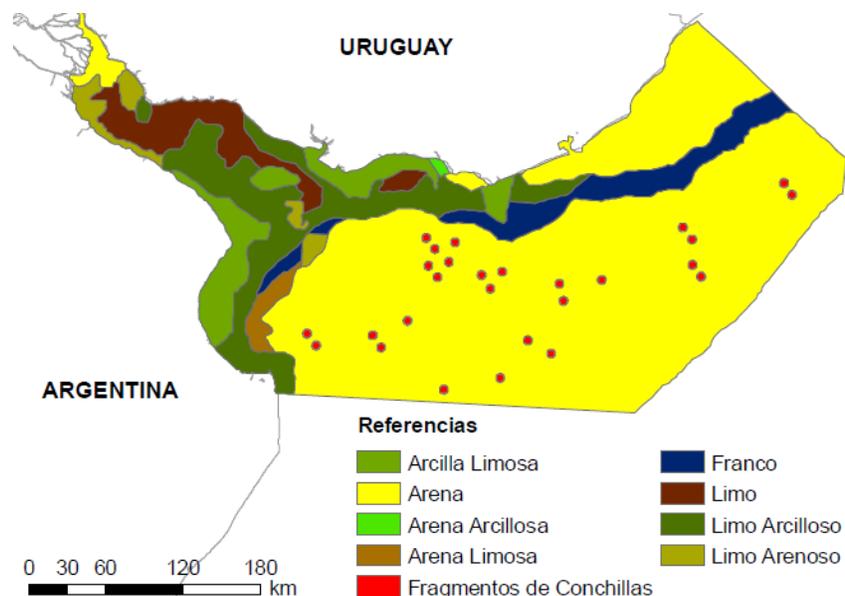


Figura 1.11: Distribución esquemática de los sedimentos de fondo acorde con la clasificación de Shepard. López Laborde & Nagy (1999), modificado por (Re, 2009).

La costa de la bahía Samborombón ha sido estudiada en detalle por Bértola (1995), quien especificó sus características sedimentológicas a partir de series de perfiles. Dicho autor definió tres ambientes (submareal, intermareal y supramareal) y describió los parámetros estadísticos granulométricos que los caracterizan. En la zona submareal encontró arenas, arenas limosas y arenas limo-arcillosas. Indicó

que la media del diámetro del grano de sedimento aumentaba a medida que se incrementaba la profundidad, es decir, desde limos muy finos a limos medianos (de 7.5 a 5 unidades phi) y, en general, estaban muy pobremente seleccionados. En el ambiente intermareal describió que el área se encuentra zonificada granulométricamente desde un sedimento arenoso hacia el mar hasta uno fangoso pelítico hacia el continente. Para la zona del intermareal alto describió arcillas limo-arenosas y arcillas limosas y, para el intermareal bajo, arcillas arenosas, arcillas areno-limosas y arenas arcillosas, de acuerdo al diagrama de Shepard. Para la zona de marismas, encontró sedimentos finos atrapados por la vegetación del tipo arcillo limosos a arcillosos. Estas marismas se asientan sobre sedimentos marinos litorales del Holoceno con sedimentos pelíticos más bien arcillosos de color gris a verde con mucha materia orgánica en descomposición y óxidos de hierro. Dichos depósitos quedan actualmente expuestos en los microacantilados al borde de las marismas. Durante tareas de campo se ha podido corroborar que estos sedimentos son remodelados por sobrelavado junto a sedimentos modernos y, además, con restos de residuos que son redistribuidos por las corrientes y las olas (Figura 1.12). Dichos residuos indicarían un posible un crecimiento vertical de la marisma.



Figura 1.12: Residuo actual (botella) aflorando del micro-acantilado (recuadro azul) cercano a la desembocadura del Canal 1, Gral. Conesa.

Según Allen (1989) cuanto más arenosos son los sedimentos del micro-acantilado, son más susceptibles a ser erosionados por el efecto de las olas, que aquellas marismas constituidas por sedimentos finos que las hacen más resistentes. Esto indicaría que la configuración geomorfológica y sedimentológica de las distintas áreas puede pautar la velocidad del retroceso provocado por el ataque de las olas. En todos los perfiles realizados por Bértola (1995) las muestras fueron clasificadas como arcilla limosa, arcilla y arena, utilizando criterios basados en el triángulo de Shepard. Como resultado se encontró, por un lado, un aumento de las fracciones limo y arcilla desde el ambiente submareal al de marisma y, por el otro, un aumento de la fracción arena en sentido contrario. La concentración de carbonato de calcio en el sedimento total es del 20% en el centro de la bahía, disminuyendo a un 8% hacia el N y hasta un 1.5% hacia el S. La fracción arcilla aumenta desde Punta Piedras a Punta Rasa, y el limo y la arena disminuye hasta aproximadamente el arroyo San Clemente, en donde comienza a aumentar la arena en desmedro de las otras dos.

En cuanto a la susceptibilidad de las marismas a ser erosionadas van der Wal & Pye (2004) mencionan que las más jóvenes son especialmente proclives a la erosión debido a su baja densidad y resistencia al corte. Asimismo, hace una distinción de acuerdo al contenido de calcio, destacando que la arcilla con deficiencia de este elemento (menor al 1%) se dispersa para formar un horizonte poco permeable y sobre-consolidado.

1.1.3 Oceanografía

1.1.3.1 Olas

En estuarios o en cuerpos de agua semi-cerrados el "*fetch*" o *alcance* (distancia medida a lo largo de la zona de generación de las olas) está restringido y, por lo tanto, dichos ambientes están caracterizados por tener baja energía. La zona costera de la bahía Samborombón es amplia y, aunque se presenta expuesta a las condiciones de oleaje del RdP Exterior, está bastante protegida por su escasa

profundidad y suave pendiente (entre 0.03 y 1%). Las olas deben propagarse a lo largo de grandes distancias a través de aguas intermedias y someras antes de llegar a la costa, interactuando con el lecho y perdiendo gradualmente parte de su energía. A pesar de dicha protección, estos ambientes son vulnerables a los efectos del oleaje. Por ejemplo, van der Wal y Pye (2004) demostraron que el aumento en la altura de ola y en la intensidad del viento tienen efectos significativos sobre las tasas de retroceso de las marismas. Está bien documentado que la principal causa de erosión en costas de marismas (planicie de marea elevada) es el ataque de las olas (Day et al., 1998; Mariotti et al., 2010; Schwimmer, 2001; Wray et al., 1995). Asimismo, Mariotti et al. (2010) demostraron que las olas pueden producir mayor esfuerzo de corte de fondo que las corrientes de mareas. Dragani y Romero (2004) presentaron una primera estimación del clima de olas para la boca del RdP basada en datos *in situ* obtenidos entre 1996 y 2001. Sobre la base de ese estudio estadístico concluyeron que las principales direcciones de propagación de olas son del SE (41% de ocurrencia), E (28%) y S (14%).

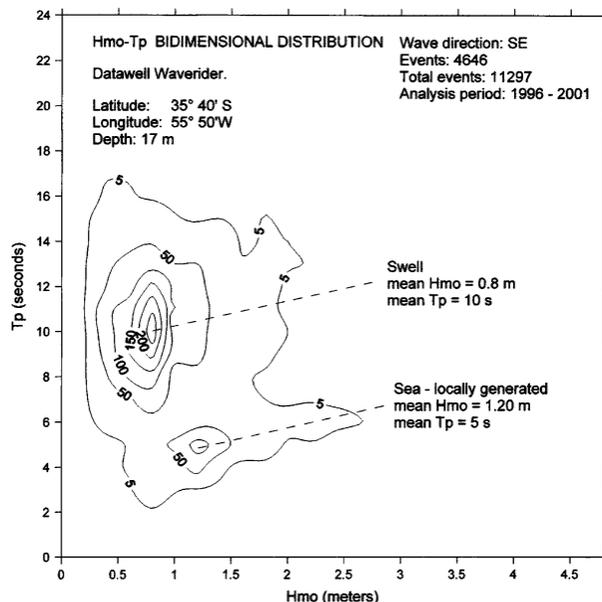


Figura 1.13: Distribución bidimensional de H_s (altura significativa) y T_p (período del pico espectral) a partir de observaciones *in situ* en la boca del RdP. Fuente: Dragani y Romero (2004).

Asimismo, destacaron que la escasa profundidad de la región, las variaciones de nivel de la superficie debido a la marea astronómica y a la onda de tormenta, como así también los efectos de la corriente de marea podrían jugar un papel preponderante en la propagación de las olas. Para la dirección con mayor frecuencia de ocurrencia (SE) Dragani y Romero (2004) discriminaron el mar de leva (del inglés "*swell*"), con altura media de 0.8 m y período medio 10 s, del oleaje local (del inglés "*sea*") con altura 1.25 m y período 5 s (Figura 1.13). Allegrino (2014) mediante el tratamiento espectral de dichas observaciones concluyó que la energía dominante está asociada al pico espectral de alta frecuencia, es decir, al oleaje local ("*sea*"). Posteriormente, en un estudio sobre las condiciones sinópticas del oleaje extremo en el RdP Exterior Dragani et al. (2013) no hallaron evidencias de mar de leva ("*swell*") con alturas mayores a 4 m en la boca del RdP, señalando que las olas más grandes son típicamente asociadas a fuertes vientos locales que responden a patrones sinópticos regionales.

La propagación y transformación de las olas que viajan hacia el RdP Interior fue descrita por Dragani y Romero (2004). Dichos autores demostraron que existe una fuerte atenuación del oleaje debido a efectos refractivos y de fricción de fondo en el RdP Intermedio y concluyeron que el oleaje predominante en el RdP Interior puede ser descrito considerando las olas de viento generadas localmente, sin tener en cuenta el oleaje ingresante de la plataforma continental adyacente. Esto puede apreciarse en el diagrama de refracción de olas presentado por Dragani y Romero (2004) donde se observa que los rayos (líneas ortogonales a los frentes de olas) provenientes del SE divergen fuertemente en el RdP Intermedio, llegando al RdP Interior con una altura de apenas el 5% de la inicial (Figura 1.14). Por el contrario, en dicha figura se aprecia que el oleaje del SE incide directamente sobre el sector N de la bahía.

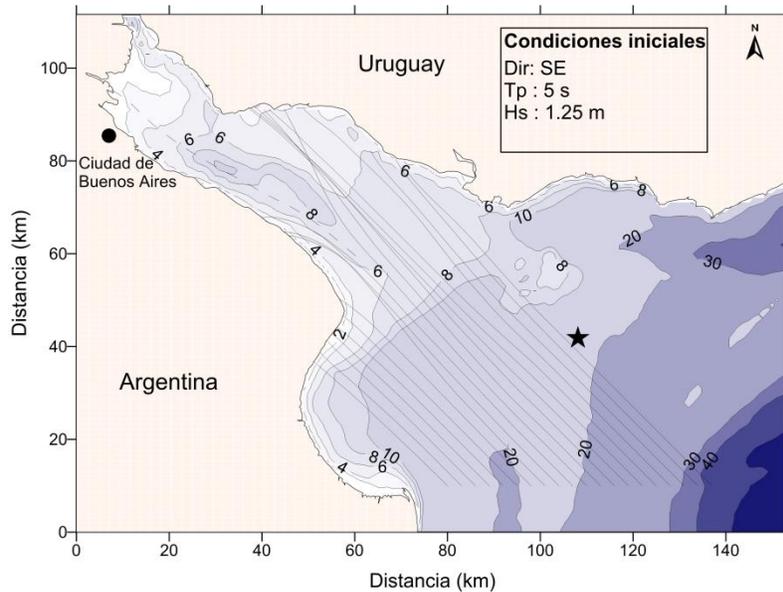


Figura 1.14: Diagrama de refracción correspondiente a olas provenientes de SE. La línea punteada corresponde a un rayo que llega al RdP Interior desde la parte exterior del estuario. Profundidad en m. Modificada de Dragani & Romero (2004).

Basado en simulaciones numéricas (período 1971-2005) se obtuvo que la altura de ola significativa (H_s) media (H_s : promedio del tercio de las alturas más altas del registro de olas) en la bahía Samborombón es del orden de 0.50 m, aumentando hacia el S hasta alcanzar valores comprendidos entre 0.70 y 0.90 m en la zona costera del Partido de La Costa. En aguas de la plataforma continental adyacente a la boca del RdP la altura raíz cuadrática media de la H_s (período 1971-2005) está comprendida entre 1.5 y 2 m (Figura 1.15).

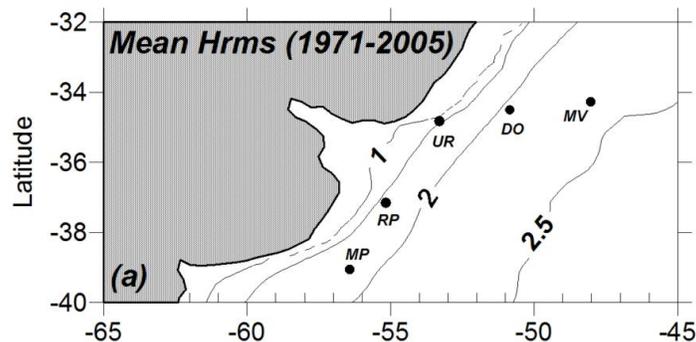


Figura 1.15: Altura de olas raíz cuadrática media (del inglés: root mean square) de H_s simuladas para el período 1971-2005. Contornos en m. Fuente: Dragani et al. (2010).

En las últimas décadas, diversos autores han reportado cambios significativos en las alturas y direcciones de propagación de las olas, como así también en las frecuencias de ocurrencia e intensidades del viento, en distintos sitios del océano mundial. Young et al. (2011) hallaron cambios en la intensidad del viento y en la altura de ola (período: 1985-2008) a nivel global por medio de datos obtenidos con el satélite GEOSAT. Observaron incrementos significativos en la intensidad del viento, siendo más evidentes en el Hemisferio Sur y, sobre todo, en los vientos más intensos (del percentil 99).

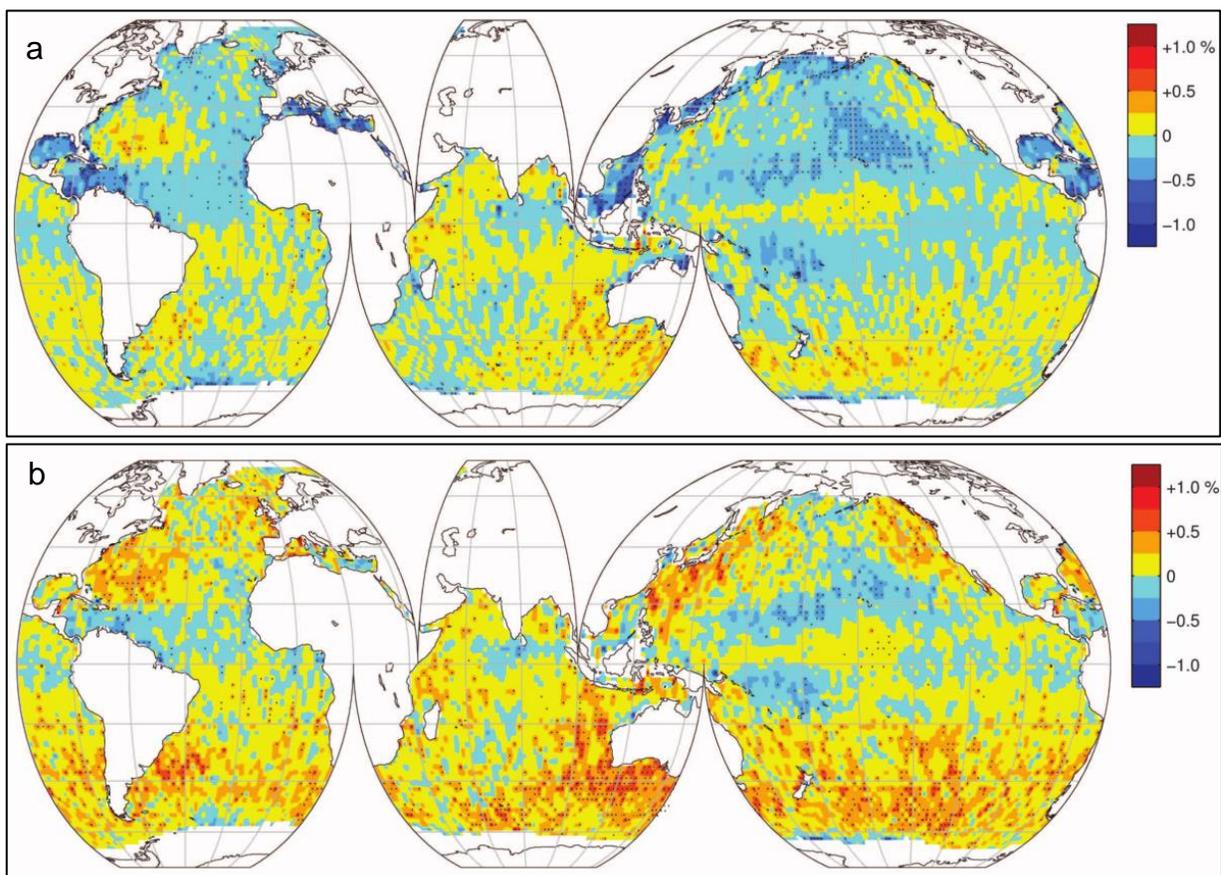


Figura 1.16: Tendencias (% anuales de variación respecto del valor medio) para (a) Hs media y (b) para Hs del percentil 90 (período: 1985-2008) basado en datos satelitales. Fuente: Young et al. (2011).

Como es previsible, los cambios sobre el clima de vientos impactan sobre el clima de olas. En algunas regiones del océano la Hs media se incrementó en 0.25% por año (período: 1985-2008) y, en otras, se observaron tendencias negativas (Figura

1.16). Por otro lado, las Hs más altas (percentiles 90 y 99) exhiben cambios más marcados, los cuales fueron más significativos en latitudes mayores a 35° donde el incremento alcanzó 0.5% por año.

Tendencias similares en el Océano Atlántico y Pacífico Norte han sido reportadas por diferentes autores, y también fueron vinculadas a cambios en el régimen del viento. Bacon y Carter (1991) informaron un crecimiento anual de la altura media de la ola del 2% que se inició en la década del '50. Sterl y Komen (1998) obtuvieron cambios más significativos en la altura de ola para el período 1979-1993, destacando un incremento de 0.12 m por año para enero y 0.07 m por año para el S de África. Basados en series de observaciones visuales Gulev y Grigorieva (2004) computaron cambios significativos en las alturas de las olas, hallando un máxima tendencia en el NW del Pacífico comprendido entre 0.08 y 0.10 m por década.

De la misma manera, Cox y Swail (2001) obtuvieron tendencias basadas en modelos globales de olas y en reanálisis del National Center for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR), para un período de 40 años. Dichos autores hallaron tendencias positivas de Hs y de la intensidad del viento en el Océano Atlántico Norte y áreas con tendencias negativas en el sector central de dicho océano. Por otro lado, Woolf et al. (2002) observaron un aumento de 0.6 m en la media mensual de Hs hacia fines del siglo XX en el NE del Océano Atlántico Norte.

En la región del RdP los estudios sobre posibles cambios en el clima de olas son más escasos. Basados en simulaciones numéricas realizadas con el modelo SWAN, Dragani et al. (2010) encontraron una variación positiva máxima de 0.2 m (9% respecto del valor medio) entre las Hs medias correspondientes a las décadas del 80' y del 90', en aguas profundas frente a Uruguay (34° S - 48° W, aproximadamente). Posteriormente, Codignotto et al. (2012) basado en 35 años de simulaciones numéricas (SWAN) observaron en la boca del RdP un incremento en la Hs de 0.04 y 0.02 m por década y en su frecuencia de ocurrencia de 10 y 7

casos por década, para olas provenientes del E y ESE, respectivamente. Además, pudieron apreciar que el incremento en la frecuencia de ocurrencia era más grande para Hs mayores a la media. Esto indica claramente que las costas aledañas a la desembocadura del RdP se encuentran actualmente expuestas a mayores condiciones energéticas.

1.1.3.2 Marea

El nivel instantáneo del mar puede considerarse como la suma de diferentes contribuciones como, por ejemplo, la marea astronómica, las ondas de tormenta y el nivel medio del mar. Aunque los fenómenos físicos que las producen son diferentes, se verifica que el nivel instantáneo del mar está dado por la suma de todos estos efectos individuales (D'Onofrio et al., 1999; Simionato et al., 2004a).

En la región de estudio el régimen de la marea astronómica, según la clasificación de Courtier, es mixto preponderantemente semidiurno, no exhibiendo una variabilidad espacial de la amplitud muy pronunciada. Se observan generalmente dos pleamares y dos bajamares diarias, con una relativamente marcada desigualdad diurna (diferencia de alturas entre dos pleamares consecutivas). Actualmente, se utilizan parámetros estadísticos para caracterizar a la marea astronómica. Entre ellos se pueden citar a la bajamar astronómica más baja (LAT, del inglés "Lowest Astronomical Tide"), la pleamar astronómica más alta (HAT, "Highest Astronomical Tide") y la amplitud astronómica extrema (HRAT, "Highest Range Astronomical Tide") los cuales se calculan a partir de la predicción de la marea astronómica para un período de Metón (19 años) utilizando constantes armónicas provenientes de una serie de observaciones de al menos un año de duración (SHN, 2016).

Mientras que el LAT es sugerido como "cero" o *datum* de las cartas náuticas (nivel de reducción de sondajes), el HAT se usa para establecer la cota más baja para la línea de costa o ribera. Por otro lado, el HRAT resulta útil para determinar la mayor

diferencia de niveles entre una pleamar y una bajamar consecutivas. En la Tabla 1.1 se presentan los HAT y HRAT para tres sitios de la zona de estudio.

Sitio	Latitud (S)	Longitud (W)	HAT (cm)	HRAT (cm)
Punta Piedras	35° 26'	57° 07'	162	134
Bahía Samborombón	35° 53'	57° 04'	177	148
San Clemente del Tuyú	36° 21'	56° 43'	187	161

Tabla 1.1: HAT y HRAT para tres sitios de la zona de estudio.

La onda de marea se propaga sobre la plataforma continental de S a N (Simionato et al., 2004b), produciéndose primeramente la pleamar en San Clemente del Tuyú y luego a lo largo de la costa del RdP hasta llegar al delta. En el sector S de la bahía, en las adyacencias de Punta Rasa, es donde se estima que se produce el mayor flujo y mayor disipación de la energía de mareas. Al N, se destaca un máximo secundario de disipación de energía, en las inmediaciones de Punta Piedras, notándose así que la máxima disipación se da justamente en los extremos N y S de la bahía Samborombón (Figura 1.17).

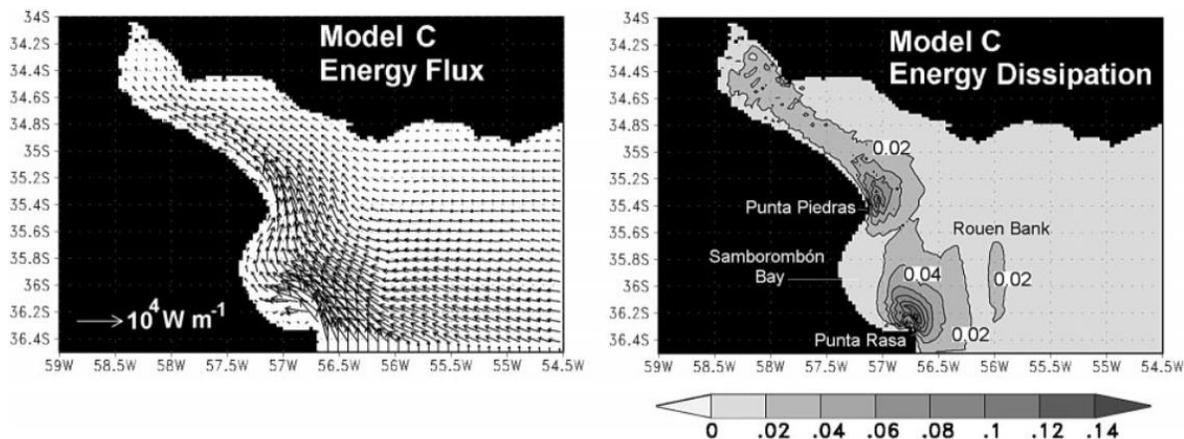


Figura 1.17: Flujo de energía (panel izquierdo) y disipación por fricción de fondo (panel derecho) para la componente de marea M_2 , obtenida de simulaciones numéricas con el modelo HAMSOM para el RdP. Fuente: Simionato et al. (2004b).

1.1.3.3 Nivel del mar

Considerando el peor escenario climático posible, los modelos globales proyectan un ascenso del nivel medio del mar de 0.75 ± 0.23 m para el período 2010-2100, indicando además una aceleración de la tendencia para el futuro (IPCC, 2013). El

ascenso del nivel del mar no es un proceso simple y uniforme, sino que muestra fuertes modulaciones tanto en escalas espaciales como temporales. Luz Clara (2014) señala que a veces las tendencias locales del nivel medio del mar pueden desviarse considerablemente de los valores medios mundiales y, en algunos casos, pueden diferir hasta en el signo. Además, el aumento del nivel medio del mar no es monótono sino que, en algunos casos, se ha registrado variabilidad en escalas que van desde la interanual hasta la de décadas (Church & White, 2011).

En las costas argentinas se realizaron estudios de tendencia del nivel medio del mar ensamblando series de datos de marea desde comienzos del siglo XX (Lanfredi et al., 1998). Estimaciones de tendencia y aceleración del nivel medio en el RdP fueron realizadas por D'Onofrio et al. (2008). Para el período comprendido entre 1905 y 2003 obtuvieron una tendencia de $+1.68 \pm 0.05$ mm/año y una aceleración de $+0.0194 \pm 0.0050$ mm/año² (Figura 1.18). Para las condiciones propias de las costas del estuario, es importante señalar que en estos últimos 100 años, el registro de aumento total fue aproximadamente de 0.20 m.

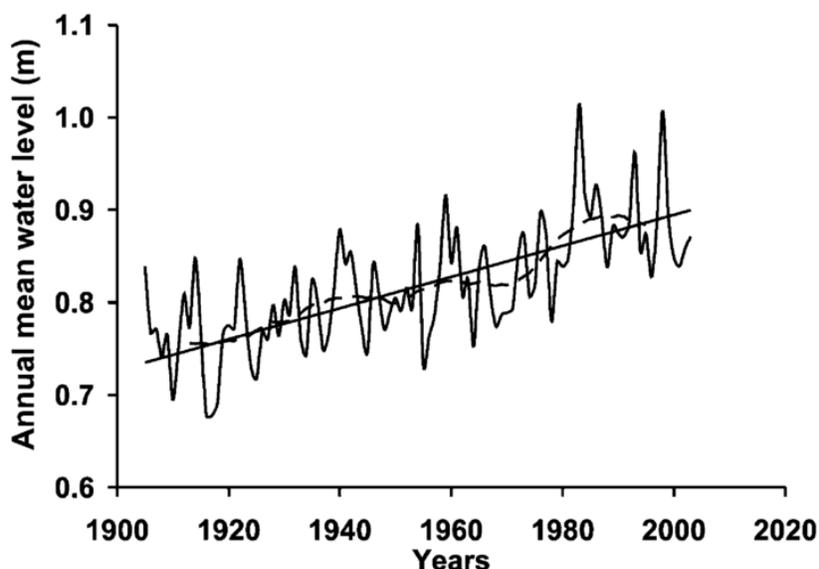


Figura 1.18: Serie de niveles medios anuales del mar para el RdP superior, regresión lineal (línea recta) estimada a partir de datos filtrados (línea de trazos). Fuente: D'Onofrio et al. (2008).

1.1.3.4 Onda de tormenta

En el RdP las ondas de tormenta (ODT) positivas son local y popularmente conocidas como “sudestadas” porque, en general, estos eventos ocurren cuando hay fuertes y persistentes vientos del cuadrante SE. Durante estos episodios el nivel del agua se incrementa debido, entre otros factores, a la orientación, la forma y la escasa profundidad del RdP. Durante estos eventos las zonas costeras bajas se ven seriamente afectadas porque el aumento del nivel del RdP desacelera las descargas de los tributarios produciendo así inundaciones (D’Onofrio et al., 2008, 1999; Escobar et al., 2004).

A partir de datos históricos se han identificado incrementos en la frecuencia, altura y duración de las ODT positivas en las últimas décadas en el RdP (D’Onofrio et al., 2008; Escobar et al., 2004). Por ejemplo, considerando el total de los eventos ocurridos en la ciudad de Buenos Aires, entre los años 1905 y 2003, se comprobó que el 47 % de los casos se dieron en las últimas décadas (D’Onofrio et al., 2008), resultando una tendencia de $+0.35 \pm 0.19$ eventos por año. Por otro lado, dichos autores estimaron tendencias para la duración y la altura de la ODT máxima anual de $+0.22 \pm 0.12$ h/año y $+1.46 \pm 0.08$ mm/año, respectivamente. Además, se observó un notable incremento en la frecuencia de ocurrencia de la ODT positiva, aumentando de 44 casos en los ´60 a 79 casos en los ´90. Dichas tendencias también fueron inferidas por Meccia et al. (2009) a partir de simulaciones realizadas con modelos numéricos.

Posiblemente el aumento relativo del nivel medio del RdP explique en parte las tendencias obtenidas en las ODT (D’Onofrio et al., 2008). Sin embargo, es muy probable que el cambio en el clima de vientos en la región (Camilloni, 2005) esté más directamente vinculado. En este sentido, Meccia et al. (2009) concluyeron que la variabilidad del nivel del RdP estaría principalmente pautada por la variabilidad atmosférica, es decir, el estuario replicaría rápidamente los cambios de la circulación atmosférica. Aunque la duración y altura de cada evento de ODT determinan la severidad del impacto del fenómeno en zonas costeras bajas. Es de

destacar que durante estos eventos las olas alcanzan y erosionan sectores que normalmente están secos (Codignotto et al., 2012).

1.1.3.5 Circulación

No hay suficientes observaciones directas de parámetros físico-ambientales que permitan el entendimiento cabal de los procesos hidrodinámicos que se llevan a cabo en la bahía Samborombón (Simionato et al, 2005). No obstante, desde hace casi dos décadas se vienen aplicando sistemas de modelado, incorporando diversos forzantes realistas, para simular y entender la circulación del RdP (Moreira et al., 2013; Simionato et al., 2004a, 2004b). En términos generales es aceptado que el RdP es altamente sensible a la variabilidad de las descargas de los ríos y, especialmente, a la variación de la dirección e intensidad del viento. Según resultados obtenidos por Simionato et al. (2004a) la zona más sensible del RdP a cambios de la dirección del viento es la bahía Samborombón. Encontraron, además, que sin el efecto del viento la circulación sería muy débil, y que la batimetría induce la generación de un pequeño y débil giro anticiclónico cerca de Punta Rasa, y uno ciclónico cercano a Punta Piedras. Por otro lado, los vientos del E y NE generan la retención de la descarga del río, lo cual es especialmente importante para el desove y cría de varias especies acuáticas costeras durante las estaciones de primavera y verano (Simionato et al., 2004a).

1.1.3.6 Transporte de sedimento en suspensión y procesos litorales

El problema de la sedimentación en estuarios es extremadamente complejo y ha sido abordado en el RdP por diversos autores (Codignotto et al., 2012; Dragani et al., 2014; Framiñan & Brown, 1996; Moreira et al., 2013). El RdP transporta unos 160×10^6 Tn/año de sedimentos limo-arcillosos provenientes principalmente del río Paraná. Ha sido clasificado como uno de los estuarios más turbios del mundo con concentraciones mayores a 400 g/m^3 (Framiñan & Brown, 1996). Dichos autores describieron que el frente de turbidez coincide con la isobata de 5 m en la costa S y sigue la Barra del Indio atravesando el estuario.

Los procesos hidrosedimentológicos se caracterizan por su alta variabilidad tanto en escalas temporales como espaciales (Moreira et al., 2013). Esta variabilidad se corresponde esencialmente con la descarga de los ríos y la estacionalidad de los vientos (Framiñan & Brown, 1996), la floculación, el oleaje y las corrientes (Fagherazzi et al, 2006; Mariotti et al., 2010; Moreira et al., 2013). La variabilidad de la concentración de los materiales en suspensión y de la turbidez depende de la descarga de materiales sólidos y de la resuspensión conducida por corrientes. La máxima concentración de sedimentos en suspensión se encuentra en la zona de Punta Piedras, coincidiendo así con una de las áreas de máximas corrientes y disipación de la marea. Aunque, las mareas resuspenden el material cercano al fondo, son las olas las que mezclan la columna de agua haciendo llegar el material hasta la superficie. Por otro lado, Lopez Laborde & Nagy (1999) hallaron que en el seno de la bahía Samborombón se dan condiciones excepcionales para la sedimentación causada por procesos mecánicos, dado que se trata de un ambiente de baja energía de olas y, en ocasiones, resguardado de los vientos.

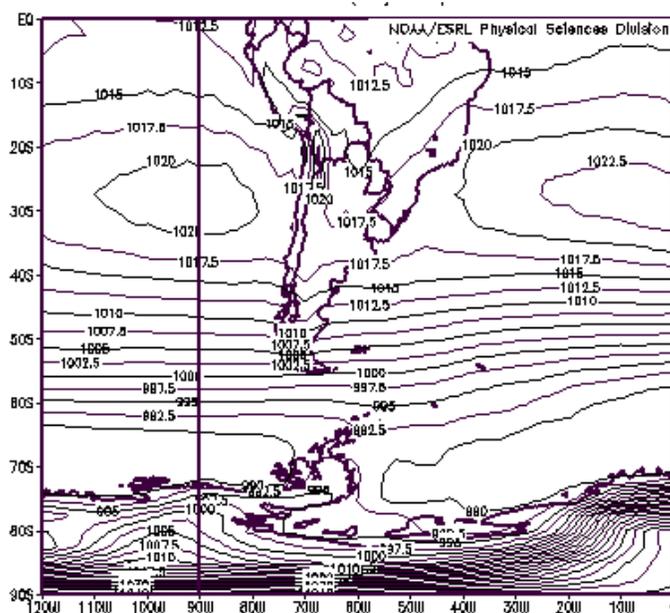
El transporte de materiales en suspensión es predominantemente hacia el S-SE en el RdP. Se manifiesta levemente a partir de una distancia de 700/800 m de la costa y alcanza las mayores intensidades en el centro del estuario (Codignotto & Kokot, 2005). Por otro lado, en la costa bonaerense del RdP existe también una deriva litoral de materiales más gruesos (CARP, 1989), discontinua y tractiva que fluye hacia el NW. Según Codignotto y Kokot (2005) estos materiales serían provistos por la misma erosión costera favorecida por la ODT, lo cual daría origen a la formación de nuevos cordones litorales. La deriva litoral puede ser fácilmente observada en el RdP Superior e Intermedio, donde los ríos y canales que desembocan en el estuario se encuentran desplazados en el sentido de la deriva hacia en NW. Estos rasgos no fueron hallados en la costa de la bahía Samborombón. En la costa uruguaya esto no sucede, por el contrario la deriva litoral tiene dirección hacia la plataforma continental, donde la dinámica de descarga fluvial es de mayor importancia (Piedra-Cueva & Fossati, 2007).

1.1.4 Meteorología

De acuerdo a la clasificación de Thornthwaite (1948), la zona de la bahía Samborombón posee un clima húmedo/sub-húmedo, mesotermal y con escasa a nula deficiencia de agua. Las estaciones meteorológicas más cercanas a la bahía están ubicadas en Punta Indio (1961-2010), Dolores (1925-actualidad) y San Clemente del Tuyú (1948-1968). La precipitación y la temperatura media anual es 1080 mm y 15.8 °C, respectivamente.

1.1.4.1 Circulación atmosférica

La circulación atmosférica sobre el RdP está condicionada por la influencia del sistema semipermanente de alta presión del Atlántico Sur, que desarrolla mayor intensidad en invierno que en verano (Caffera & Berbery, 2003). Este sistema desempeña un papel preponderante en la determinación de los vientos sobre el estuario. Su posición varía en el transcurso del año y, en consecuencia, también varía la dirección de los vientos (Camilloni, 2005). En verano, el anticiclón se centra alrededor de 35° S - 45° W y, durante el invierno, se desplaza hacia el N (Figura 1.19) cerca de 30°S.



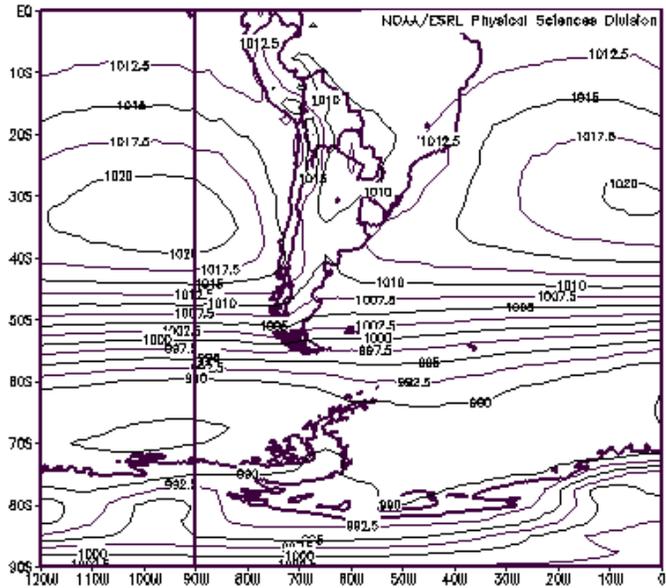


Figura 1.19: Presión atmosférica media (hPa) en superficie correspondiente a invierno (panel superior) y verano (panel inferior) en el período 1980-2000. Fuente: Vera et al. (2002).

Sobre el RdP este sistema genera advección de aire cálido y húmedo, proveniente de zonas subtropicales del NE, alternándose con masas de aire frío y seco provenientes del S (Vera et al, 2002). Dragani et al. (2013a) estudiaron las condiciones sinópticas que generan oleaje severo (percentil 0.01 más alto) sobre el RdP exterior. Se encontró que el patrón de circulación atmosférico predominante está relacionado a un ciclón que puede estar ubicado en tres sitios posibles: en la plataforma continental adyacente al RdP, al N del RdP o cercano a las costas de Brasil. Dicho ciclón puede generar vientos del SE o del SW, con ráfagas que van desde 20 m/s hasta 60 m/s. Este sistema es el mismo que, en ciertas ocasiones, produce "sudestadas" en el RdP (Escobar et al., 2004). Otra condición atmosférica relacionada al oleaje severo, aunque menos frecuente, está asociada a la presencia de un anticiclón localizado al S de Sudamérica y a un frente frío ubicado al S de Brasil.

1.1.4.2 Vientos

Sobre el área del RdP la variabilidad de la componente zonal del viento en superficie es explicada principalmente (62%) por procesos que van desde la

escala estacional hasta la interanual (Simionato et al., 2005). En cambio, en escalas sub-anales, la dominante es la componente meridional. Estos autores describieron el ciclo estacional (Figura 1.20) caracterizado por la rotación del viento: desde el mar (“*on-shore*”) en verano a hacia el mar (“*off-shore*”) en invierno. Por lo tanto, los vientos predominantes en verano son del E/NE y en invierno W/NW (Camilloni, 2005; Simionato et al., 2005).

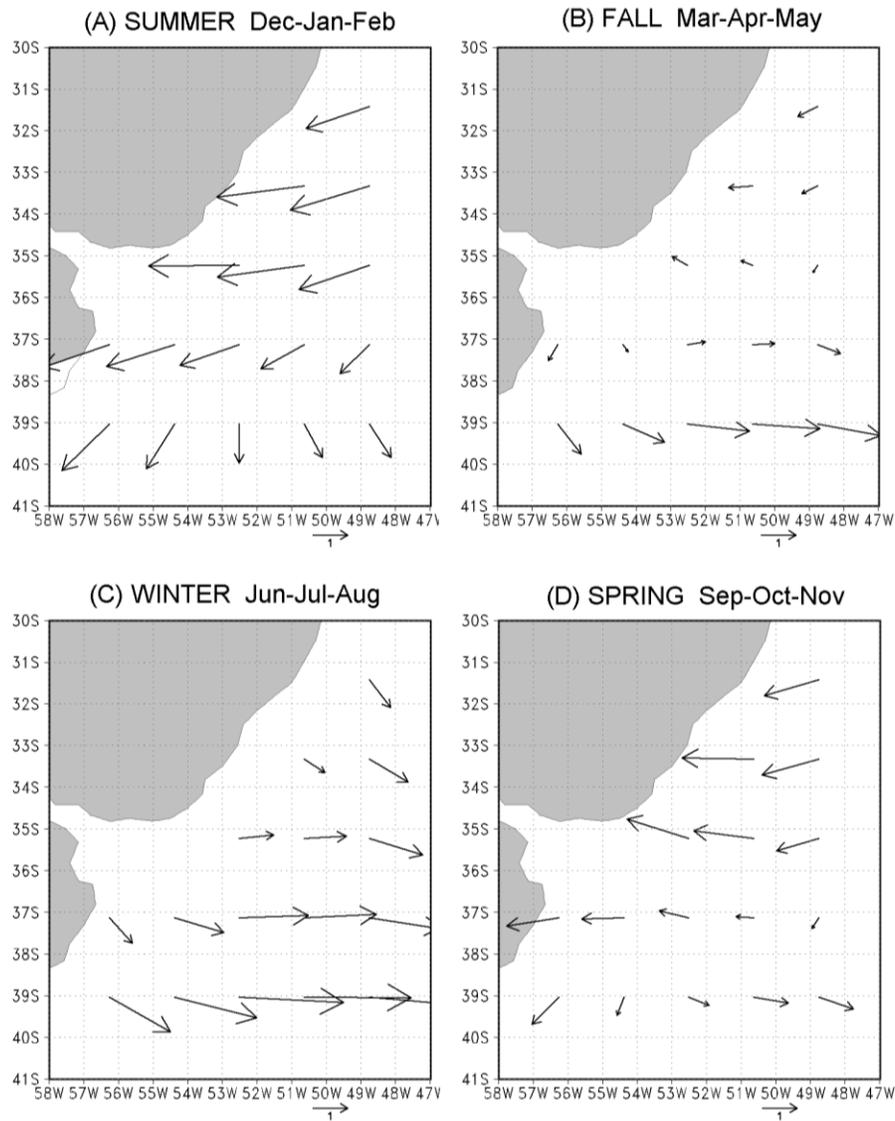


Figura 1.20 Vientos medios NCEP/NCAR (1948-1997) para (A) verano, (B) otoño, (C) invierno y (D) primavera. Fuente: Simionato et al. (2005).

Los vientos de superficie son los principales contribuyentes de la dinámica del ciclo estacional del frente salino del RdP, siendo este forzante atmosférico más importante que las descargas de los ríos y las mareas (Simionato et al., 2005).

1.1.4.3 Tendencias del viento

Dentro de los efectos del cambio climático global se detectó que, a partir de la década del '50, el anticiclón semipermanente del Atlántico Sur se está intensificando y desplazando levemente hacia el S, provocando un cambio de dirección de los vientos más frecuentes de NE a ENE/E en la costa Sudamericana entre 35 y 39° S (Barros et al., 2005; Barros et al., 2014). Este cambio también ha sido informado por Simionato, et al. (2005) específicamente sobre el RdP y la plataforma continental adyacente. Dichos autores observaron un adelantamiento de algunas de las características del verano e invierno, ocurriendo en etapas previas en los últimos 50 años, mientras que, la influencia de vientos con componente N se intensificó en otoño y primavera. A partir de la comparación de estadísticas de observaciones obtenidas en la Estación Meteorológica Jorge Newbery (Ciudad de Buenos Aires), elaboradas por el SMN (2009, 1992) para los períodos 1981-1990 y 1991-2000, se apreció que entre ambas décadas la frecuencia de los vientos de superficie del E aumentó un 3.6% y los del NE un 2%, mientras que la media de la intensidad del viento de E aumentó un 30%.

Pescio et al. (2015) evaluaron la tendencia de la intensidad de viento de superficie en la zona marítima adyacente a la costa bonaerense y a la norpatagónica, considerando dos bases globales de reanálisis: NCEP/NCAR I y CFSR (período: 1979-2009). Si bien, en general, las tendencias obtenidas con ambas bases mostraron algunas discrepancias, en la zona del RdP Exterior ambas revelaron un aumento significativo en la intensidad del viento de 0.3% por año con NCEP/NCAR I y de 0.1% por año con CFSR. Las tendencias también fueron computadas utilizando datos satelitales computándose valores que duplican los obtenidos con NCEP/NCAR I, pero se destaca que el período analizado era más breve (1991-2008).

1.1.5 Hidrología

El río Salado y el Samborombón son los principales cauces que desembocan en el sector N de la bahía Samborombón. En el sector S de la bahía sólo desemboca el río Ajó, siendo éste de menor envergadura. Estos cursos pertenecen a la cuenca de drenaje del río Salado, de alrededor de $94 \times 10^3 \text{ km}^2$. A través de un sistema de canalizaciones artificiales éstos absorben los excedentes hídricos de un área adicional de $66.8 \times 10^3 \text{ km}^2$. Estos cauces drenan la masa hídrica de la planicie pampeana, sitio donde se localiza la región agrícola más productiva de la Argentina (Schenone et al., 2007).

Desde sus nacientes en el S de la provincia de Santa Fe la cuenca atraviesa unos 650 km de territorio con pendiente 0.1–0.3 m/km. En el tramo inferior de su recorrido la pendiente disminuye a 0.013 m/km, motivo por el cual fueron construidos los canales 9, 11 y 12. Los canales 1, 2, 3, 5, 6, 7, y 8 se realizaron para mejorar las descargas de los arroyos que bajan de la vertiente NE de las Sierras Septentrionales. Los arroyos A, 10 y 18 drenan áreas bajas adyacentes, mientras que el canal 15 actúa como aliviador del río Salado. Los canales funcionan reuniendo los aportes de las cuencas altas conduciéndolos por una zona de terraplenes, evitando así el desborde sobre los campos de la cuenca baja. No ha sido cuantificado aún el ciclo hidrológico de la cuenca ni la cantidad de sedimentos que aporta a la bahía. Durante las mareas altas el agua del RdP ingresa por estos cauces invirtiendo el sentido de flujo y alcanzando distancias de hasta 20 km respecto de la costa (Carol et al., 2012).

1.1.6 Biología

Las costas de marismas y sus planicies de mareas adyacentes son reconocidas como uno de los sistemas más productivos a nivel mundial (Reed et al., 2009). La bahía Samborombón es considerada el humedal mixohalino más grande de la Argentina y cumple funciones ecológicas irremplazables (Volpedo et al., 2005). Allí interaccionan ecosistemas terrestres y acuáticos, y a su vez, se mezclan aguas

del RdP con las del Océano Atlántico, lo que permite sustentar una gran biodiversidad (Volpedo et al., 2005). Por otro lado, es considerada una de las áreas prioritaria para la conservación de la biodiversidad (Schenone et al., 2007) y permite una concentración de fauna que no se encuentra en otros sitios como, por ejemplo, tortugas, cangrejos y aves migratorias (Lasta et al., 1996). Pratolongo et al. (2009) afirman que sin duda estos sistemas costeros cambiarán debido a los cambios climáticos y a la presión del crecimiento de la densidad de la población mundial.

Como resultado de la interacción entre la hidrodinámica, la topografía y la vegetación existe una zonación, con flora dispuesta paralela a la costa (Pratolongo et al., 2009). Estas son las marismas, que se pueden caracterizar en bajas o altas según su sedimentología, período de inundación y vegetación. Para su estabilidad requieren de protección frente a la energía de las olas, motivo por el cual se desarrollan en este tipo de ambiente (Allen, 2000). La vegetación de las marismas en la bahía Samborombón (Figura 1.21) fueron estudiadas y caracterizadas por diversos autores (Bértola, 1995; Cagnoli, 1999; Isacch et al., 2006; Volpedo et al., 2005). Bértola (1995) describió que la planicie intermareal alta se encuentra invadida por *Spartina* sp., lo cual indicaría un avance de la marisma sobre este ambiente, es decir, una progradación. Existe preocupación mundial ante el aumento relativo del nivel del mar, ya que se espera que los bordes de las marismas y planicies de marea experimenten un aumento en las velocidades de las corrientes de marea y de la energía de ola, incentivando la erosión (Karimpour & Chen, 2016; Pethick, 1993).

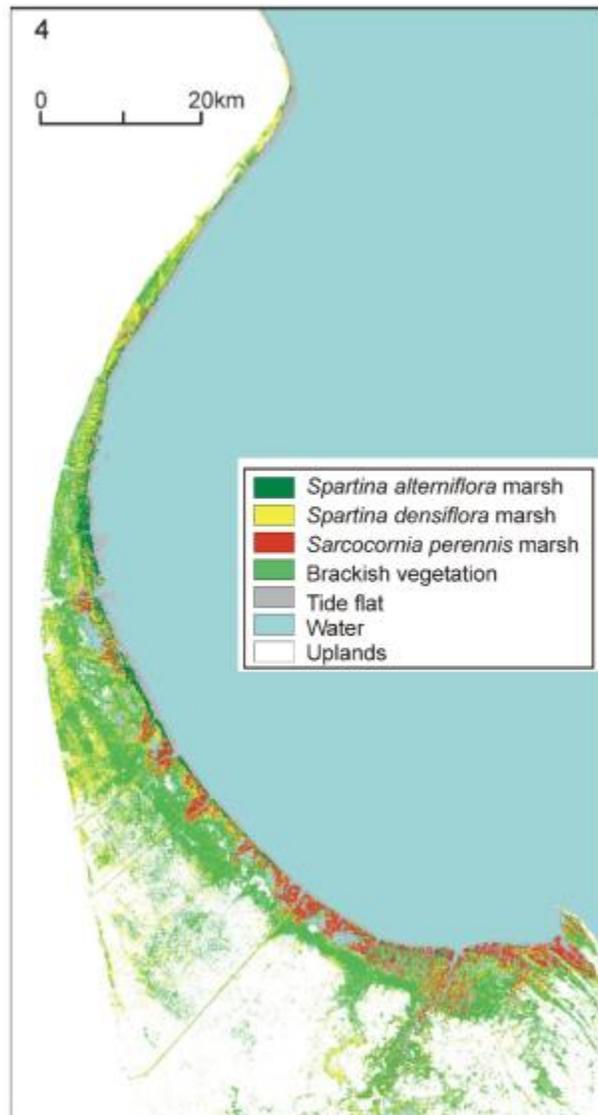


Figura 1.21: Comunidades vegetales correspondientes a las marismas de la bahía Samborombón. Modificado de Isacch et al. (2006).

Los procesos erosivos que se desarrollan en la bahía son altamente complejos ya que no sólo son conducidos por mecanismos físicos, sino que también por procesos biológicos. Existen algunos organismos bioturbadores que pueden contribuir a la erosión. Por ejemplo, los cangrejos producen cuevas en el lecho que cambian las propiedades físicas de los sedimentos, reduciendo así la resistencia al corte efectuado por las olas (Escapa et al., 2007; 2015; Wolters et al., 2005). Por otro lado, existen otros factores biológicos que amortiguan la erosión como, por ejemplo, la formación de biofilms, es decir, la colonización de

microorganismos bentónicos alrededor de los granos de sedimentos formando una capa denominada mata microbiana. Estas estructuras provocan la bioestabilización de los sedimentos, pudiendo soportar 4 o 5 veces los niveles normales de energía (Cuadrado et al., 2014). Estos autores mencionan que estas estructuras pueden ser erosionadas eficientemente por las olas durante eventos altamente energéticos.

1.1.7 Social

Las actividades antrópicas desarrolladas en la bahía Samborombón están muy acotadas debido, por un lado, a las características particulares del ambiente costero (áreas bajas e inundables) y, por el otro, a que gran parte del territorio son áreas protegidas. Entre otras actividades, se destaca la agropecuaria (principalmente la cría de ganado bovino), la pesca artesanal (con redes desde la costa o con embarcaciones menores) y la extracción de conchilla sobre los cordones litorales fósiles. Existen tres pequeños puertos en la bahía, con un total de embarcaciones que no supera las 50 unidades. De N a S, uno está ubicado en la desembocadura del río Salado, otro en Gral. Lavalle y el tercero en San Clemente del Tuyú (Fundación Vida Silvestre Argentina, 2013). El único centro urbano desarrollado en la región de la bahía es la localidad de General Lavalle, con una población menor a 3000 habitantes. Esta localidad se ve frecuentemente afectada por las ODT ocasionando severas inundaciones en su casco urbano (Fundación Vida Silvestre Argentina, 2013). La localidad de Gral. Lavalle es el área urbana costera del RdP más amenazada (desde el punto de vista físico) ante los efectos del cambio climático (Ré, 2005).

1.2 Hipótesis

Dragani et al. (2010) y Codignotto et al. (2012) reportaron algunas evidencias sobre un posible cambio en clima de olas en el RdP Exterior y en la plataforma continental adyacente. Por otro lado, existen indicios que indican que la bahía Samborombón se encontraría sujeta a un proceso de erosión estimado en 8.2 m

de retroceso de la costa por década (Codignotto et al., 2012). Las tendencias positivas en las alturas de ola, y los cambios de dirección y de frecuencia de ocurrencia del oleaje podrían ser parte de la posible explicación para la creciente erosión de la costa de la bahía, los cuales estarían potenciados por tendencias positivas reportadas en el aumento del nivel medio del mar y en los niveles y frecuencias de ocurrencia de la ODT.

La **hipótesis** que se plantea en esta Tesis es que el retroceso de la costa de la bahía Samborombón podría ser parcialmente causada por un cambio en el clima de olas en las aguas costeras (caracterizado por el aumento de la altura de ola y el incremento de las frecuencias de ocurrencia del oleaje).

1.3 Objetivo del trabajo

Actualmente, es aceptado que la creciente erosión en el litoral marítimo nor-bonaerense es una consecuencia, directa o indirecta, del impacto del Calentamiento Global sobre la atmósfera y el océano. Entre dichos impactos se destaca el aumento del nivel medio del mar, cambios en el régimen de vientos, en el clima de olas y en la ODT. Como consecuencia de esto, se cree que el micro-acantilado costero de la bahía podría estar más frecuentemente expuesto a mayores niveles de energía producido por un oleaje más intenso favorecido por el aumento del nivel del mar y por el de la ODT.

La presente Tesis tiene como **objetivo general** determinar (1) si el clima de olas en las aguas costeras de la bahía Samborombón está cambiando y (2) si la costa de la bahía está en retroceso y, en el caso de confirmarse ambas premisas, investigar si el posible cambio en el clima de olas podría ser una causa que contribuya a la explicación del retroceso de la costa.

Los **objetivos específicos** de este trabajo de investigación son:

- **Estudio de la evolución de la posición de la línea de costa.** Se analizarán las mediciones obtenidas durante las tareas de campo relativas

al monitoreo sistemático del retroceso de la escarpa (Figura 1.22) iniciadas en enero de 2010 y sostenidas hasta el presente, en la desembocadura del Canal 1 (zona General Conesa), inmediaciones de Pipinas (zona costera de la Estancia Juan Gerónimo) y Punta Piedras. El estudio observacional de la evolución de la escarpa se complementará con imágenes satelitales para inferir los cambios producidos desde la década del 80-90 al presente en Punta Indio. Mediante la comparación de imágenes fotográficas aéreas históricas se estimará la evolución de la posición de la línea de costa experimentada desde la década del 50.

- **Obtención del clima de olas para la bahía Samborombón.** Descripción del campo de olas (alturas significativas, períodos del pico espectral, direcciones de incidencia y frecuencias de ocurrencia). El clima de olas se obtendrá sobre la base de resultados obtenidos con el modelo SWAN (período: 1971-2012) validado con datos de campo y satelitales.
- **Estimación de tendencias de los parámetros de olas:** Se determinarán y analizarán (direccionalmente) las tendencias de las alturas significativas y de las frecuencias de ocurrencia del oleaje. Se computarán las tendencias (lineales), discriminándose el análisis para cada una de las direcciones de la rosa de vientos. Las tendencias de las alturas se computarán sobre los valores medios y las del percentil 99, y la frecuencia de ocurrencia sobre la cantidad de casos anuales ocurridos para cada dirección, en puntos ubicados a lo largo de la costa, entre Punta Rasa y Punta Piedras. Se determinarán las zonas o regiones de máximas tendencias.
- **Cuantificación del flujo de energía paralelo a la costa generado por la incidencia oblicua del oleaje.** El flujo de energía está íntimamente ligado al transporte de sedimentos paralelo a la costa y, consecuentemente, a la erosión. El flujo de energía a lo largo de la costa de la bahía Samborombón se estimará en función de los parámetros de ola obtenidos en las simulaciones numéricas (1971-2012). Se discutirá la variabilidad espacial,

estacional, interanual y las tendencias del flujo de energía paralelo a la costa.

- **Integración de los resultados.** En función de los resultados obtenidos para el retroceso de la costa, el clima de olas, el flujo de energía paralelo a la costa y las tendencias de los parámetros, se estudiará si las direcciones predominantes del oleaje actual, el flujo de energía paralelo a la costa asociado y sus tendencias contribuyen a la explicación del retroceso de la costa.



Figura 1.22: Escarpa costera en las inmediaciones del Canal 1, General Conesa, bahía Samborombón.

2 Datos utilizados

2.1 Olas

Atendiendo el objetivo general planteado en la presente investigación, primeramente, se analizaron las posibles fuentes de información de datos de olas para la bahía Samborombón y en el RdP exterior. Existen cuatro fuentes posibles para la obtención de parámetros de olas. Por un lado están las observaciones voluntarias de buques (en inglés "*voluntary observing ships*"). Se trata de datos obtenidos a partir de buques mercantes, tienen un alto grado de subjetividad y su valor se incrementa cuando se dispone de un gran volumen de información. Tienen muy buena cobertura, por ejemplo, en algunas zonas del Atlántico Norte, es decir en regiones con buena densidad de rutas navieras y con intenso tráfico marítimo. Este no es el caso del RdP exterior, dónde este tipo de dato es prácticamente inexistente. Los datos de olas más confiables son los que provienen de observaciones *in situ*, consideradas como dato base o de referencia para el análisis de calidad y calibración de otras fuentes de datos (modelos o satélites). Los instrumentos utilizados pueden estar montados en estructuras fijas, en el fondo o en boyas. En general, los sensores de los equipos miden o se basan en algún parámetro o proceso físico (por ejemplo, presión del agua, aceleración de partículas, ondas acústicas o campos electromagnéticos) y con un algoritmo específico provisto por el fabricante se obtienen los parámetros de ola.

Por otro lado, ante la falta de observaciones y debido a la escasa cobertura espacial de las mediciones se recurre frecuentemente a diagnósticos (del inglés "*hindcast*") obtenidos de simulaciones numéricas. Para ello se utilizan, por ejemplo, modelos de tercera generación como WWIII (Bidlot et al., 2002) implementado por la National Oceanic & Atmospheric Administration (NOAA, USA) o SWAN desarrollado por la Delft University of Technology (Holanda) para el modelado de olas en áreas costeras. Finalmente, desde fines de los 80's, se dispone de mediciones obtenidas por sensores montados en satélites. Para el procesamiento de los datos satelitales se necesita aplicar o desarrollar

sofisticados algoritmos matemáticos, no obstante, existen productos (paquetes de datos corregidos y con control de calidad) facilitados por agencias internacionales (AVISO, 2012). Los datos satelitales (altimétricos) han sido utilizados por algunos autores para estudiar tendencias climáticas de olas. Por ejemplo, Young et al. (2011) presentaron un análisis de tendencias a nivel global y Hemer et al. (2007) un estudio para el Hemisferio Sur. Los datos satelitales son considerados de alta calidad y se han convertido en un insumo irremplazable a nivel global en el ámbito científico. Sin embargo, aún presentan algunos problemas cuando se los desean utilizar en zonas costeras (Gommenginger et al., 2011).

2.1.1 Datos *in situ*

La única serie de datos de olas, recabada en un sitio cercano a la zona de estudio, se obtuvo mediante un olígrafo Waverider direccional (Datawell, 1997). El instrumento fue anclado en la boca del RdP ($35^{\circ} 40' S$, $55^{\circ} 50' W$) por la empresa de dragado Jan de Null y se dispone de datos entre el 20/06/1996 y el 30/09/2006. El instrumento fue programado para registrar el nivel instantáneo del agua con intervalo de muestreo de 0.5 s durante 20 minutos, repitiendo el ciclo cada 160 min. Esta serie presenta varios intervalos significativos sin medición (“*gaps*”). Uno de ellos es un poco mayor que un año (entre octubre de 2003 y noviembre de 2004), dos *gaps* son de ocho meses de duración (desde marzo de 1998 hasta octubre de 1998 y desde noviembre 1998 hasta junio 1999) y tres *gaps* de siete, cuatro y tres meses de duración. En la Figura 2.1 se aprecia los períodos de adquisición de datos y en la Figura 2.2 la posición del olígrafo.

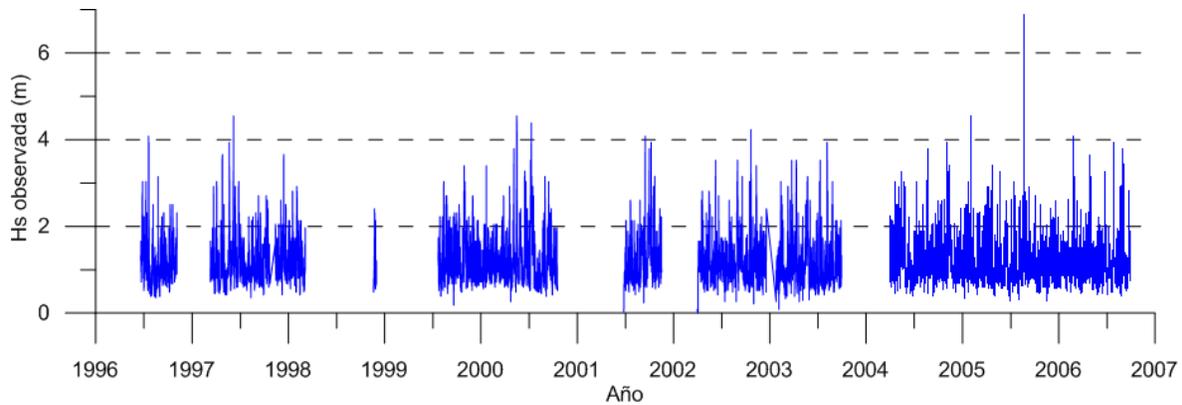


Figura 2.1: Serie de alturas significativas de ola obtenida por el ológrafo.

Estos datos de olas, aunque con serios gaps, son muy valiosos debido a que son los únicos parámetros de olas adquiridos *in situ* en la región. Aunque, su extensión temporal es demasiado corta para estudiar el clima de olas son centrales a la hora de validar resultados de modelos numéricos y datos obtenidos mediante satélites.

2.1.2 Datos satelitales

Los datos altimétricos satelitales han sido ampliamente utilizados en diversas regiones del océano abierto y su adquisición, procesamiento, validación y análisis es actualmente considerado como una disciplina en sí misma (Vignudelli et al., 2011). La medición altimétrica de olas se realiza a través de la emisión de un pulso de frecuencia dual (banda de 13.6 MHz y de 5.3 GHz) estimándose el valor de Hs de acuerdo a la intensidad del pulso que retorna al satélite. La validez de las mediciones de Hs satelital ha sido reportada en una amplia variedad de trabajos por medio de la comparación con datos *in situ* (Caires & Sterl, 2003; Durrant et al., 2009; Hemer et al., 2007; Monaldo, 1988; Queffeulou, 2004; Ray & Beckley, 2012, 2003). Estos estudios han demostrado la buena precisión que han alcanzado las mediciones satelitales de Hs en aguas abiertas del océano. Mientras que, en regiones litorales, ubicadas a no más de 50 km de la costa, existe aún cierta incertidumbre y el procesamiento todavía constituye un reto científico (Shaeb et al., 2015). A pesar de existir buenos resultados en distintas áreas oceánicas, los continuos procesos de validación de las mediciones altimétricas aún siguen siendo necesarios, ya que no se conoce completamente la distribución geográfica de sus

errores a nivel mundial (Bonfond et al., 2011). Por otro lado, algunos errores que afectan al sistema de monitoreo altimétrico pueden atribuirse a correcciones geofísicas locales, siendo éstos más significativos en cercanías de la costa.

Para la validación de Hs satelital se necesita disponer de conjuntos de pares de alturas de ológrafo y del altímetro, y estudiar así el grado de ajuste entre ellos. Esta comparación no es simple, ya que el altímetro y el ológrafo miden aspectos diferentes del fenómeno físico. Durrant et al. (2009) mencionan que esas diferencias pueden agruparse en tres categorías, a saber: (i) proximidad temporal, (ii) proximidad espacial y (iii) variabilidad de muestreo, asociadas al tiempo y al promedio espacial. La medición satelital es un promedio espacial instantáneo de la Hs en un área acotada de la superficie del mar y, la variabilidad de muestreo depende del tamaño de la huella de la traza satelital. Esta puede ser de un diámetro de 3 km para olas pequeñas y de hasta 10 km para olas grandes.

Se analiza aquí el grado de ajuste entre las Hs satelitales y las observadas *in situ* en la boca del RdP. Para esta tarea se utilizaron los datos altimétricos a lo largo de la traza satelital provenientes de AVISO Satellite Altimetry (Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanography data), específicamente el producto DT CorSSH (Delayed Time Corrected Sea Surface Height), elaborado por CLS Space Oceanography Division y el CNES (Centre National D' Études Spatiales, Francia). Este es un producto de alta calidad generados por las siguientes misiones satelitales: Topex/Poseidón, Jason1, Jason2, ERS1, ERS2, Envisat, HY-2A, Saral/Altika, GFO.

En general, para la validación de datos satelitales se establecen tolerancias espaciales y temporales máximas entre las posiciones e instantes de adquisición de los parámetros *in situ* y altimétricos, para que ambos puedan ser considerados comparables (Durrant et al., 2009). Uno de los criterios más utilizado está basado en la correlación espacio-temporal y fue el descrito por Monaldo (1988). Este criterio limita las distancias a menos de 50 km y la diferencia temporal a no más de 30 minutos. Estos criterios no son absolutos; por ejemplo, Durrant et al. (2009)

utilizaron una ventana espacial de 50 km y una temporal de 1 h, pero Ray y Beckley (2012) emplearon una espacial de 70 km y 30 minutos para la temporal. Según resultados de Shaeb et al. (2015) la separación espacial entre el dato altimétrico y la observación contribuye más al error que la diferencia temporal entre las mediciones.

En este trabajo se decidió usar una tolerancia temporal de 1 h. El período para la validación fue el de adquisición de datos por el ológrafo (1996-2006), con las limitaciones dadas por las brechas descritas previamente. Por otro lado, para la ventana espacial, se decidió utilizar un radio de 40 km centrado en el ológrafo ya que, de esa manera, se aseguraba la no inclusión de datos cercanos a la costa (Figura 2.2). Se obtuvieron así 3611 Hs satelitales incluidas en ese círculo tal que, luego de aplicar la tolerancia temporal resultaron 341 (N) pares de valores.

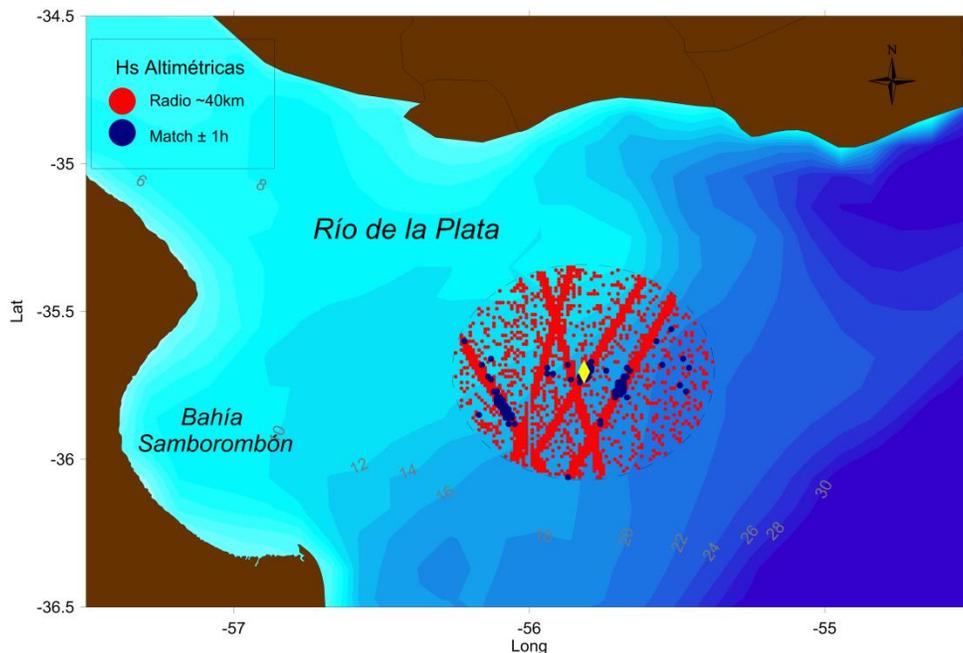


Figura 2.2: Distribución espacial de datos altimétricos (puntos rojos) dentro un círculo de 40 km de radio centrado en el ológrafo (rombo amarillo). En azul se destacan los datos que entraron en la ventana temporal.

Durrant et al. (2009) recomiendan, como procedimiento correcto de validación, realizar la regresión lineal entre las Hs observadas y las altimétricas. En este trabajo se utilizó el método de mínimos cuadrados (MMC) para determinar la mejor

recta de ajuste. Para evaluar el grado de ajuste se utilizaron los siguientes estadísticos: bias, error raíz cuadrática medio (ERCM), índice de dispersión (SI), coeficiente de determinación (R^2) y coeficiente de correlación de Pearson (r), dados por:

$$\text{bias} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (A_i - B_i) \quad (2.1)$$

$$\text{ERCM} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (A_i - B_i)^2} \quad (2.2)$$

$$\text{SI} = \frac{\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [(A_i - \bar{A}) - (B_i - \bar{B})]^2}}{\bar{B}} \quad (2.3)$$

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (B_i - \hat{B}_i)^2}{\sum_{i=1}^N (B_i - \bar{B})^2} \quad (2.4)$$

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N (A_i - \bar{A})(B_i - \bar{B})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (A_i - \bar{A})^2 (B_i - \bar{B})^2}} \quad (2.5)$$

donde A_i es la Hs observada (olígrafo) y B_i la satelital, \bar{A} y \bar{B} sus valores medios y \hat{B}_i es el valor pronosticado por el modelo para cada i . En la Figura 2.3 se presenta el diagrama de dispersión entre las Hs altimétricas y observadas apreciándose una clara relación lineal entre ambas, con un coeficiente de correlación (r) de 0.92, un coeficiente de determinación (R^2) de 0.84 y un relativamente bajo índice de dispersión (SI) de 0.20. A modo de referencia en la Figura 2.3 se incluyen dos rectas que pasan por el origen con pendientes de 0.5 y 2 (es decir, la mitad y el doble de la pendiente del ajuste perfecto) observándose que el 98% de los pares de datos se encuentran entre ambas rectas.

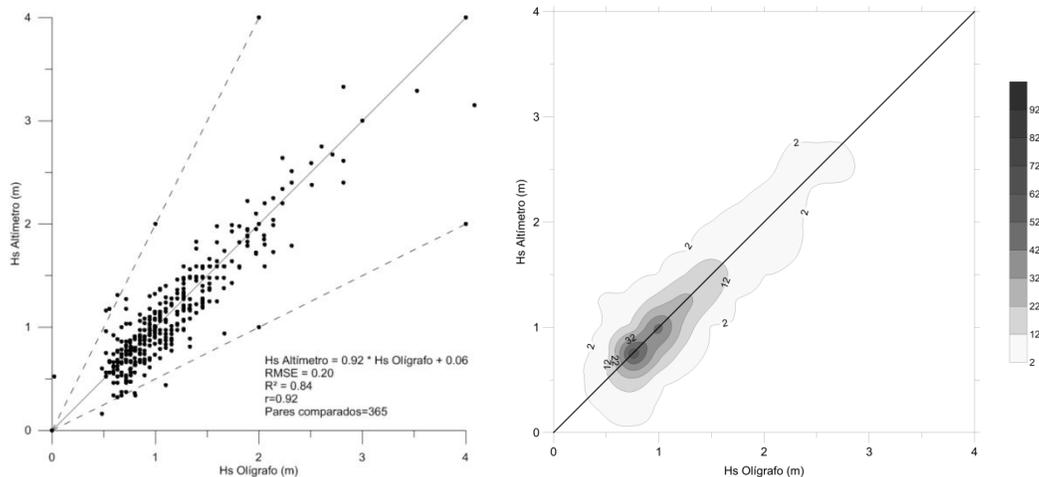


Figura 2.3: Panel izquierdo: Diagrama de dispersión entre Hs observada y satelital. La línea llena representa la recta obtenida con el MMC. Las líneas de trazos, con pendientes 0.5 y 2, fueron incluidas como referencia. Panel derecho: Idem. Los contornos indican la concentración de pares de datos.

La pendiente y la ordenada al origen de la recta obtenida por el MMC es 0.92 y 0.06, respectivamente. Dicha ordenada es pequeña, lo cual indica que no hay sobrestimación significativa de Hs por parte de las mediciones satelitales. En la Figura 2.4 se muestra la diferencia entre Hs altimétrica y observada, apreciándose que no se verifica tendencia alguna por parte del dato satelital, lo cual queda cuantificado por un bias de -0.02 m. El ERCM obtenido fue 0.20 m, siendo menor que el valor teórico sugerido por Monaldo (1988) sobre el cual se basan muchos de los estudios de validación entre datos de ológrafo y satelitales. Monaldo (1988) presentó un valor límite de 0.40 m asumiendo una performance perfecta para el funcionamiento de ambos sensores. Por otro lado, más recientemente, Durrant et al. (2009) determinaron un ERCM de 0.23 m entre datos altimétricos del sensor montado en Jason1 y observaciones de ológrafos.

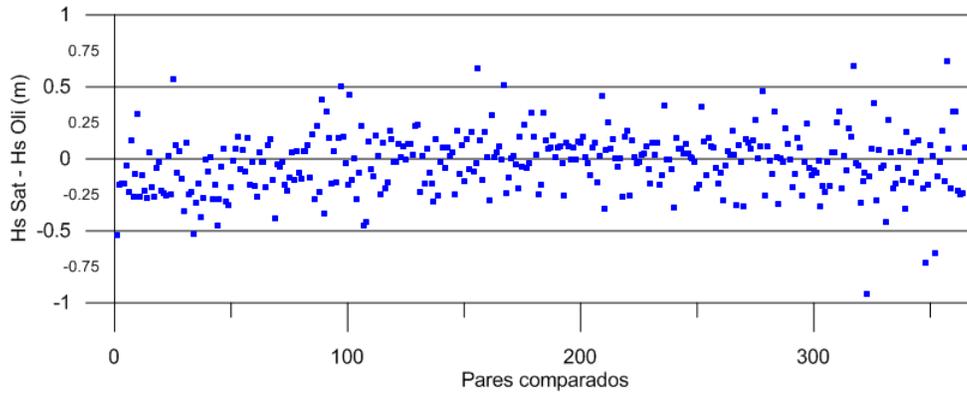


Figura 2.4: Diferencias entre Hs estimadas por el satélite y las observadas en la boya.

Resumiendo, la validación de los datos altimétricos resultó muy satisfactoria, indicando que los parámetros de ola satelitales en aguas abiertas del RdP exterior pueden utilizarse como una fuente de datos confiable. En consecuencia, los datos satelitales se utilizarán para validar las simulaciones numéricas de olas en la bahía Samborombón.

2.2 Monitoreo de la posición de la línea de costa

La costa del área en estudio se identifica geomorfológicamente por ser una planicie de marea elevada culminando en un microacantilado o escarpa que define el límite con la planicie de marea actual. Esta escarpa no supera el metro de altura y, por lo apreciado en las diferentes tareas de campo, se encuentra en retroceso bajo los efectos de erosión generalizada. Desde la década del 70' se vienen realizando relevamientos *in situ* del retroceso de la costa a lo largo de la bahía de Samborombón, los cuales han sido complementados con información catastral, fotografías aéreas e imágenes satelitales (Codignotto et al., 2012).

Para este estudio se emplazaron puntos fijos al pie del microacantilado, datando su posición original con GPS e incorporando una enfilación para la medición continua a lo largo de la transecta, siendo ésta una metodología empleada en otros estuarios del mundo (Day et al., 1998). Este relevamiento sistemático comenzó en 2010 y continúa hasta el presente (Figura 2.5).



Figura 2.5: Medición de la distancia entre el punto fijo y la base del micro-acantilado, en la planicie de marea.

Si bien se trata de una medición simple, resulta altamente certera y directa, ya que permite obtener evidencias irrefutables del retroceso (o no) del microacantilado. Actualmente existen diversos métodos de medición más sofisticados los cuales permiten barrer mayores superficies. No obstante, los datos recabados de la manera explicada resultan ser significativos y constituyen una fuente de información única ante la falta de mediciones sistemáticas en la bahía.

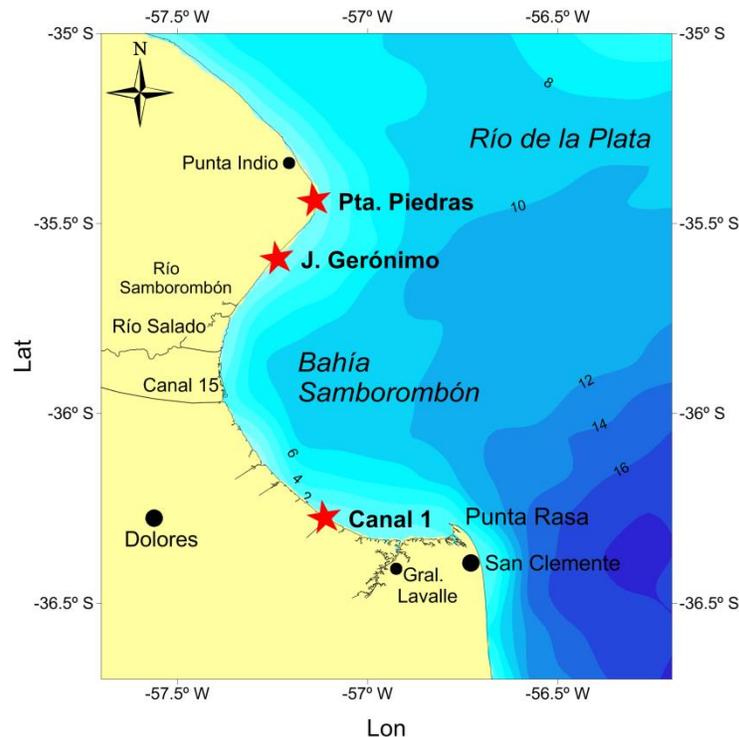


Figura 2.6: Ubicación de puntos fijos (estrellas rojas) seleccionados para el monitoreo del retroceso del micro-acantilado.

Considerando que los accesos a la costa de la bahía Samborombón son limitados, para el monitoreo se eligieron tres sitios con acceso seguro, los cuales se indican en la Figura 2.6. Al momento de elegir los sitios se tuvo en cuenta las condiciones de los caminos como así también los permisos de acceso a propiedades privadas. El primer sitio seleccionado, ubicado en el sector S de la bahía, está en las inmediaciones de la desembocadura del Canal 1. Los otros dos, uno en Punta Piedras y el otro en la Estancia Juan Gerónimo, se ubicados en el sector N de la bahía.

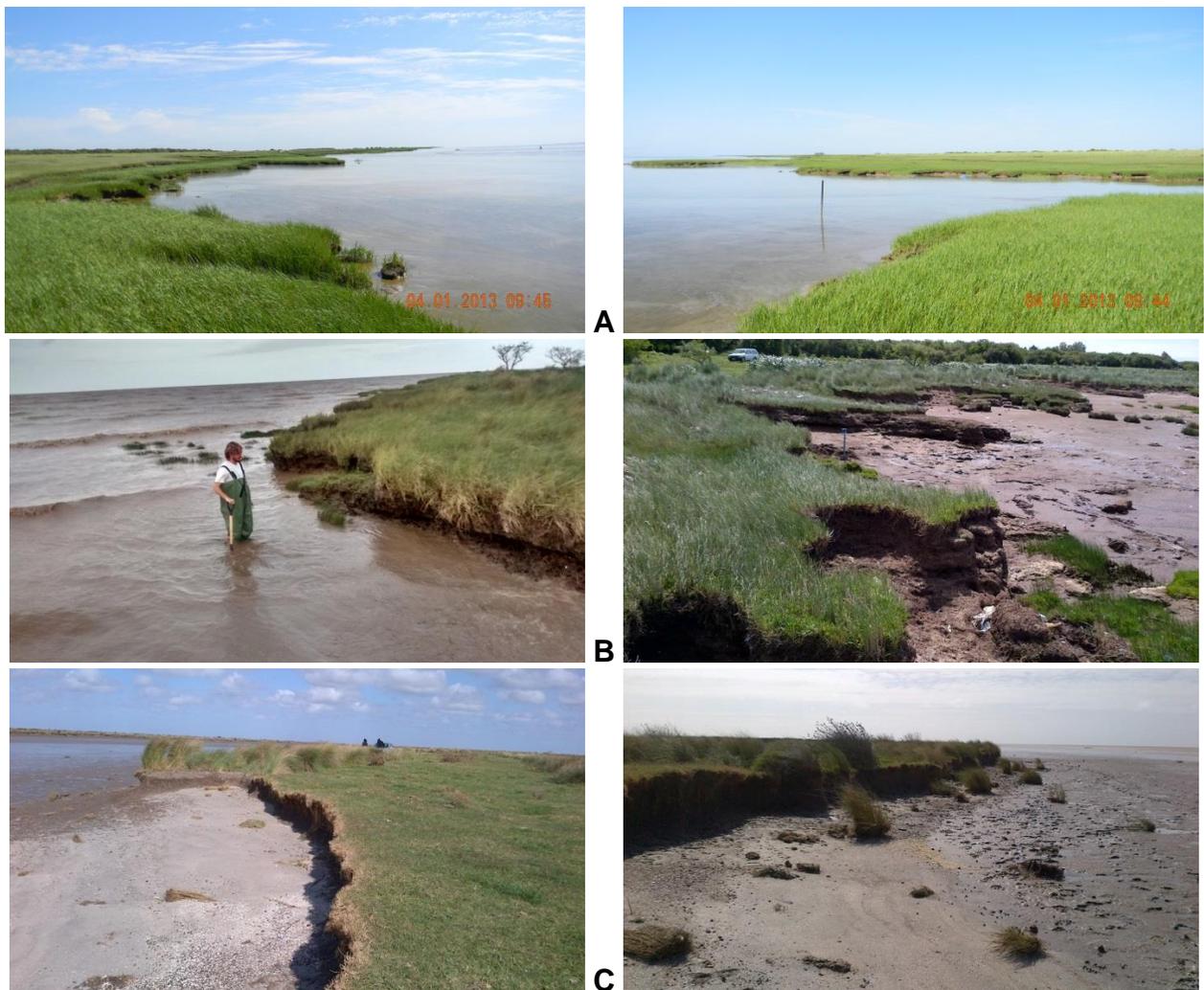


Figura 2.7: Imágenes de los sitios de relevamiento: Estancia Juan Gerónimo (A), Punta Piedras (B) y Canal 1 (C).

La frecuencia del monitoreo estuvo determinada por la accesibilidad a los sitios, el estado del tiempo (los sitios son inaccesibles durante y pos tormentas) y por el nivel del agua por marea y ODT (la base del micro-acantilado debe estar seca para realizar las mediciones). Por lo tanto, la distancia entre el punto fijo y el pie del micro-acantilado se midió bimestral o trimestralmente en los sitios predeterminados. En la Figura 2.7 se muestran vistas de la costa para cada uno de dichos sitios.

2.3 Vientos

En la zona de estudio no hay estaciones meteorológicas en actividad. En la región, las estaciones más cercanas están situadas en la Ciudad de Buenos Aires (Aeroparque Jorge Newbery), La Plata, Mar del Plata (Aeropuerto Camet), Montevideo (Aeropuerto Internacional Carrasco), Pontón Recalada (de calidad dudosa, ubicada en el canal de acceso al Puerto de Buenos Aires a unos 25 km al SE de Montevideo) y Pilote Norden (en el RdP Superior a unos 20 km al SSW de Colonia). Por otro lado, existen unas pocas estaciones meteorológicas que funcionan tan solo en horario diurno o durante algunos períodos específicos del año, como, por ejemplo, Punta Indio (Base Aeronaval), Santa Teresita (Aeródromo), Faro Punta Médanos y Faro Querandí (ambos faros administrados actualmente por el Ministerio de Defensa). Como puede apreciarse de lo antedicho, las observaciones directas son insuficientes para generar campos de viento realistas para ser utilizados como forzante de un modelo de olas.

Debido a la baja densidad de las observaciones directas de viento y considerando que los datos provistos por satélite tienen baja resolución temporal, en este trabajo se utilizaron las componentes N-S y E-W del viento a 10 m de altura, correspondientes a los reanálisis del NCEP/NCAR I correspondientes a las 0, 6, 12 y 18 horas UTC. Este reanálisis surge como resultado de un modelo climático de circulación general mejorado con la incorporación de datos de radiosondeos, barcos, estaciones meteorológicas y sensores remotos (Kalnay et al., 1996). Aunque el reanálisis global NCEP/NCAR I tenga una relativamente baja resolución

espacial (1.875° en longitud y 1.905° en latitud), sus principales ventajas son su extensión (desde 1948 a la fecha), su resolución temporal (6 h), su consistencia física y su homogeneidad (Simionato et al., 2006). La validación de este modelo fue presentada por Simmonds & Keay (2000), quienes además discutieron la calidad del producto en el Hemisferio Sur.

Posiblemente, la base de datos de NCEP/NCAR I sea la más usada a nivel mundial (A. E. Pescio et al., 2015). Ha sido empleada, por ejemplo, para el análisis de climatologías de tormentas (Forbes et al., 2004) y de climas de ola (Cox & Swail, 2001; Izaguirre et al., 2013; Wang & Swail, 2001). En la región de interés ha sido utilizada para estudios costeros por Codignotto et al. (2012); Dragani et al. (2010) y (2008); Dragani et al. (2013b), climatológicos (A. E. Pescio et al., 2015), de variabilidad de la circulación del RdP (Meccia et al., 2009; Meccia et al., 2013; Simionato et al., 2006; Simionato et al., 2005) y de niveles de agua y corrientes para el RdP y plataforma continental adyacente por (Luz Clara et al., 2014; Meccia et al., 2009; Simionato et al., 2004b; Simionato et al., 2004a). En la región del RdP los reanálisis de NCEP/NCAR I reproducen apropiadamente las direcciones del viento observadas mientras que, por otro lado, ha sido demostrado que tienden a subestimar la intensidad del viento, particularmente durante condiciones de bajas intensidades (Simionato et al., 2006).

2.4 Datos batimétricos

Los relevamientos batimétricos en el RdP y en la plataforma continental adyacente fueron realizados por el Servicio de Hidrografía Naval (SHN). Las cartas náuticas disponibles para el área de estudio se basan en relevamientos hidrográficos históricos (SHN, 1986, 1992, 1999a, 1999b) cuyos sondeos están distribuidos irregularmente entre la costa y la isobata de 200 m. Cabe aclarar que si bien el área de estudio es la bahía Samborombón, para simular el oleaje en esa zona costera se necesita incorporar una extensión oceánica mucho mayor (Figura 2.8). El dominio determinado para las simulaciones numéricas con SWAN se extiende en latitud desde 30° hasta 42° S y en longitud desde 42° hasta 65.5° W. Los datos

de las cartas náuticas fueron interpolados a la grilla computacional, entre la costa y los 200 m, aplicando el método "inversa de la distancia elevada a una potencia" (con una potencia igual a 2). Para la región oceánica con profundidades superiores a los 200 m, se utilizaron los datos provenientes de la base Global General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO, 2003). La base GEBCO posee una resolución de 1' x 1' y provee una caracterización batimétrica muy realista del océano, aunque es poco confiable en sitios costeros o someros como, por ejemplo, el RdP o la plataforma continental interior. Por esta razón se ensamblaron ambas base de datos, los provistos por GEBCO para profundidades mayores a 200 m y los del SHN entre la costa y la isobata de 200 m. En la Figura 2.8, se observa el dominio computacional resultante utilizado para la modelación numérica.

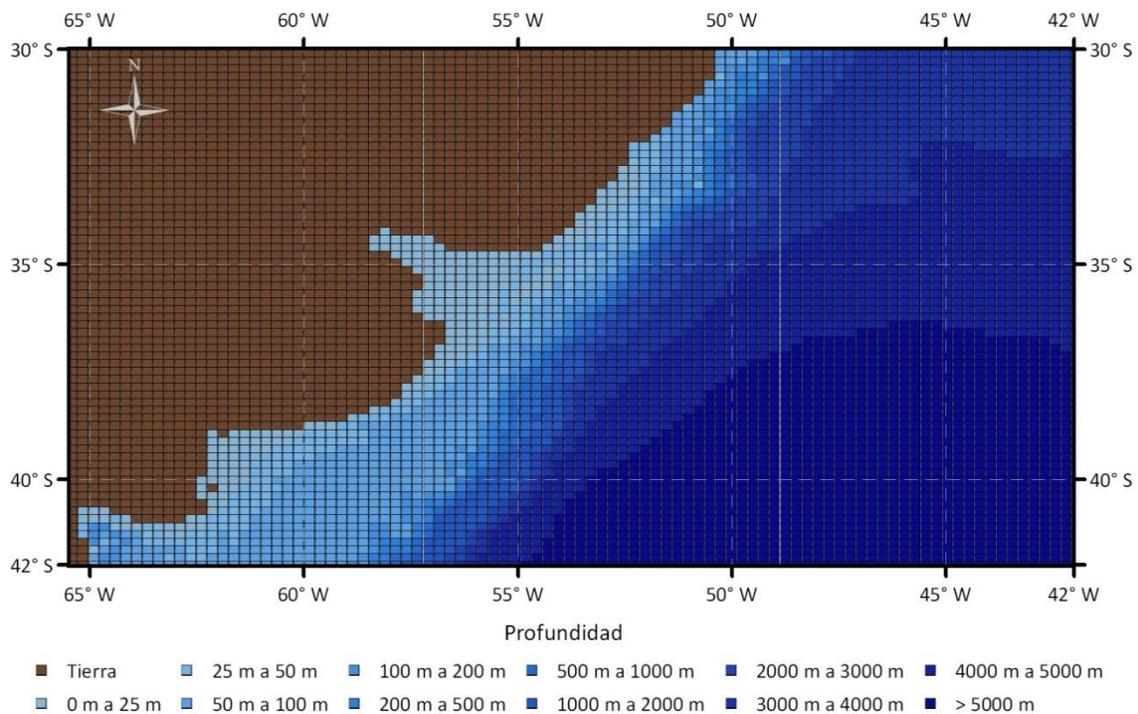


Figura 2.8: Dominio computacional y batimetría adoptada para la simulación de olas con el SWAN. Fuente: Pescio (2014).

2.5 Imágenes

Se utilizaron fotografías aéreas (Figura 2.9), obtenidas mediante vuelos de plano horizontal y paralelos al terreno, e imágenes satelitales para obtener una visión general de la evolución de la costa de la bahía y, también, para complementar las mediciones de campo. A las fotografías se les debió corregir distorsiones y desplazamientos los cuales generan perturbaciones de la relación geométrica entre la imagen y el objeto (Crowell et al., 1991; Del Río & Gracia, 2013; Fletcher et al., 2003, 2011; Moore, 2000; Thieler et al., 1994).

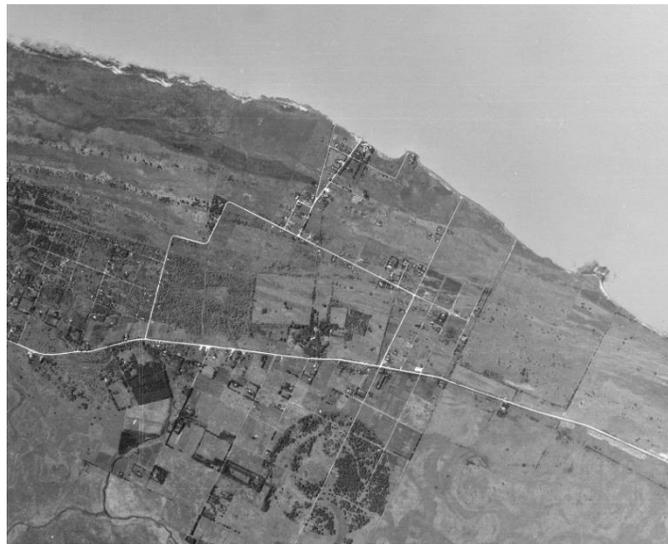


Figura 2.9: Fotografía aérea de la zona de Punta Indio, de 1964.

Existen diversos tipos de distorsiones en las fotografías o fotogramas aéreos. La típica distorsión se debe justamente a perturbaciones en el vuelo, es decir, a inclinaciones (rolido y cabeceo) y cambios de altura del avión. Por otro lado, también existe una distorsión óptica debida a la lente, conocida como radial, en la cual el centro de la imagen se encuentra libre de distorsión pero a medida que el ángulo de visión aumenta la distorsión se hace más pronunciada. Finalmente, existe distorsión debido al relieve, ya que la proyección cónica del mismo genera desplazamientos de elementos sobre y por debajo del nivel medio del terreno. Estas distorsiones se pueden corregir mediante el proceso de ortorectificación.

Esta técnica requiere de mucha información de campo (puntos de control) lográndose altos grados de precisión geoespacial (Hughes et al., 2006).

El fotograma puede ser digitalmente georeferenciado y transformado geoméricamente utilizando los puntos de control (Del Río & Gracia, 2013; Hughes et al., 2006). Durante este proceso (georectificación) se realiza la transformación polinomial, que consiste en el ajuste mediante el MMC entre las coordenadas de los puntos de control de la imagen a referenciar y las de la ya referenciada (Figura 2.10). Así se asignan coordenadas a todos los píxeles de la imagen. Dependiendo del grado de la función polinómica de ajuste, las diferencias de ubicación entre los puntos de control variarán, y estarán representadas por el ERCM (Del Río & Gracia, 2013; Hughes et al., 2006; Johnson et al., 2015). Luego del proceso de geo-rectificación se corrigen las distorsiones propias de las fotografías aéreas, mencionadas anteriormente, excepto la ocasionada por el desplazamiento del relieve. Frente a esta distorsión, la única manera de corregirla es por medio de la ortorectificación. Pero en zonas de suave relieve, la corrección geométrica (geo-rectificación) es considerada como suficiente (Del Río & Gracia, 2013; Hughes et al., 2006).

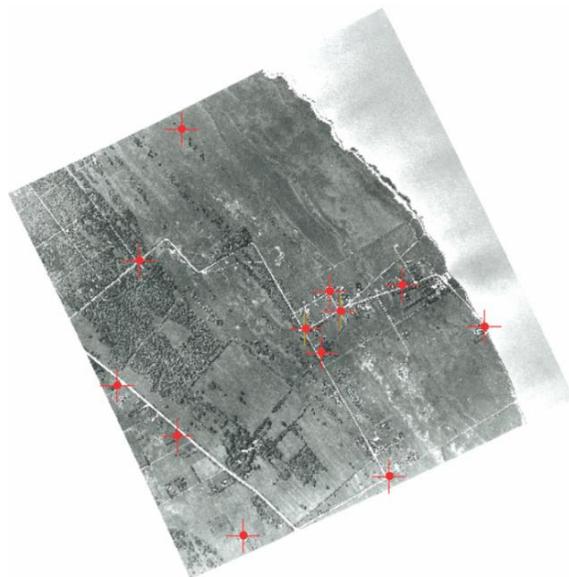


Figura 2.10: Puntos de control (rojos) utilizados para la rectificación de la fotografía aérea de 1956.

La cantidad de puntos de control para la geo-rectificación fue analizada por Hughes et al. (2006). Dichos autores concluyeron que, para zonas con relativamente poca pendiente, se deberían utilizar más de ocho puntos de control. En fotografías antiguas y costeras la determinación de puntos de control suele ser difícil. Construcciones duraderas y estables, cruces de caminos o de alambrados suelen ser las mejores alternativas.

Imágenes	Carta topográfica	Fotografía aérea	Fotografía Aérea	Fotografía aérea	Fotografía aérea	Imagen satelital
Año	1964	1956	1964	1991	2010	2013
Escala	1:50000	1:10000	1:10000	1:20000	1:10000	-
Sensor	-	Cámara Zeiss, f 152,1	Quickbird			
Institución	IGN	ARA	SHN	SHN	ARA	Google Earth (Digital Globe)
Georreferenciación sobre:	Cuadrícula	Foto 1991	Foto 1956	Carta 1964	Foto 1956	Foto 2010
Transformación	Polinomial de 2do. Orden					
ERCM (m)	3.73	0.94	0.77	5.06	0.87	0.57
Puntos de control	11	12	11	13	11	12
Tamaño pixel (m)	4.23	1.14	0.73	1.22	1.19	1.13

Tabla 2.1: Productos utilizados y características principales de los mismos.

3 Modelo de olas

3.1 Generalidades

El modelo SWAN (Simulating WAVes Nearshore) ha sido diseñado específicamente para simular olas en ambientes someros (Booij et al., 1999; Holthuijsen et al., 2004). Por este motivo, ha sido utilizado para modelar el clima de olas en distintos estuarios y regiones costeras del mundo (Chen et al., 2005; Mariotti & Fagherazzi, 2013a; Mcivor et al., 2012; McLoughlin et al., 2015; Ravens et al., 2009) y, particularmente, en el RdP (Codignotto et al., 2012; Dragani et al., 2010, 2008; Dragani et al., 2013a; Dragani & Romero, 2004).

Para caracterizar el oleaje en la bahía Samborombón se utilizó el modelo numérico de tercera generación SWAN Cycle III versión 40.31, que se basa en la ecuación de balance de la “acción de las olas” (“*wave action*”), donde el espectro es evaluado en cada nodo y en cada paso de tiempo (Ec. 3.1) en función de la batimetría y los campos de viento (Holthuijsen et al., 2004). El modelo considera fuentes y sumideros. La ola crece por el viento, disipa su energía por la formación de rompientes en aguas profundas (“*whitecapping*”) y en bajo-fondos, y por fricción de fondo, redistribuye su energía por interacciones no lineales entre trenes de olas (“*quadruplets*” y “*triads*”). Asimismo, SWAN incluye procesos tales como refracción batimétrica y por corrientes, bajío (“*shoaling*”) por variaciones espaciales de profundidad y variaciones de frecuencia por corrientes, entre otros.

La ecuación del balance de acción de las olas está dada por:

$$\frac{dN}{dt} + \frac{dc_x N}{dx} + \frac{dc_y N}{dy} + \frac{dc_\sigma N}{d\sigma} + \frac{dc_\theta N}{d\theta} = \frac{S}{\sigma} \quad (3.1)$$

Donde t es el tiempo, x e y son las coordenadas geográficas, σ es la frecuencia relativa, θ es la dirección, c_x y c_y la velocidad de propagación de la energía del oleaje en x e y , respectivamente, c_σ es la velocidad en el espacio de frecuencia y

c_θ la velocidad en el espacio direccional. S (función de σ y θ) representa las fuentes y sumideros de energía, E la densidad de energía de olas y N (función de x e y) la densidad de acción de ola, estas dos últimas relacionadas de la siguiente manera:

$$N(\sigma, \theta) = \frac{E(\sigma, \theta)}{\sigma} \quad (3.2)$$

La integración de la ecuación de acción de olas ha sido implementada en SWAN mediante un esquema de diferencias finitas en las cinco dimensiones mencionadas: tiempo, latitud y longitud geográfica, dirección de propagación y frecuencia. Detalles específicos sobre el modelo SWAN pueden ser encontrados en (Booij et al., 1999; Holthuijsen et al., 2004; Ris et al., 1994).

3.2 Validación

Simionato et al. (2006) notaron que la base NCEP/NCAR I tendía a subestimar la intensidad del viento, particularmente cuando tenía intensidades débiles. Por esa razón, introdujeron una modificación al coeficiente de arrastre (C_D) la cual fue adoptada posteriormente por Dragani et al. (2008). A partir de un conjunto de experimentos numéricos, evaluaron el coeficiente (K) con el que se debería corregirse el tradicional valor de C_D para obtener resultados de olas más realistas en el RdP. Se adoptó un coeficiente K dependiente de la intensidad del viento (U) definido de la siguiente manera:

$$K = 1 + e^{-U/K_0} \quad (3.3)$$

en donde K_0 es una constante (7.7 m/s) determinada por Dragani et al. (2008). Finalmente, la expresión utilizada de C_D está dada por:

$$C_D = \begin{cases} 1.2875 K^2 10^{-3}, & U < 7.5 \text{ m/s} \\ (0.8 + 0.0065 KU) K^2 10^{-3}, & U \geq 7.5 \text{ m/s} \end{cases} \quad (3.4)$$

Así, con esta modificación, para fuertes vientos se mantienen los valores originales de C_D , pero introduce una corrección que se incrementa a medida que la intensidad del viento es más débil.

Dragani et al. (2008) presentaron la validación del modelo implementado comparando las simulaciones con los parámetros de ola obtenidos con el ológrafo Datawell Waverider, entre agosto de 1999 y agosto de 2000, incluyendo 3596 pares de parámetros (Figura 3.1). El ERCM computado para H_s , T_p (período del pico espectral) y Dir (dirección del oleaje) fueron 0.37 m, 2.3 s y 61° , respectivamente, y los *bias* computados fueron de -0.03 m, 2 s y 16° , respectivamente.

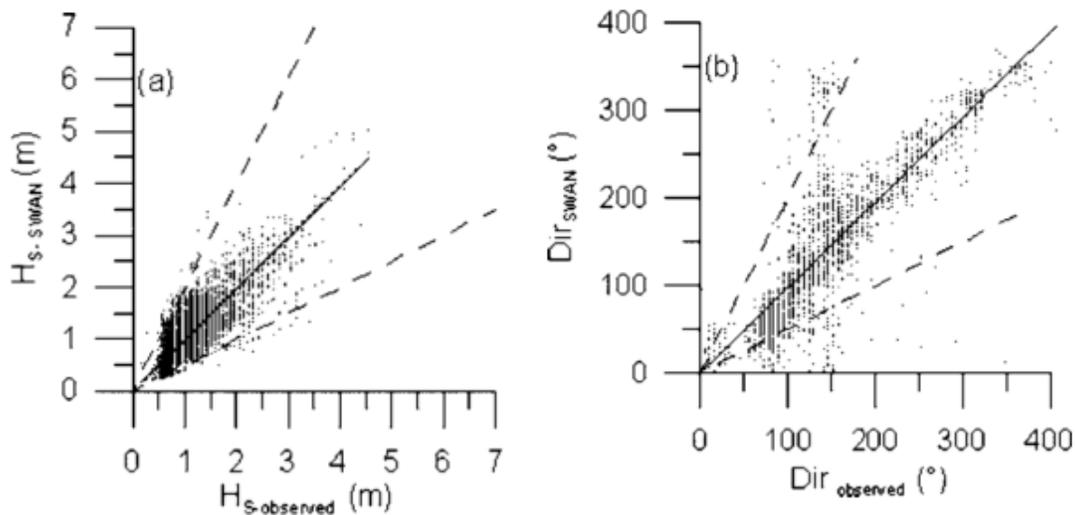


Figura 3.1: Diagrama de dispersión para (a) H_s y (b) direcciones, simuladas y observadas. La línea sólida representa el mejor ajuste obtenido por el MMC. Las líneas de trazos, con pendientes de 0.5 y 2, fueron incluidas como referencias. Fuente: Dragani et al. (2008).

Dragani et al. (2008) obtuvieron coeficientes de determinación lineal (R^2) para H_s y Dir de 0.93 y 0.82, respectivamente. Se observó, además, que las direcciones que diferían en 100° o más, correspondían a H_s muy bajas, menores de 0.2 m. Por otro lado, se obtuvo gran dispersión y bajo coeficiente de determinación para T_p , coincidente con las conclusiones alcanzadas por (Lin et al., 2002; Martin et al., 2012), y que el modelo SWAN subestima levemente T_p en aproximadamente 2 s.

En esta Tesis la validación se extendió al período 1996-2006. Para ello se escogió el nodo de la grilla computacional donde se ubicaba el olígrafo y se consideró un apartamiento temporal máximo de 1 h entre el dato simulado y el observado, pudiéndose comparar un cantidad de 16235 pares de valores. En la Figura 3.2 se muestra el diagrama de dispersión entre las Hs simuladas y observadas. El coeficiente de correlación lineal obtenido fue de 0.70 y prácticamente la totalidad de los pares comparados caen dentro del sector comprendido por las rectas con pendientes 0.5 y 2.

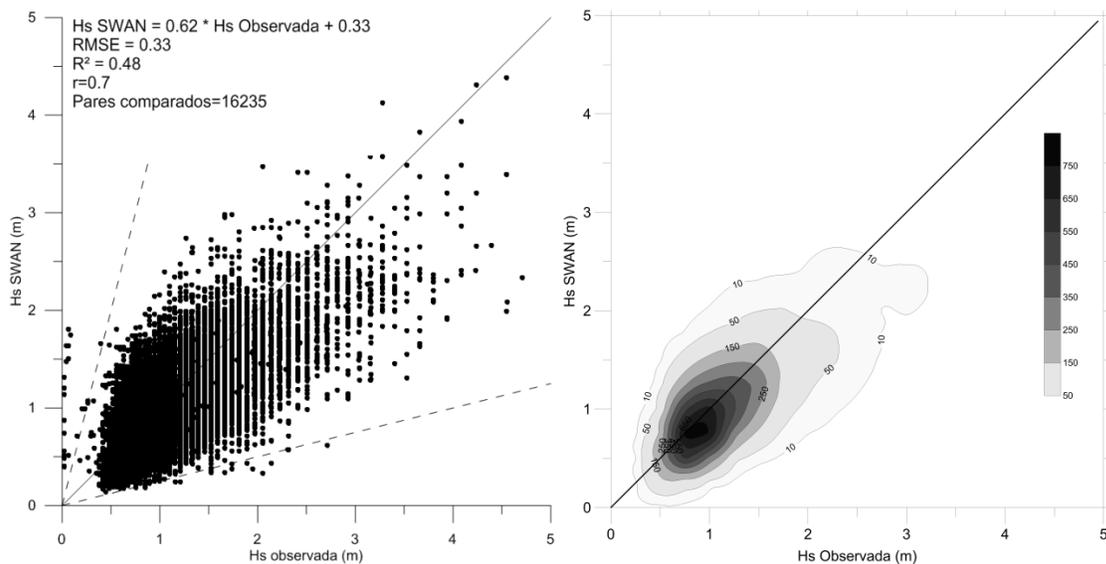


Figura 3.2: Diagrama de dispersión de Hs (observadas y simuladas) en el panel izquierdo y gráfico de contornos indicando la densidad de pares de Hs para el período 1996-2006 (panel derecho). La línea sólida corresponde a la recta con mejor ajuste (MMC) y las líneas de trazos, con pendientes 0.5 y 2, son incluidas como referencia.

En general, la validación correspondiente al período extendido fue buena, mostrando un ajuste levemente menor que el obtenido por Dragani et al. (2008). El ERCM fue 0.33 m, el índice de dispersión 0.29 y el *bias* obtenido de +0.10 m, indicando una ligera subestimación por parte del modelo.

3.3 El forzante atmosférico: Viento

Para obtener el clima de olas se debió forzar el modelo SWAN con vientos provenientes de reanálisis para un período de al menos 30 años. Los reanálisis son particularmente adecuados para la detección de cambios de largo período y han sido ampliamente utilizados por la comunidad científica (Hertzog et al., 2006). Particularmente, Martin et al. (2012) evaluaron la performance de cuatro de las bases de datos globales más usadas a nivel global como forzante de SWAN en el RdP exterior. Estas fueron NCEP/NCAR I (NCEP1) y NCEP/DOE II (NCEP2), desarrolladas por el National Centers for Environmental Prediction y el National Center for Atmospheric Research de USA, abarcando períodos que van desde 1948 y 1979 al presente, respectivamente. NCEP2 se basa en su predecesora, NCEP1, con actualizaciones en las parametrizaciones de los procesos físicos. La tercera base utilizada fue JRA-25, de la Japan Meteorological Agency, que cubre un período que se extiende desde 1979 hasta el presente, y asimila datos observacionales y satelitales de variadas fuentes. Por último, se utilizó el reanálisis ERA-Interim, de la European Center for Medium-Range Weather Forecast. Originalmente éste fue planificado como un reanálisis preparado para ser prontamente remplazado por la nueva generación de reanálisis ERA-40. Cada base fue utilizada como forzante de SWAN y el desempeño de cada una fue evaluado (Martin et al., 2012) usando parámetros estadísticos (Tabla 3.1) que cuantificaron el grado de ajuste entre los parámetros de olas observados y modelados (Hs, Tp y Dir). El análisis se realizó entre enero y diciembre de 2005, incluyendo un total de 3285 pares de parámetros.

Los coeficientes de determinación resultaron ser prácticamente similares para todas las bases y para los distintos parámetros de ola (entre 0.89 y 0.93). Se observó que todas las bases utilizadas tienden a subestimar (bias) Hs y Tp. Con referencia a Hs, el bias más bajo corresponde a la base ERA-Interim (0.22 m), sin embargo, el ERCM obtenido con esta base fue uno de los más altos (0.44 m). Para Hs los ERCM más bajos se obtuvieron con NCEP1 (0.16 m) y NCEP2 (0.19

m) y, para Tp y Dir, no mostraron grandes diferencias entre las distintas bases utilizadas. En términos generales, el desempeño de las cuatro bases utilizadas para forzar el modelo resultó satisfactorio, aunque los errores más bajos se obtuvieron con las bases de NCEP1 y 2.

Estimadores	Bias			ERCM			r ²		
	Hs (m)	Tp (s)	Dir (°)	Hs (m)	Tp (s)	Dir (°)	Hs (m)	Tp (s)	Dir (°)
NCEP/NCAR I	0.45	2.9	0	0.16	3.0	50	0.90	0.92	0.91
NCEP/DOE II	0.51	2.6	3	0.19	2.9	53	0.89	0.93	0.91
JRA-25	0.45	2.9	0	0.53	3.1	40	0.90	0.93	0.90
ERA-Interim	0.22	2.8	-2	0.44	3.1	53	0.93	0.93	0.92

Tabla 3.1: Bias, ERCM y coeficiente de determinación entre parámetros de ola observados y simulados con SWAN, forzado con distintas bases de reanálisis globales. Fuente: Martin et al. (2012).

Martin et al. (2012) también analizaron el comportamiento de los distintos reanálisis durante eventos severos (Figura 3.3). Para el caso estudiado (agosto, 2005) ningún reanálisis pudo captar completamente la severidad del evento, ya que todos ellos lo representaron de una manera más atenuada. NCEP2 fue el que mejor representó la severidad del episodio, no obstante, NCEP1 captó mejor los momentos previos al máximo.

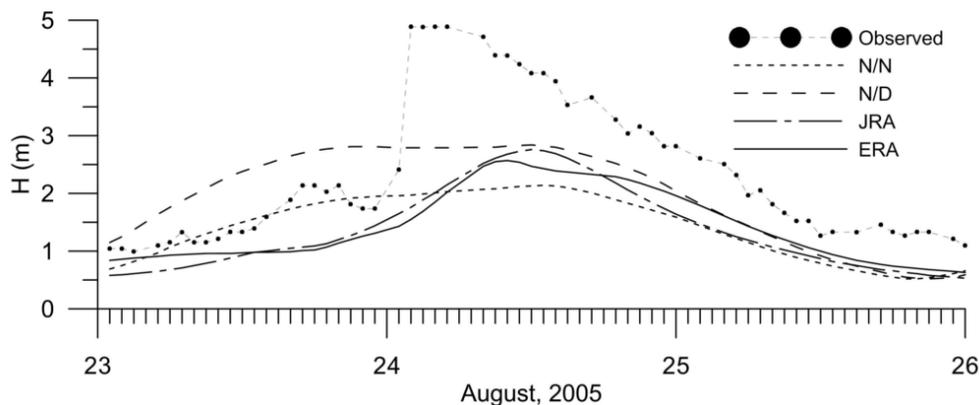


Figura 3.3: Evento severo (agosto de 2005) observado por el ológrafo y simulado con las cuatro bases globales. Fuente: Martin et al. (2012).

La performance del reanálisis global de alta resolución Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) - un modelo mejorado con resoluciones más finas y un esquema de asimilación más avanzado - también fue evaluado en la región (Pescio et al., 2015). Dichos autores estimaron las tendencias de la intensidad del viento utilizando dos reanálisis globales (NCEP1 y CFSR) y compararon sus resultados con las observaciones satelitales. Concluyeron que las tendencias encontradas con NCEP1 se comparan mejor con las estimadas de datos satelitales, que las tendencias computada de la base CFSR. Por lo tanto, Pescio et al. (2015) concluyen que NCEP1 constituye una base de reanálisis apropiada para el estudio del cambio del clima de viento en la región.

Algunos reanálisis globales han mostrado mejoras sustanciales a partir de la asimilación de datos satelitales (posterior a 1978). Bromwich & Fogt (2004) obtuvieron que NCEP1 conservó su performance en áreas donde existe una buena densidad de datos. Cox & Swail, (2001) aconsejan tomar con prudencia las tendencias de largo período obtenidas con NCEP1 y recomiendan su uso para la evaluación del clima de olas, su tendencia y su variabilidad fuera de percentil 99, contrastando los resultados con observaciones homogéneas. Por todo lo antedicho, en esta tesis se adoptó NCEP1 como forzante del modelo SWAN.

3.4 Extensión y resolución del dominio computacional

Dragani et al. (2008) realizaron un conjunto de experimentos numéricos desde un dominio más pequeño (C) hasta uno más grande (B) (Tabla 3.2), pasando por diversas grillas intermedias. Se utilizó NCEP1 como forzante y los distintos dominios fueron anidados (incluidos) en uno oceánico (A) el cual le proporcionaba las condiciones en los bordes abiertos (Figura 3.4). Es decir, se ejecutó SWAN desde un dominio menor pero con mayor resolución (C) hasta uno mayor pero con menor resolución (B), todos anidados en uno oceánico (A) y se compararon los resultados de las simulaciones contra las observaciones de campo.

Dominio	Límites	Nodos	Resolución (Lon x Lat)
A	20° E a 70° W; 15° S a 65° S	128 x 92	0.71° x 0.55°
B	40.4° W a 65.4° W; 29.7° S a 42.2° S	100 x 70	0.25° x 0.18°
C	54.5° W a 58.6° W; 33.7° S a 36.4° S	187 x 90	0.03° x 0.03°

Tabla 3.2: Dominios y resoluciones estudiados por Dragani et al. (2008).

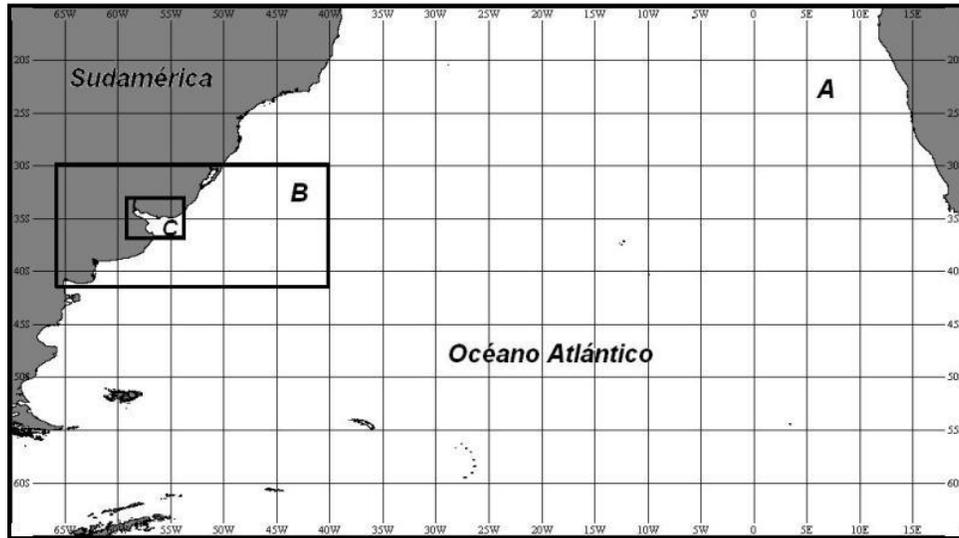


Figura 3.4: Dominios analizados por Dragani et al (2008).

Los experimentos numéricos realizados por Dragani et al. (2008) revelaron que el ERCM de Hs se reduce gradualmente a medida que aumenta la extensión del dominio, es decir, cuando se pasa gradualmente de C a B. Luego de varias simulaciones concluyeron que la grilla con mejores resultados en la validación corresponde a una más extensa (con menor resolución espacial). Los resultados mostraron que con el aumento de la resolución espacial no se mejoraban los resultados de las simulaciones. La explicación de esto puede estar dada, por un lado, por la baja resolución del forzante y, por el otro, por la baja resolución batimétrica disponible. Las características del dominio elegido se presentan en la Tabla 3.3.

Se estudió la sensibilidad de los resultados ante la inclusión de condiciones de borde al dominio B provenientes del A. Se obtuvo que las diferencias entre los resultados, anidando y sin anidar, fueron prácticamente nulas. En consecuencia, se concluyó que el dominio B (Tabla 3.3) es lo suficientemente extenso como para

producir campos de olas realistas en el RdP exterior sin imponer condiciones de contorno en los bordes abiertos del recinto. Esto indicaría que el mar de fondo (“*swell*”) proveniente desde el exterior del dominio utilizado sería prácticamente despreciable.

Características del dominio elegido	
Origen	65.418° W; 42.203° S
Extensión total, en longitud	25.01°
Extensión total, en latitud	12.45°
Cantidad de celdas, en longitud	99
Cantidad de celdas, en latitud	69
Tamaño de celda, en longitud	0.25°
Tamaño de celda, en latitud	0.18°

Tabla 3.3: Características del dominio utilizado para el modelo SWAN.

3.5 Selección de nodos

En esta Tesis se utilizó la arquitectura de modelado descrita por Dragani et al. (2008) con el forzante NCEP1. Las salidas del modelo para el período 1971-2004 ya estaban disponibles de estudios anteriores. En el marco de esta tesis se extendieron las simulaciones hasta el 2012, disponiéndose así de simulaciones homogéneas para el período 1971-2012. Se contó entonces con cuatro campos diarios grillados de Hs, Tp y Dir correspondientes a las 0, 6, 12, 18 h (huso=0). Primeramente, para caracterizar el clima de olas costero de la bahía Samborombón se escogieron los nodos de la grilla computacional más cercanos a la costa (panel izquierdo Figura 3.5). Como se observa en la figura, algunos nodos resultaron muy cercanos a la costa, por ejemplo el 4 y el 9, mientras que otros estaban bastante alejados de la misma, como el 1 y el 11.

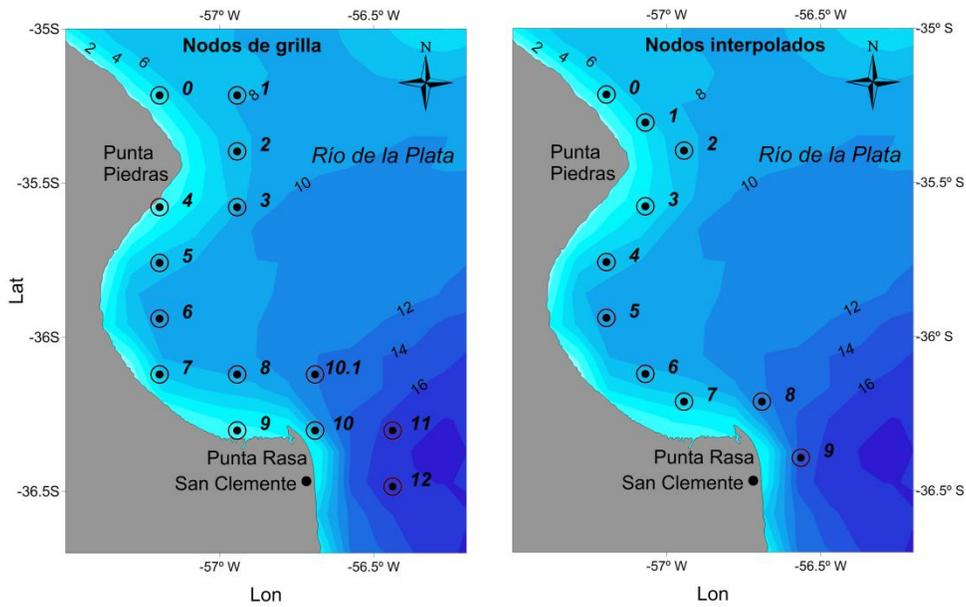


Figura 3.5: Sitios elegidos preliminarmente coincidente con nodos costeros de la grilla computacional (panel izquierdo) y sitios costeros definitivos obtenidos mediante interpolación bilineal (panel derecho). Contornos batimétricos en m.

En consecuencia, las series de parámetros de ola obtenidas en estos sitios resultaban ser muy disímiles debido a que los sitios tenían profundidades muy distintas. Para solucionar esto, se realizó una interpolación bilineal entre nodos de la grilla regular y se obtuvieron sitios ubicados equi-espaciadamente respecto de la línea de costa. La ubicación de los nodos resultantes se presentan en el panel derecho de la Figura 3.5.

3.6 Validación del modelo en aguas costeras

Dado que el modelo reprodujo satisfactoriamente el oleaje en la boca del RdP (olígrafo), se estudió aquí su performance en los sitios costeros determinados con las observaciones satelitales, aunque es bien reconocida en la comunidad científica la dificultad intrínseca que posee el uso de estas mediciones cercanas a la costa (Durrant et al., 2009; Mercier et al., 2010; Queffeulou, 2004; Shaeb et al., 2015). No obstante, dados los buenos resultados obtenidos en la validación realizada entre el olígrafo y los datos satelitales en la boca del RdP (Capítulo 2), los datos altimétricos disponibles cercanos a la costa se compararon con las

salidas del modelo (período: 1991-2012). Dada la proximidad de la costa se adoptó una ventana espacial de radio 10 km alrededor de cada nodo. Para compensar esta restricción espacial se amplió la ventana temporal de ± 2 h (Figura 3.6). Por último, en el caso en que más de un dato satelital cumpliera con estas condiciones, se eligió el más lejano de la costa. Para este análisis se eligió el nodo 2, por estar cerca de un cruce de trazas satelitales, y el nodo 4 porque es representativo del interior de la bahía.

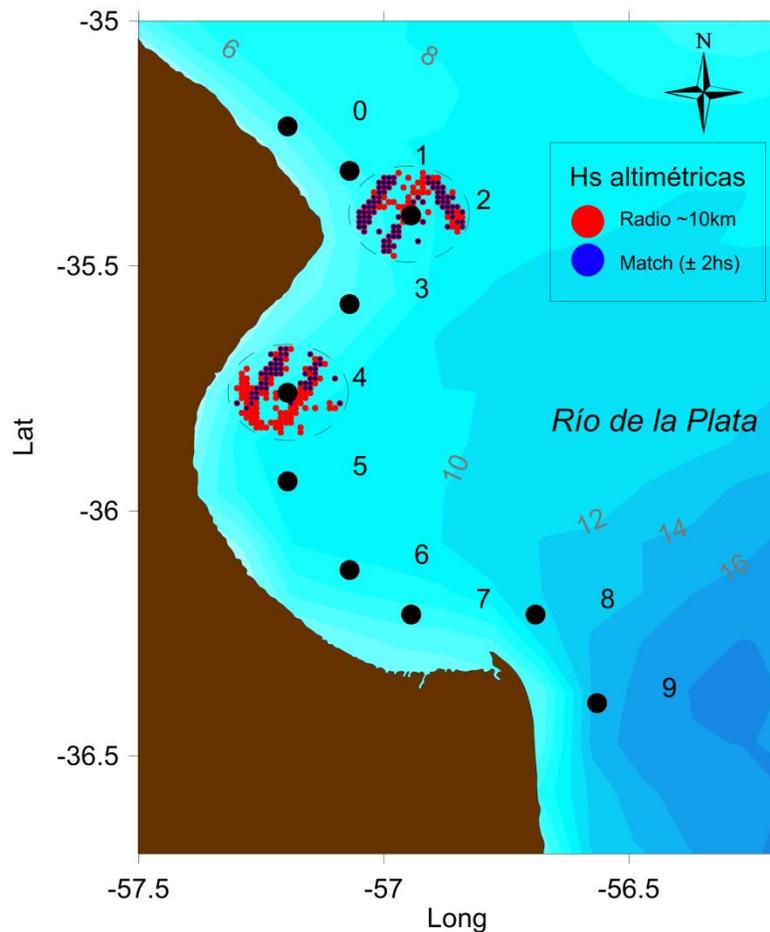


Figura 3.6: Distribución espacial de Hs altimétrica utilizadas para la comparación con las Hs simuladas en los nodos 2 y 4. Contornos batimétricos en m.

En el Figura 3.6, se observan los dos nodos utilizados en la comparación, destacándose un círculo de radio 10 km centrado en cada uno. En rojo se indican todas las observaciones altimétricas del período 1991-2012, y en azul, las observaciones que se encuentran ± 2 h respecto de las salidas del modelo.

Con los criterios espacio-temporales adoptados (radio de 10 km y ventana de ± 2 h) se obtuvieron 378 pares de datos alrededor del nodo 2 y 165 del nodo 4. La Hs alimétrica resultó ser el doble, o aún más, que la simulada (Figura 3.7). En el nodo 4 la Hs modelada tiene una media de 0.31 m y la satelital 0.67 m y, en el nodo 2, la Hs modelada presenta un valor medio de 0.29 y la altimétrica de 0.74 m.

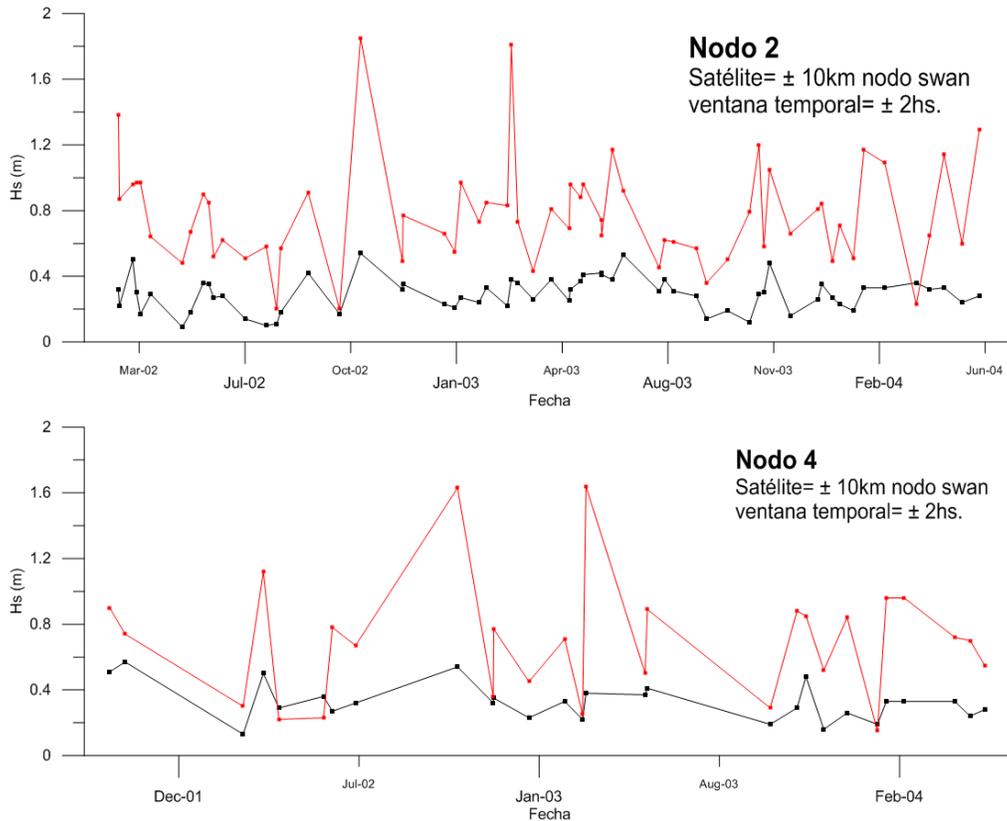


Figura 3.7: Detalle de la comparación entre Hs satelital (rojo) y Hs simulada (negro), período: diciembre 2001 - febrero 2004, para el nodo 2 (panel superior) y el nodo 4 (panel inferior).

Los resultados obtenidos de la comparación fueron bastante similares en ambos nodos. Se obtuvieron coeficientes de determinación muy bajos (~ 0.2) y pendientes de 0.13 para las rectas provenientes del ajuste lineal obtenidas mediante el MMC. En la Figura 3.8 se presenta el diagrama de dispersión entre los pares de Hs altimétrica y modelada. Como resultado general entre la comparación de Hs satelitales y modeladas se aprecia una sobreestimación por parte del altímetro.

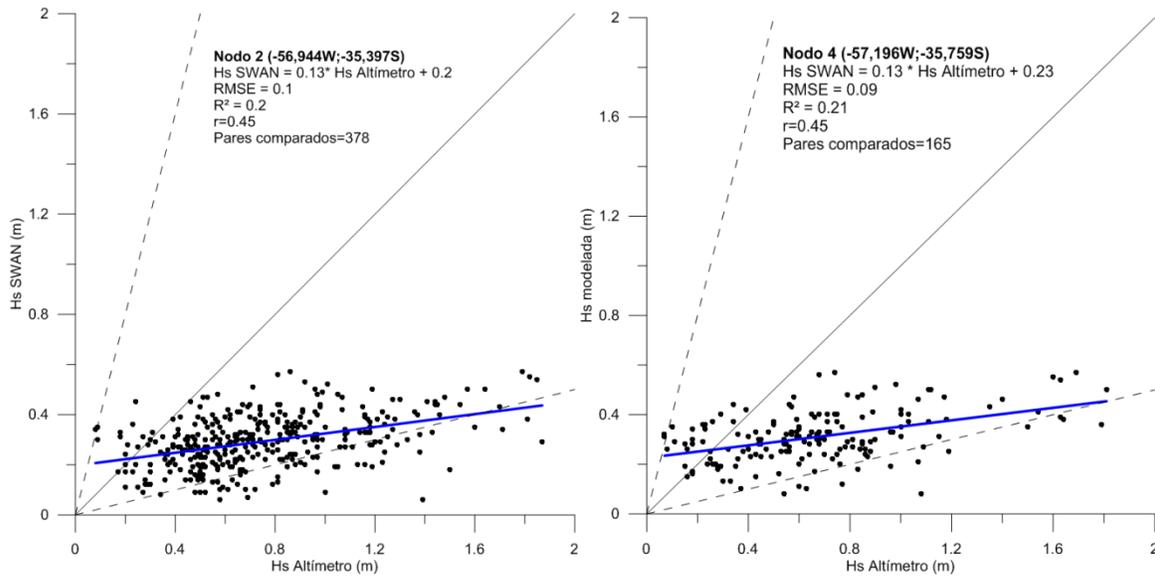


Figura 3.8: Diagrama de dispersión entre Hs altimétricas y modeladas para los nodos 2 (panel izquierdo) y 4 (panel derecho). En azul se incluye la recta obtenida mediante el MMC.

Con el objeto de corroborar que la sobrestimación satelital es espuria y causada por la cercanía de la costa, se compararon las Hs simuladas con las altimétricas en la boca del RdP para todo el período disponible de datos satelitales (1991-2012). Para este estudio se adoptaron los mismos criterios utilizados en el capítulo anterior, es decir, un radio de 40 km y una ventana temporal de ± 1 h. De este modo, resultaron 378 pares de datos para ser comparados. En el Figura 3.9 se observan los datos altimétricos dentro de un círculo de radio de 40 km (en rojo), destacándose (en azul) los que coincidieron en ± 1 hora. Sí más de un dato altimétrico cumplían con ambos criterios, se optó por seleccionar el dato más cercano al nodo.

La comparación entre los resultados del modelo y los datos satelitales (1991-2008) resultó similar a la comparación descrita entre los resultados del modelo y las observaciones del olígrafo (1996-2006), obteniéndose un coeficiente de correlación lineal de 0.66, uno de determinación de 0.44 y un ERCM de 0.35 (Figura 3.10). Se testeó si el radio de la ventana espacial tenía algún impacto en la comparación entre alturas modeladas y altimétricas. Se ensayaron radios de 35, 20 y 10 km pero no se observaron cambios significativos.

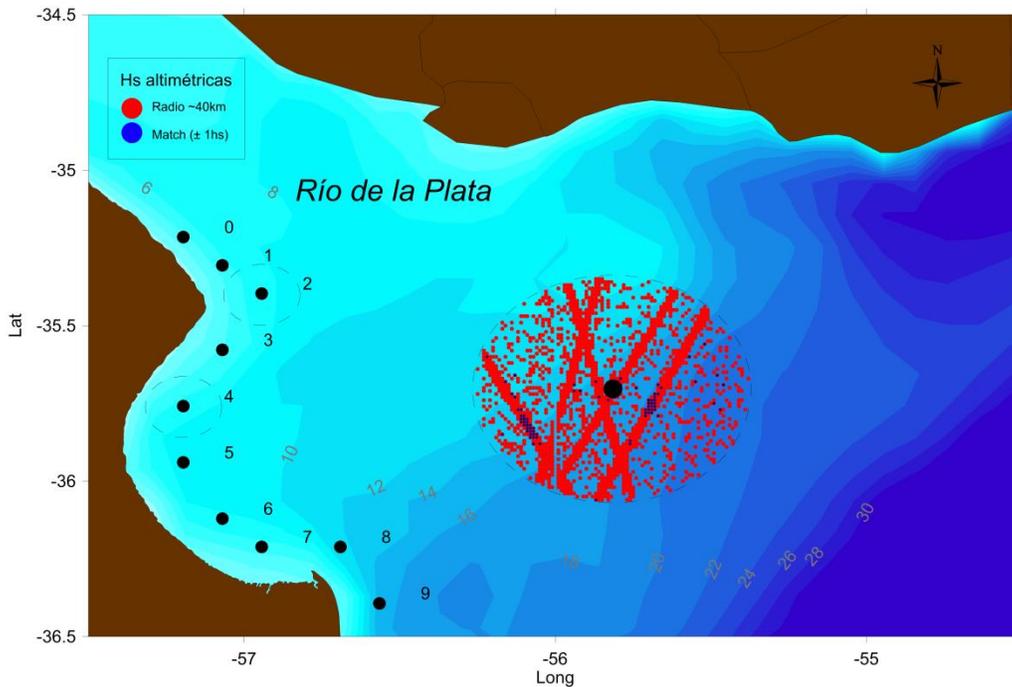


Figura 3.9: Comparación entre Hs altimétricas y simulados en la boca del RdP. En rojo se indican todos los datos disponibles y en azul los que cumplen con los criterios espacial y temporal.

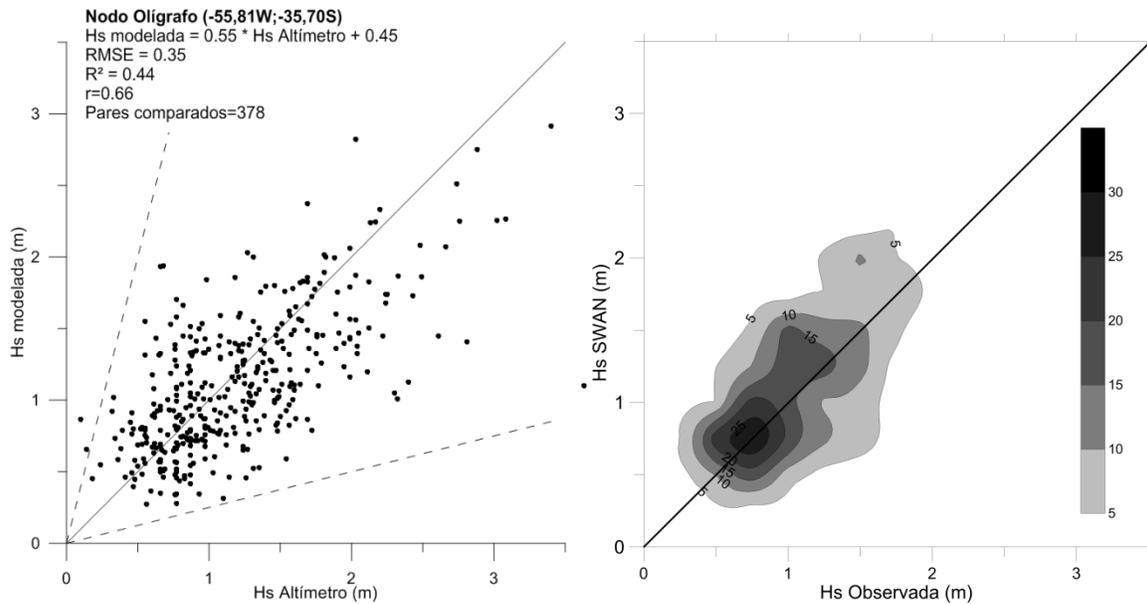


Figura 3.10: Diagrama de dispersión (panel izquierdo) de Hs altimétrica y modelada para la boca del RdP y gráfico de contornos indicando la densidad de pares de Hs (panel derecho) para el período 1991-2012. La línea sólida corresponde a la recta con mejor ajuste (MMC) y las líneas de trazos, con pendientes 0.5 y 2, son incluidas como referencia.

En la Figura 3.11 se presenta un detalle de la comparación entre Hs satelitales y modeladas en la boca del RdP (período: septiembre 2001 - agosto 2003). En general se puede observar el modelo reproduce satisfactoriamente las Hs obtenidas por el satélite.

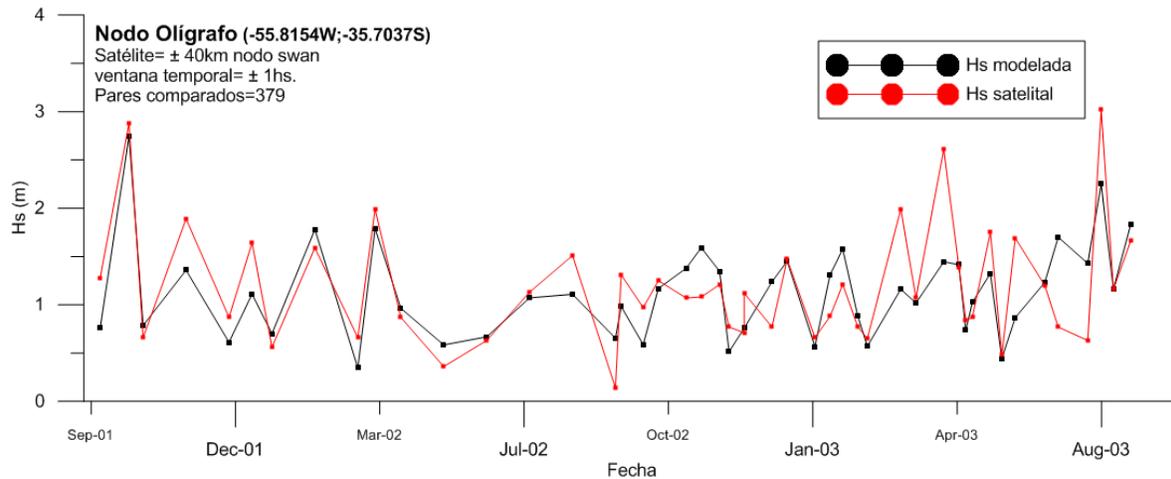


Figura 3.11: Detalle de la comparación entre Hs satelitales y modeladas en la boca del RdP (período: septiembre 2001 - agosto 2003).

Los resultados obtenidos en esta Tesis referidos a la comparación entre las simulaciones del modelo y los datos altimétricos cercanos a la costa son concordantes con lo reportado en la bibliografía disponible. Por, ejemplo, Mercier et al. (2010) mencionan que las mediciones satelitales cercanas a la costa son muy poco confiables debido a las pobres correcciones geofísicas y a la contaminación de la señal reflejada atribuida a presencia de topografía costera en la huella satelital. Estos autores afirman que los altímetros suelen ser perturbados hasta unos 10 km de la costa, mientras que los radiómetros hasta 50 km. Finalmente, señalan, que es común que la contaminación asociada a esa medición altimétrica provoque un muestreo de condiciones de olas con mayor altura a la existente (Durrant et al., 2009; Gommenginger et al., 2011; Woolf et al., 2002), tal como fuera obtenido en el presente estudio.

Existen esfuerzos a nivel mundial realizados por distintos grupos de investigación con la intención de sacarle provecho a las valiosas series de datos satelitales

costeros. El proyecto PISTACH del Centro Nacional de Estudios Espaciales Francés (CNES) o el proyecto COASTALT desarrollado en la Agencia Europea Espacial (ESA) lograron buenos resultados a través del método de "*re-tracked*". Este método permite ajustar parcialmente la onda recibida (del pulso emitido por el altímetro) a un modelo distinto al usado en el océano abierto, separando de la huella satelital la señal del océano de la reflejada por la tierra. El único antecedente regional es en el Golfo San Matías (Patagonia, Argentina). Ruiz-Etcheverry et al. (2015) y Lago et al. (2017) obtuvieron buenos resultados en la validación de datos de anomalías del nivel de mar, entre datos satelitales y observaciones. En el RdP no se dispone de antecedentes sobre este tema.

3.7 Conclusiones parciales

Con referencia al forzante del modelo (vientos), los antecedentes disponibles indican que la base global de reanálisis de NCEP/NCAR I es la más apropiada para el estudio del clima de viento, siendo la más utilizada a nivel global (Pescio et al., 2015). Simionato et al. (2006) concluyeron que NCEP/NCAR I reproduce apropiadamente las direcciones del viento observadas en el RdP mientras que tiende a subestimar la intensidad del viento, particularmente durante condiciones de débil intensidad. Por esta razón, en este trabajo se adoptó la misma corrección al coeficiente de arrastre del viento implementada por Simionato et al. (2006).

Dragani et al. (2008) validó el modelo SWAN (período: 1999-2000) forzado con NCEP/NCAR I, utilizando observaciones obtenidas con un olígrafo fondeado en la boca del RdP. Para la presente Tesis la validación se extendió al período completo de datos del olígrafo (1996-2006). Se obtuvo un coeficiente de correlación lineal de 0.7, un ERCM (0.33 m) inferior al obtenido por Dragani et. al (2008) y una muy leve subestimación del modelo frente a las observaciones (bias: +0.10 m). D'Alpaos et al. (2009) señalan que la profundidad local instantánea (es decir, considerando el efecto de la marea y de la ODT) es crucial para modelar el campo de olas en ambientes someros. Dichos autores indican que, aunque todos los modelos existentes presentan alguna deficiencia en la simulación del campo de

olas en dominios tan específicos como los estuarios, el modelo SWAN es uno de los más promisorios. La comparación entre los resultados del modelo y los datos satelitales en la boca del RdP (período: 1991-2008) resultó similar a la alcanzada con las observaciones del olígrafo (1996-2006), obteniéndose un coeficiente de correlación lineal de 0.66, uno de determinación de 0.44 y un ERCM de 0.35 m. De esta manera, las simulaciones realizadas con el modelo SWAN (período: 1971-2012) fueron satisfactoriamente validadas en la boca del RdP con toda la información posible: observaciones del olígrafo (1996-2006) y datos satelitales (período: 1991-2008).

Se compararon las Hs simuladas en aguas costeras de la bahía Samborombón con datos satelitales y se obtuvo una sobreestimación significativa por parte del altímetro. Se concluyó que dicha amplificación es espuria y causada por la cercanía de la costa. Esto concuerda con lo obtenido por diferentes autores (Durrant et al., 2009; Gommenginger et al., 2011; Woolf et al., 2002) quienes señalan que la contaminación de los datos satelitales producida por la cercanía de la costa provoca condiciones de olas con mayor altura que la existente.

4 Cambio de la línea de costa en la bahía Samborombón

4.1 Introducción

La línea de costa es la interface dinámica (física y ecológica), que separa los procesos energéticos oceánicos, de los continentes. Su evolución está sujeta a variados factores y se puede simplificar a grandes rasgos mediante dos desplazamientos: los horizontales y verticales (Codignotto, 1997). Los procesos de retroceso costero han sido analizados extensamente en el mundo, principalmente por el riesgo que conlleva para los distintos usos de la tierra lindante. En las costas de los estuarios, que suelen ser ambientes más protegidos de los fenómenos energéticos que se dan en mar abierto, también se han observado procesos erosivos.

La pérdida de humedales costeros, como las marismas, parece ser una de las consecuencias del cambio del clima en donde se generan nuevos ambientes que se van ajustando a los efectos de largo plazo (Nicholls, 2011). Estas marismas (o planicies de marea vegetadas) experimentan un delicado equilibrio entre la erosión lateral de sus márgenes y la evolución vertical, esta última como resultado de la deposición de sedimentos, la erosión de la superficie y el aumento relativo del nivel del mar (Marani et al., 2011). El aumento del nivel del mar modifica el equilibrio vertical del sistema generando la necesidad de mayores cantidades de sedimentos para lograr el equilibrio vertical para su supervivencia (Ganju et al., 2017b).

La pérdida de superficies de marismas a través de la erosión de sus bordes ha sido observado en distintos lugares del mundo (Cowart et al., 2010; Day et al., 1998; Downs et al., 1994; Fagherazzi et al., 2013; Marani et al., 2011; McLoughlin et al., 2015; Ravens et al., 2009; Schwimmer, 2001; Wolters et al., 2005; Wray et al., 1995). En estos trabajos se han realizado esfuerzos para explicar procesos,

definir los factores actuantes, y cuantificar el cambio de posición de la línea de costa para, finalmente, poder realizar pronósticos sobre su evolución.

El mecanismo erosivo causado por la acción del oleaje sobre la escarpa que representa el borde de la marisma también ha sido explicado en diversos trabajos (Francalanci et al., 2013; Leonardi & Fagherazzi, 2015, 2014; Marani et al., 2011; Schwimmer, 2001; van de Koppel et al., 2005). Se ha demostrado que el efecto de las olas puede desencadenar un deterioro de la marisma aún en ausencia del aumento del nivel del mar (Fagherazzi et al., 2013; Mariotti & Fagherazzi, 2013b). Aunque, por otro lado, la erosión también ha sido descrita como una de las etapas de la evolución autocíclica del crecimiento de la marisma (Allen, 1989; Singh Chauhan, 2009; Van der Wal et al., 2008).

4.2 Antecedentes en la zona de estudio

En algunos sitios de la bahía Samborombón está bien documentada la pérdida de terreno costero, con un retroceso del borde del micro-acantilado (escarpa) que en promedio es de 0.8 m/año (Codignotto et al., 2012). Estos autores señalaron que la erosión es diferencial, siendo en algunos sitios más pronunciada que en otros. Los únicos sitios de la bahía en donde la acreción es manifiesta son las bocas de los arroyos y ríos canalizados, en donde ellos depositan el exceso de agua y sedimentos finos provenientes de la pampa deprimida (Codignotto & Kokot, 2005). Dichos autores señalan que dicha acreción no es significativa ni generalizada, y que se encuentra limitada a las zonas de descarga de estos canales. Por otro lado, Violante & Cavallotto (2004) observaron marismas en la zona de Punta Rasa que, en una escala temporal corta, transitan por dos procesos simultáneos y antagónicos: el de erosión y el de acreción. Aunque sostienen que, en una escala más larga, la evidencia morfo-estratigráfica indica un dominio de los procesos de progradación a través del llenado progresivo de la bahía durante los últimos 6000 años. Más recientemente, Dragani et al. (2014) estudiaron la variabilidad espacio-temporal del extremo distal de la espiga de barrera arenosa en Punta Rasa mediante el análisis de cinco imágenes satelitales Landsat TM (resolución: 30 m)

obtenidas entre los años 1987 y 2011 (Figura 4.1). En la secuencia de imágenes se observa claramente el descabezamiento del extremo distal de dicha espiga. En el otro extremo de la bahía, entre Punta Indio y Punta Piedras, Bértola (1995) cuantificó la erosión en 0.8 m/año mediante la comparación de imágenes SPOT HRV y mapas digitalizados del IGM (Instituto Geográfico Militar, actual IGN: Instituto Geográfico Nacional) analizando el período (aproximado) 1955-1995.

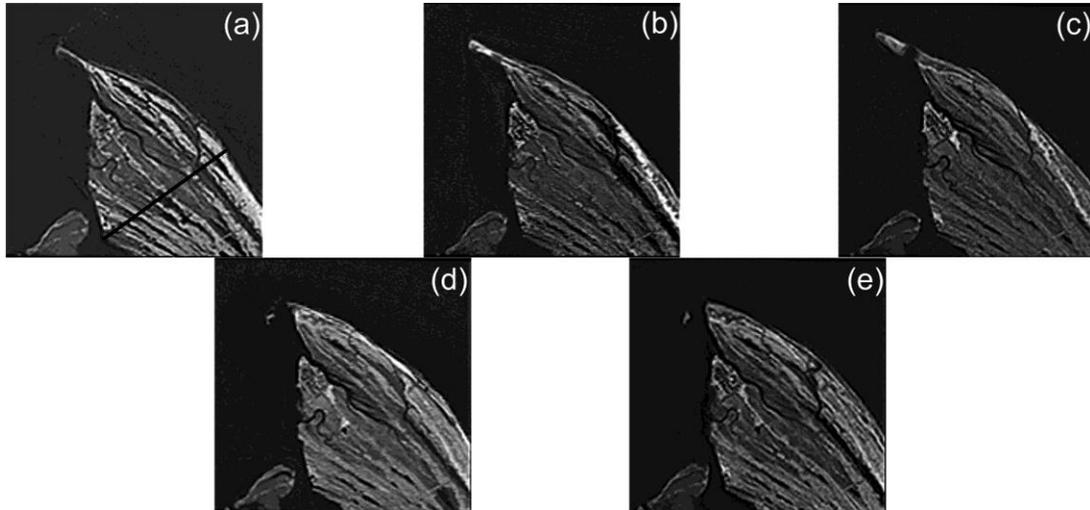


Figura 4.1: Secuencia de imágenes Landsat en el extremo distal de la espiga Punta Médanos-Punta Rasa: (a) 11/11/1987, (b) 4/5/1994, (c) 21/10/2001, (d) 29/9/2007 y (e) 8/10/2011. Adaptada de Dragani et al. (2014).

Sin embargo, Bértola (1995) también observó signos de progradación de la marisma al S de Canal 15 (~1 m/año) y al S del Canal 1 (~6 m/año), y argumenta que existe un proceso de sedimentación que genera un continuo avance de las marismas y planicies de gramíneas sobre la planicie de marea. Posteriormente, Lamaro et al. (2009) utilizaron imágenes Landsat 5 TM, Spot Pan y SAC-C (resolución: 10-175 m), y mapas topográficos para construir un mosaico de la bahía Samborombón. En la rectificación de las imágenes estos autores asumen un error variable que oscila entre 7.5 a 130 m. Los resultados obtenidos (período: 1968-1994) indican que la costa al N de la bahía es estable mientras que, en el centro de la misma, cuantificaron una progradación promedio de ~16 m/año, identificando este avance en forma de islas frente a la marisma. Más recientemente, Tosi et al. (2013) a través del análisis de imágenes Landsat 1, 2, 5

y 7 (con los sensores TM, MSS y ETM) con resoluciones espaciales comprendidas entre 15 y 60 m, estimaron una progradación de ~21 m/año en el centro de la bahía y, al igual que Lamaro et al. (2009), no observaron cambios en el sector N (período: 1975-2006). En el sector S de la bahía describen un retroceso de algunas decenas de metros durante el período analizado (31 años).

Los antecedentes sobre la estabilidad de la costa en la bahía Samborombón son muy disímiles, los estudios corresponden a sitios y períodos temporales diferentes, y las metodologías utilizadas por los distintos autores no son iguales y fundamentalmente basadas en imágenes y en material histórico. Por lo tanto, para obtener conclusiones fehacientes sobre la tendencia actual de la costa de la bahía Samborombón resulta necesario aplicar una metodología estandarizada (Hapke et al., 2010), robusta y basada, por un lado, en imágenes y fotografías aéreas históricas pero, fundamentalmente, en mediciones “*in situ*” obtenidas durante tareas de campo específicas.

4.3 Evolución de la línea de costa: monitoreo “*in situ*”

En el 2010 se inició el monitoreo sistemático de la evolución del borde de la escarpa en tres sitios de la bahía Samborombón. Los sitios seleccionados fueron Canal 1, Estancia Juan Gerónimo y Punta Piedras (Capítulo 2).

4.3.1 Canal 1 (General Conesa)

El Canal 1 (Gral. Conesa) se localiza en el centro-sur de la bahía (Figura 4.2) siendo éste uno de los sitios en donde la planicie de marea elevada es más ancha (20 km aproximadamente) y en donde la escarpa es más alta, alcanzando ~1 m desde la planicie de marea actual hasta su borde.



Figura 4.2: Canal 1 (Gral. Conesa). Imagen de la escarpa y de la planicie de marea (abril de 2015).

El aspecto del borde de la planicie elevada es propio de una geoforma erosiva activa. Se aprecia una escarpa bien marcada, una cuña en su base y vegetación (gramíneas y spartina spp) con una densa red de raíces colgando desde la parte superior. Los sedimentos predominantes fueron determinados como arcilla limosa, según la clasificación de Shepard, y sus parámetros estadísticos indican una pobre selección (Bértola, 1995).

El mecanismo erosivo observado se adapta al modelo descrito por Schwimmer, (2001) en Rehoboth Bay (Delaware, USA), detallado también en otros trabajos experimentales mediante modelaciones numéricas (Bendoni et al., 2016; Francalanci et al., 2013; Mariotti & Fagherazzi, 2010). Según este mecanismo las olas socavan la base de la escarpa y, debido a la rigidez de la densa capa de raíces de la vegetación la parte superior queda colgando. Finalmente, a medida que avanza la erosión de la base, la capa superior (vegetación y raíces) cede y cae sobre la planicie de marea al pie de la escarpa. En todas las tareas de campo realizadas en este sitio se evidenció este proceso erosivo, donde la vegetación desprendida de la marisma se encontraba sobre la planicie de marea actual, o colgando de la capa superior de la marisma mediante las raíces (Figura 4.3).



Figura 4.3: Imágenes ilustrativas del mecanismo erosivo que se viene desarrollando en Canal 1.

Mediante un análisis basado en una regresión lineal sobre los datos obtenidos en el campo se obtuvo una tasa de retroceso de 0.66 ± 0.20 m/año en Canal 1 (Figura 4.4). El retroceso total registrado desde 2010 hasta 2017 fue 5.6 m. Sobre la base de apreciaciones visuales obtenidas durante las once campañas realizadas se ha observado que el retroceso de la línea de costa es bastante homogéneo en este sector de la bahía.

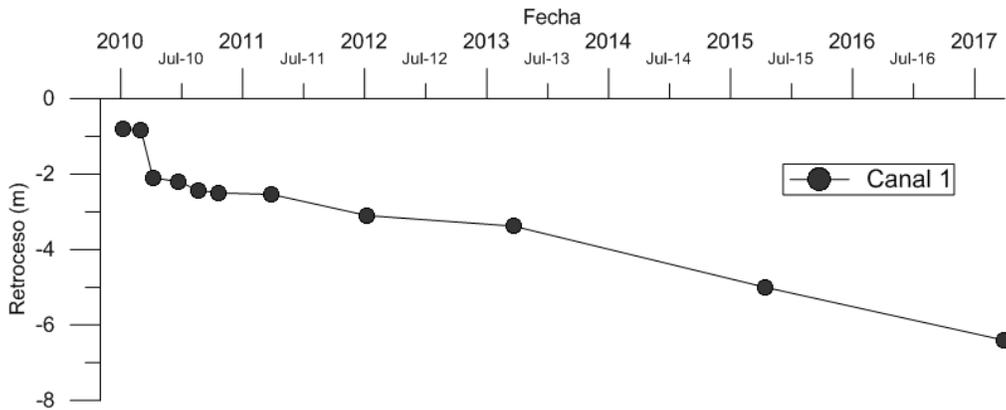


Figura 4.4: Distancia entre el borde de la escarpa y la estaca (punto fijo) en Canal 1.

4.3.2 Estancia Juan Gerónimo

La Estancia Juan Gerónimo está ubicada en el sector N de la bahía Samborombón (Figura 4.5). En esta zona la vegetación es más densa y está dominada por *Spartina alterniflora*. La costa del RdP presenta una escarpa prácticamente vertical, un poco más baja que la observada en Canal 1 (~0.60 m). Aquí, el ancho de la planicie de marea elevada alcanza aproximadamente los 2 km, desde los cordones litorales hasta la planicie de marea actual.

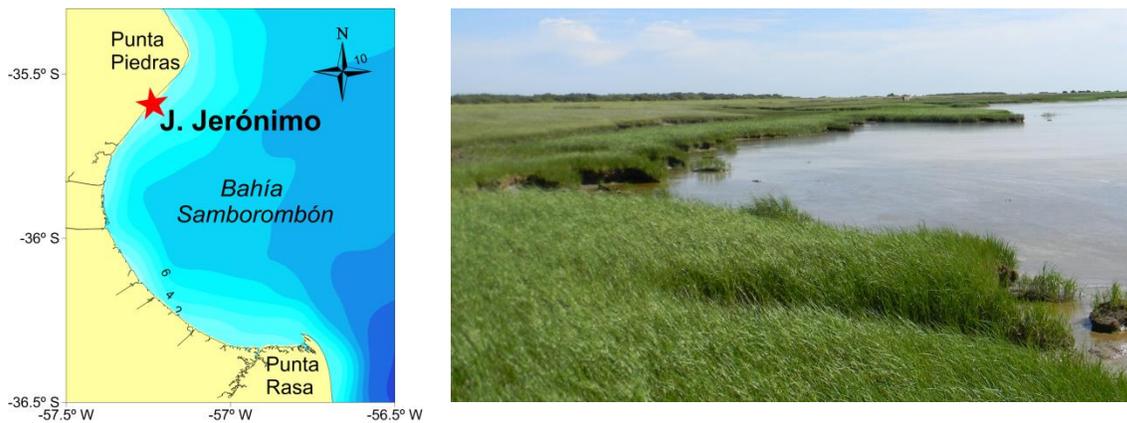


Figura 4.5: Estancia Juan Gerónimo. Imagen de la escarpa y de la planicie de marea (enero de 2013).

En este sector de la costa la capa o alfombra de vegetación siempre se observó colgando de la escarpa. A través de las sucesivas salidas de campo se pudo constatar una línea de costa de contorno en zigzag, en donde suelen alternarse

entradas y salientes en una escala espacial del orden de los 5 m (Figura 4.6). En este caso, la secuencia erosiva también se ajusta a uno de los estilos de retroceso descrito por Schwimmer (2001) en Rehoboth Bay (Delaware, USA), por (McLoughlin, 2010) en Virginia y por Leonardi et al. (2015).



Figura 4.6: Imágenes que evidencian rasgos de un ambiente costero sujeto a procesos de erosión y la presencia de una costa tipo “serrucho” en Estancia Juan Gerónimo.

La tasa de retroceso estimada mediante la regresión lineal aplicada a los datos medidos en el campo resultó la más alta de los tres sitios relevados, alcanzando 1.26 ± 0.20 m/año (Figura 4.7). El retroceso total durante el período monitoreado fue de 7.85 m (abril 2010 a septiembre 2015). Es importante mencionar que en 2012 las mediciones no se realizaron debido a la pérdida del punto fijo.

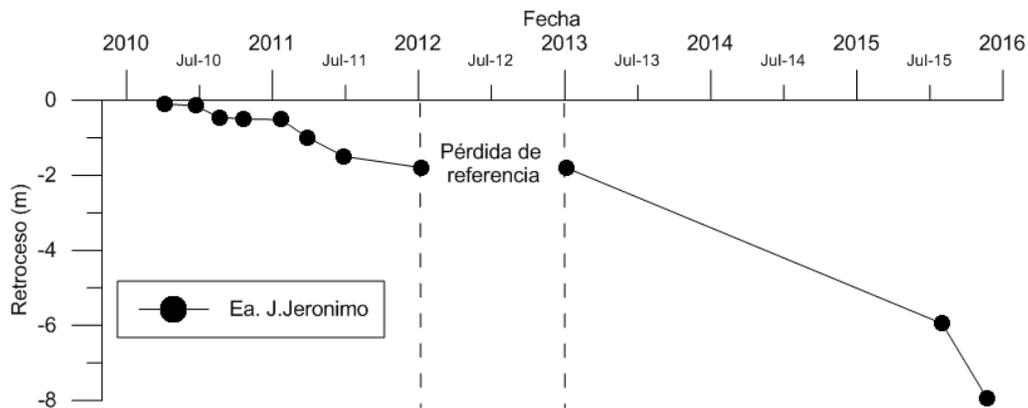


Figura 4.7: Distancia entre el borde de la escarpa y la estaca (punto fijo) en Estancia Juan Gerónimo.

4.3.3 Punta Piedras

Este sitio de monitoreo se ubica en el extremo N de la bahía (Figura 4.8). La vegetación está compuesta principalmente por “Paja Brava” (*Panicum prionitis*) y *Sarcocornia spp* y por algunos Talas, Duraznillos y Ceibos. La costa está constituida principalmente por antiguos sedimentos consolidados y, en consecuencia, es más resistente a la erosión que los otros sitios de la bahía (J. O. Codignotto et al., 2012).

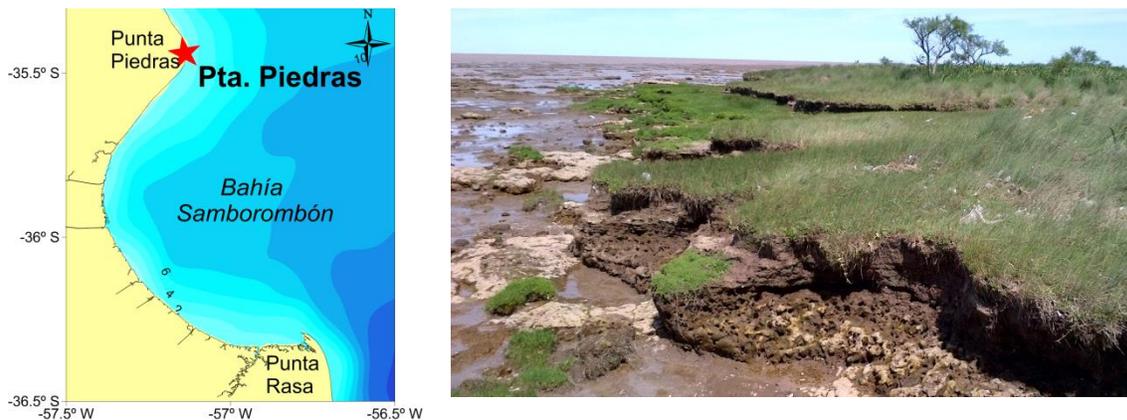


Figura 4.8: Punta Piedras. Imagen de la escarpa y de la planicie de marea (noviembre de 2015).

En este sector de la bahía la escarpa no supera los 0.8 m de altura. El sedimento está formado por arcillas y arenas limosas, observándose además afloramientos de tosca en forma de planchones aislados (Bértola, 1995). Al pie de la escarpa se

observa una cuña bioturbada por la presencia de cangrejos (Figura 4.9). Al igual que en Juan Gerónimo se aprecia una configuración erosiva dentada de retroceso, donde se observaron hendiduras en pocos metros de separación y salientes con la capa de vegetal erosionada.



Figura 4.9: Imágenes que evidencian rasgos de un ambiente costero sujeto a procesos de erosión en Punta Piedras

En Punta Piedras, la tasa de retroceso de la costa fue la menor de los tres sitios monitoreados. La regresión lineal practicada sobre los datos medidos en el campo dio un retroceso de 0.38 ± 0.02 m/año (Figura 4.10). Esta reducción en la tasa de retroceso puede deberse a la mayor consolidación de los sedimentos. El retroceso total medido entre 2010 y 2016 fue de 2.25m.

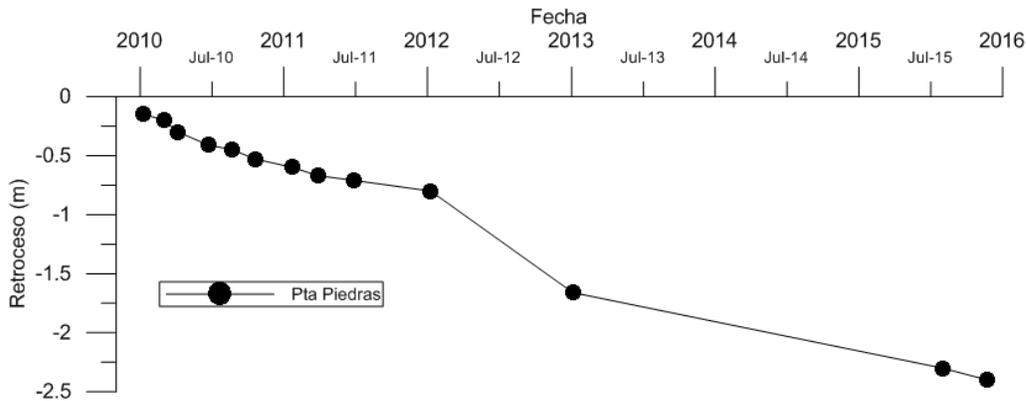


Figura 4.10: Distancia entre el borde de la escarpa y la estaca (punto fijo) en Punta Piedras.

Concluyendo, según las observaciones de campo recabadas para la presente tesis, desde el 2010 al presente, la costa retrocedió a razón de 0.66, 1.26 y 0.38 m/año en Canal 1, Estancia Juan Gerónimo y Punta Piedras, respectivamente.

4.4 Evolución de la línea de costa: análisis basado en imágenes

El análisis multitemporal de la posición de la línea de costa a través de imágenes históricas y actuales se presenta como una metodología complementaria muy útil para cuantificar áreas erosionadas, zonas de acumulación, y para predecir la evolución de la línea de costa. Este análisis constituye una herramienta muy poderosa ya que puede abarcar grandes extensiones y largos períodos y, de esta manera, obtener resultados de carácter regional. La manera de determinar la tasa de cambio de línea de costa ha sido planteada por una amplia variedad de autores (Coward et al., 2010; Currin et al., 2015; Fletcher et al., 2011; Hapke et al., 2009; Johnson et al., 2015; McLoughlin et al., 2015; Morton et al., 2005; Nandi et al., 2015; Thieler et al., 1994; Thieler & Danforth, 1994; Van der Wal et al., 2008b; Wray et al., 1995). Dichas técnicas han sido aplicadas a una gran variedad de sistemas costeros incluyendo playas arenosas, costas acantiladas, bordes de estuarios y lagunas, y humedales costeros.

El análisis multi-temporal de imágenes es de suma utilidad a la hora del manejo y gestión de áreas costeras. Por ejemplo, en EEUU existe el programa “Evaluación

Nacional del Cambio de Línea de Costa” desarrollado por el Servicio Geológico y, además, programas estatales de gestión de costas erosivas (Crowell et al., 1991). Frente al desarrollo urbanístico en las costas y a la creciente erosión costera desarrollaron una metodología (la cual se aplica en la presente tesis) para el mapeo y el análisis cuantitativo del movimiento de la línea de costa (Hapke et al., 2009; 2010; 2015; Hapke & Reid, 2007; Morton et al., 2005). A partir dicha metodología se puede conocer y actualizar sistemáticamente las tasas de pérdida de terreno (Boak & Turner, 2005).

La metodología basada en el análisis de transectas perpendiculares a la línea de costa ha sido una de las más aplicadas para el estudio de la evolución costera (Aiello et al., 2013; Fletcher et al., 2003; Fletcher, 2011; Forbes et al., 2004; Genz et al., 2007; Hapke et al., 2015; 2010; Hapke & Reid, 2007; Johnson et al., 2015; McLoughlin et al., 2015; Morton et al., 2005; Ojeda Zújar et al., 2013; Thieler et al., 1994; Thieler & Danforth, 1994). La Agencia Federal de Gestión de Emergencias (USA) al igual que el Servicio Geológico (USA) lo consideran un método estándar para la determinación de la tasa de cambio de la costa y las zonas costeras propensas a erosión (Crowell et al., 1991; Fletcher et al., 2011; Hapke et al., 2015). Los Sistemas de Información Geográfico (SIG) son las plataformas donde se desarrollan estas metodologías (Thieler et al., 1994).

La cantidad de imágenes disponibles es un factor limitante para cada sitio de interés. Por lo tanto, a veces, se necesitan utilizar distintas fuentes de imágenes para un mismo sitio, lo cual introduce un grado de incertidumbre adicional (Boak & Turner, 2005). Desde luego, debe trabajarse sobre la disponibilidad de imágenes históricas de calidad y alta resolución espacial. Algunos autores recomiendan que la resolución mínima utilizable para este tipo de trabajos es 1:20000 (Thieler et al., 1994). Debido a las escasas imágenes históricas existentes en la zona costera del RdP (fundamentalmente obtenidas de vuelos fotogramétricos) se decidió implementar esta metodología en la zona litoral adyacente a Punta Indio (Figura 2.6), ubicada unos pocos kilómetros al N de Punta Piedras. La relativamente alta

frecuencia de vuelos fotogramétricos en este sector de la costa se explica por la cercanía a la Base Aeronaval Punta Indio (Armada Argentina). El material seleccionado y utilizado para la presente Tesis está formado por la carta topográfica de 1964 (IGM), fotografías aéreas correspondientes a 1956, 1964, 1991, 2010 y una imagen satelital del 2013. Los detalles de estos productos pueden apreciarse en la Tabla 2.1.

La línea de costa puede exhibir cambios sustanciales en cortos períodos debido al transporte de sedimentos y a la dinámica de las aguas (mareas, olas, ODT, entre otros), los cuales producen grandes variaciones en el plano horizontal. La exactitud para determinar la posición de la línea de costa dependerá de la metodología utilizada (Ruggiero & List, 2009). Boak y Turner (2005) identificaron una gran cantidad de indicadores basados en características visualmente discernibles (por ejemplo, el límite entre el área húmeda y seca, el pie del acantilado o el pie de duna) y su relación con del nivel de reducción de marea. Para estimar este nivel se necesita de series de niveles del mar cercanos al sitio de interés y simultáneas a los instantes de obtención de las imágenes. Los registros mareológicos más completos y cercanos a la zona de estudio corresponden a los de San Clemente del Tuyú (1973-2002).

La posición del borde superior de los acantilados (escarpa) es uno de los tres indicadores más utilizados en este tipo de estudios, junto con la posición de la línea de agua más alta (del inglés: "*High Water Line*", HWL) (Ruggiero & List, 2009; Borrelli, 2009) y la del pie de la duna (Del Río & Gracia, 2013; Forbes et al., 2004; McLoughlin et al., 2015). La definición del indicador más conveniente a utilizar en la determinación de la línea de costa queda pautada en el contexto de cada investigación específica (Boak & Turner, 2005). Dichos autores señalan que cuando se utilizan indicadores visualmente discernible es muy conveniente disponer de un conocimiento preliminar del sitio de estudio. Dadas las características de la costa en esta zona del RdP se optó por utilizar el borde superior de la escarpa como indicador de la posición de la línea de costa. Éste es

el rasgo mejor identificable del límite agua-tierra y fue utilizado, entre otros, por Schnack (2010). Se trata de una geoforma claramente identificable en las imágenes como en el campo.

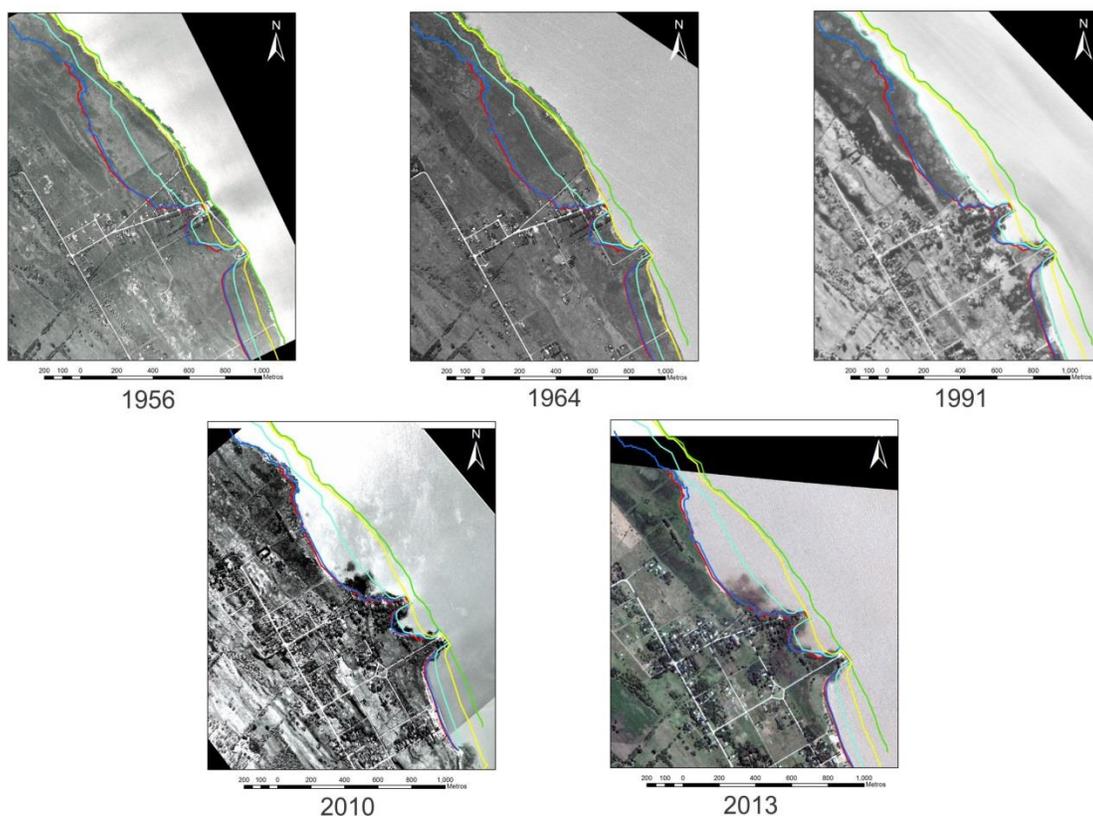


Figura 4.11: Líneas de costa digitalizadas correspondientes a las distintas imágenes de la zona de Punta Indio. Verde (1956), amarillo (1964), celeste (1991), azul (2010) y rojo (2013).

La digitalización de la línea de costa (borde superior de la escarpa) se realizó con tableta digitalizadora para las imágenes disponibles en formato papel (escala 1:10000) y en pantalla para las de formato digital (negativos digitalizados e imágenes satelitales) y las formato papel con escala menor que 1:10000. El resultado de la digitalización fueron 5 polilíneas correspondientes a la posición de la línea de costa para los años 1956, 1964, 1991, 2010 y 2013 (Figura 4.11).

Lógicamente, existe un nivel de incertidumbre que depende de variadas fuentes de error que afectan las posiciones de las líneas de costa históricas (Fletcher et al., 2011). En este trabajo se siguieron los métodos sugeridos por Fletcher et al. (2003), Del Río y García (2013), y Genz et al. (2007) para estimar dicha incertidumbre. Fletcher (2003) identificó diferentes fuentes de errores en la determinación de la posición de la línea de costa y asumió (basado en teorema central del límite) que los mismos siguen una distribución normal (Genz et al., 2007).

El error estacional, asociado a la variación de la posición de la línea de costa debido al ciclo estacional de algunas de las variables ambientales fue descartado. Si bien existe un marcado ciclo estacional para el viento, con fuerte impacto en el frente salino, su influencia en esa escala sobre el nivel del agua es prácticamente nula (Meccia et al., 2009). El error por marea, provocado justamente por el nivel del agua en el momento de la toma de la imagen, también fue desechado. Si bien puede ser muy significativo en zonas de baja pendiente (como las del área estudiada), al tomarse el borde de la escarpa como indicador de la línea de costa éste pudo ser desestimado. Es decir, que la identificación de la escarpa es la condición para la utilidad o descarte de la imagen. El error de digitalización (Currin et al., 2015; Fletcher et al., 2011), asociado a los diferentes criterios que pueden tener los distintos individuos en la tarea de digitalización, ha sido descartado ya que en esta tarea trabajó una única persona, el tesista.

En esta tesis se consideraron los siguientes errores para la determinación de la posición de la línea de costa. En primer lugar, se consideró el error debido al tamaño del pixel I_p (en m), es decir, asociado a la resolución espacial de la imagen. Cualquier rasgo menor que el tamaño del pixel es indetectable. Por otro lado, se tuvo en cuenta el error de rectificación I_r (en m), el cual es cuantificado usualmente a través del ERCM (Cowart et al., 2010; C. Fletcher et al., 2003; Genz et al., 2007). Debe tenerse presente que este error se trata de una estimación del

grado de calidad del ajuste de la transformación realizada y que no es completamente equivalente a la precisión de la posición en la imagen georectificada (Del Río & Gracia, 2013; Hughes et al., 2006). Estos autores proponen utilizar la siguiente ecuación para llegar al error o incertidumbre total I_T (en m):

$$I_T = \sqrt{I_r^2 + I_p^2} \quad (4.1)$$

La estimación de la tasa de cambio de la línea de costa se realizó mediante la aplicación *Digital Shore Analysis System 4.3 (DSAS)* específicamente desarrollada para ese fin (Himmelstoss, 2009; Thieler et al., 1994). Es una aplicación desarrollada por el Servicio Geológico (USA) para ejecutarse sobre la plataforma *ArcGIS 10.0* en el entorno de un SIG. Esta herramienta tiene tres componentes primarias que permiten: (i) definir una línea base, (ii) generar transectas equiespaciadas y normales a la línea base que cortan las líneas de costa históricas, y (iii) calcular la tasa de cambio de la línea de costa (Hapke & Reid, 2007). Se generaron un total de 83 transectas, 30 m equidistantes, a lo largo de 2.4 km de la línea de costa (Figura 4.12).

El cálculo de la tasa de retroceso se realizó mediante una regresión lineal pesada, la cual considera la incertidumbre de cada línea de costa dándole más peso a las de menor incertidumbre. Esta opción fue elegida con motivo de buscar un resultado que minimice los errores. Aiello et al. (2013) señala que la regresión lineal simple puede provocar una subestimación de la tasa de retroceso. El peso (P) en la regresión es definido de la siguiente manera (Genz et al., 2007):

$$P = \frac{1}{I_T} \quad (4.2)$$

Como resultado de este análisis se estimó un retroceso generalizado de la línea de costa que, promediando todas las transectas, es de 3.9 ± 0.6 m/año con el 95% de confianza (Figura 4.13). El retroceso no fue homogéneo a lo largo de la línea

de costa. Se observaron transectas en donde la tasa resultó ser casi el doble de la media. Por ejemplo, en la transecta 37 (ubicada aproximadamente a 1500 m desde el SE), resultó una tasa de retroceso de 6.96 m/año (Figura 4.15). Por otro lado, en las dos zonas donde se construyeron estructuras de defensa la línea de costa prácticamente no se modificó. Consecuentemente, ambos sitios se tornaron en dos notables salientes (Figura 4.14).

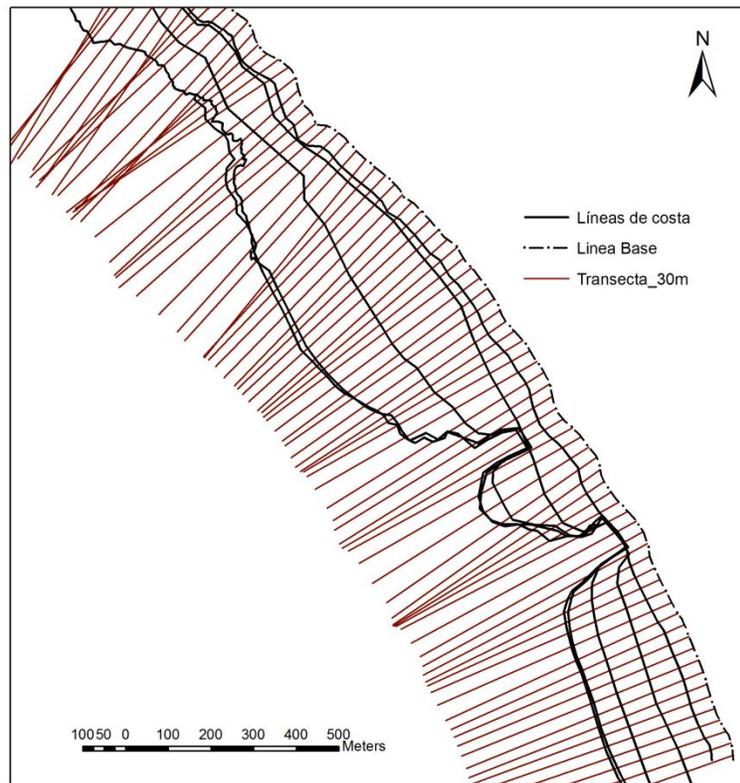


Figura 4.12: Transectas equi-espaciadas (30 m) perpendiculares a la línea Base y las sucesivas líneas de costa.

Todas las transectas mostraron una alta relación lineal entre la distancia, desde la línea de costa más antigua (correspondiente a 1956), y el tiempo transcurrido, resultando un coeficiente de determinación superior a 0.95. Esto sugiere que en los 57 años que cubre este análisis la erosión fue muy regular en el tiempo.

4.5 Conclusiones parciales

Como se explicara precedentemente, los antecedentes sobre la evolución de la costa en la bahía Samborombón son muy diversos y, en cierta manera, controvertidos. En consecuencia, para obtener información concreta sobre este aspecto fue necesario aplicar una metodología estandarizada durante las tareas de campo realizadas. Según las observaciones de campo obtenidas en este trabajo la costa retrocedió a razón de 0.66, 1.26 y 0.38 m/año en Canal 1, Estancia Juan Gerónimo y Punta Piedras, respectivamente, desde el 2010 al presente. Esto es consistente con los estudios de campo realizados en otros sitios de la bahía con retrocesos de 0,8 m/año (Codignotto et al., 2011; 2012). En ninguno de los sitios monitoreados en este trabajo se encontraron signos de progradación.

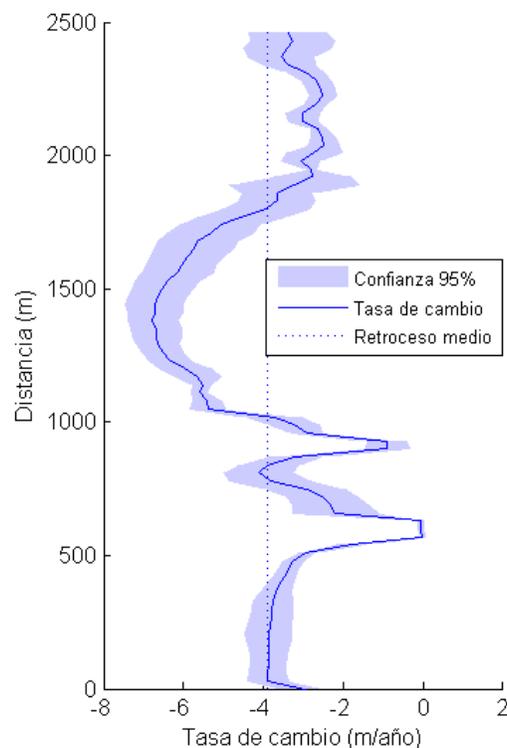


Figura 4.13: Tasa de cambio de la línea de costa (1956-2013) con su intervalo de confianza. La línea punteada representa el retroceso medio. En ordenadas se indica la distancia (en m), a lo largo de la línea de costa) desde la primera transecta ubicada al SE.

Por otro lado, la tasa de retroceso media de la costa basado en el análisis de imágenes para la zona de Punta Indio (3.9 m/año) coincide muy razonablemente

con los resultados obtenidos por Cellone et al. (2016). Utilizando la misma herramienta aunque con diferentes datos (fotogramas) dichos autores determinaron un retroceso medio de 3.6 m/año para la misma zona. En la Figura 4.14 se observa el retroceso irregular de la costa con las distintas tasas calculadas.



Figura 4.14: Transectas sobre las cuales se calculó la tasa de cambio de la línea de costa. Los colores muestran los valores de retroceso gradados desde los retrocesos más bajos en amarillo hasta los más altos en rojos.

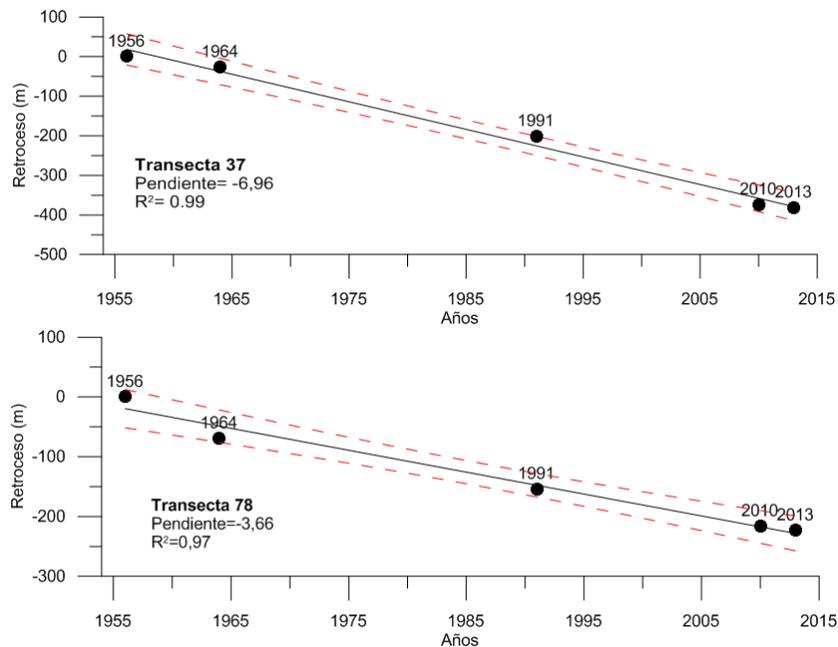


Figura 4.15: Retroceso de la línea de costa en el tiempo para las transectas 37 (arriba) y 78 (abajo). La línea sólida es la recta que indica la tendencia. La línea roja de trazos indica la incertidumbre.

Se esboza una explicación acerca del porqué algunos autores señalan que algunos sitios costeros de la bahía corresponden a zonas de acreción. Es frecuente que en algunos sitios de la bahía los sedimentos disponibles (aportados por el retroceso de la escarpa, los que están en suspensión y los provenientes de cursos de agua que desembocan en la bahía) se depositen en la plataforma de abrasión (al pie o en adyacencias de la escarpa) dando lugar a la colonización de vegetación típica de marisma baja. Esta vegetación favorece el entrapamiento de sedimentos elevando algunos centímetros el fondo de la planicie de marea. Esto sucede sobre todo cuando transcurren varios meses sin que ocurran tormentas severas en el RdP. Como el sedimento entrapado no está consolidado, éste es fácilmente erosionado por las olas durante eventos energéticos. En consecuencia, cuando en estos sitios se mapea la posición de la costa puede tomarse el borde de la zona vegetada como la línea de costa. A esto se le suma el efecto de la marea y de la ODT que puede desdibujar aún más la posición del borde de la zona vegetada. En la Figura 4.16 se muestra la costa (borde de la escarpa) tomada desde un satélite y fotografiada durante una de las

tareas de campo y, además, un detalle con el área vegetada en la planicie de marea actual. Por otro lado, estos “parches” de vegetación pionera al pie de la escarpa también fueron observados en todas las marismas de la laguna de Venecia, cuyo borde está bajo un proceso de retroceso desde hace 30 años (Bendoni et al., 2016).

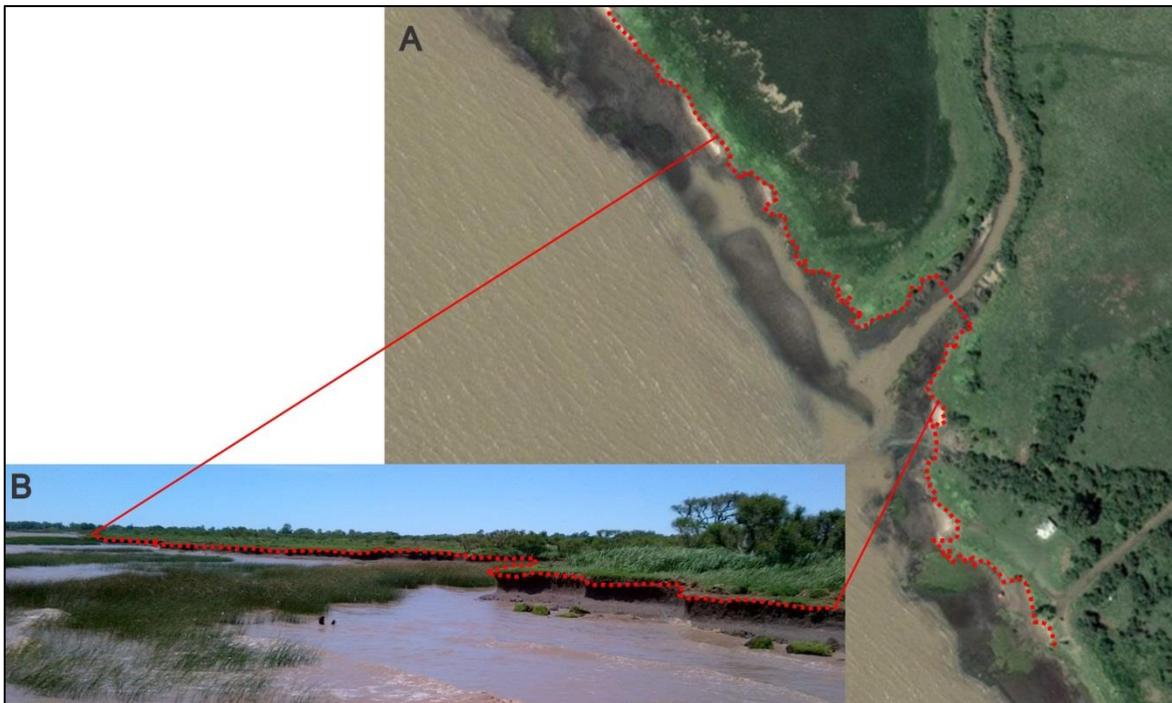


Figura 4.16: Escarpa digitalizada (línea punteada roja) en imagen satelital (A) y en fotografía tomada durante tareas de campo (B) correspondientes a 2015.

Finalmente, en este capítulo se da cumplimiento al primer objetivo específico (estudio de la evolución de la posición de la línea de costa en la bahía) concluyéndose que la costa de la bahía Samborombón se encuentra bajo un progresivo proceso de erosión que se visualiza a través del retroceso del borde de la escarpa, cuantificado en tres sitios de la bahía. En el siguiente capítulo se estudiará si el posible cambio en el clima de olas en la región, informado por algunos autores (Dragani et al., 2010), se aprecia también en las aguas costeras de la bahía.

5 Simulaciones de olas en aguas costeras de la bahía

5.1 Clima de olas (análisis no direccional)

A partir de las series de parámetros de ola (H_s , T_p y dirección) obtenidas en cada sitio determinado (Capítulo 3) se construyó el clima de olas para las aguas costeras de la bahía. Se destaca que no se dispone de antecedentes para este tipo de estudio. Con cuatro salidas diarias del modelo entre 1971 y 2012 resultó un total de 61320 alturas, períodos y direcciones de ola para cada sitio.

Como primer resultado de este análisis se observa un marcado incremento en H_s (energía) entre el clima de olas dentro y fuera del estuario, entre los sitios 7 y 8 (Figura 5.1). Por lo tanto, los sitios 0 a 7 son representativos de aguas estuarinas mientras que los 8 y 9 corresponden a condiciones marinas.

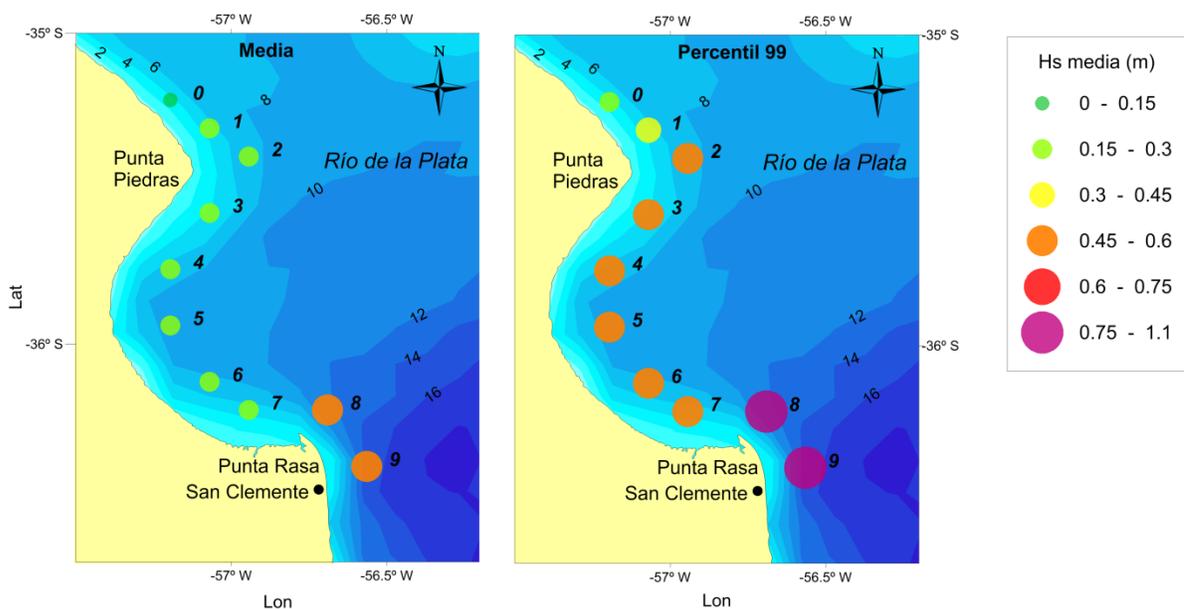


Figura 5.1: H_s media (izquierda) y la del percentil 99 (derecha) para el período 1971-2012. Los colores y tamaño de los círculos representan el rango de alturas (en m).

Los sitios 8 y 9, ubicados en profundidades comprendidas entre 10 y 15 m, presentan H_s medias de 0.50 m y H_{s99} (H_s del percentil 99) de 1 m. H_{s99} brinda una idea estadística (conservadora) de la H_s máxima. En ciertas ocasiones la H_s simulada alcanzó 1.5 m en los nodos 8 y 9 (Figura 5.2). En aguas de la bahía, H_s

media oscila de 0.15 m a 0.30 m y H_{s99} de 0.45 a 0.60 m (Figura 5.1 y Figura 5.2) y, durante eventos energéticos, H_s puede alcanzar 0.60-0.80 m. En el sitio caratulado como 0, ubicado en el RdP intermedio, H_s media es 0.14 m y H_{s99} 0.25 m. En la Tabla 5.1 se presentan las H_s y los T_p medios y del percentil 99 para cada sitio determinado.

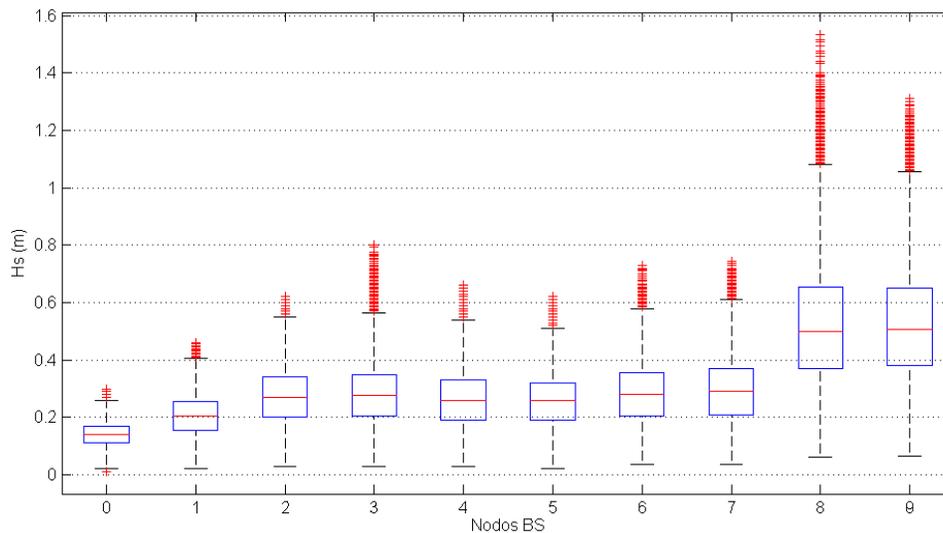


Figura 5.2: Gráficos de caja para H_s simulada en cada sitio costero de la bahía Samborombón (1971-2012). Los segmentos negros horizontales inferior y superior indican el inicio del primer cuartil y el final del cuarto cuartil, respectivamente. El lado inferior de las cajas azules indica el inicio del segundo cuartil y el superior el inicio del cuarto cuartil. Las líneas rojas indican la mediana y las cruces rojas los datos que caen fuera del rango comprendido entre el primer y cuarto cuartil. BS: Bahía Samborombón.

Los períodos (T_p) simulados indican, en general, el predominio del oleaje de alta frecuencia (Figura 5.3). Se observa que T_p en aguas de la bahía no supera 4 s. Dragani et al. (2008) notaron una subestimación de unos 2 s para los T_p simulados con SWAN en el RdP.

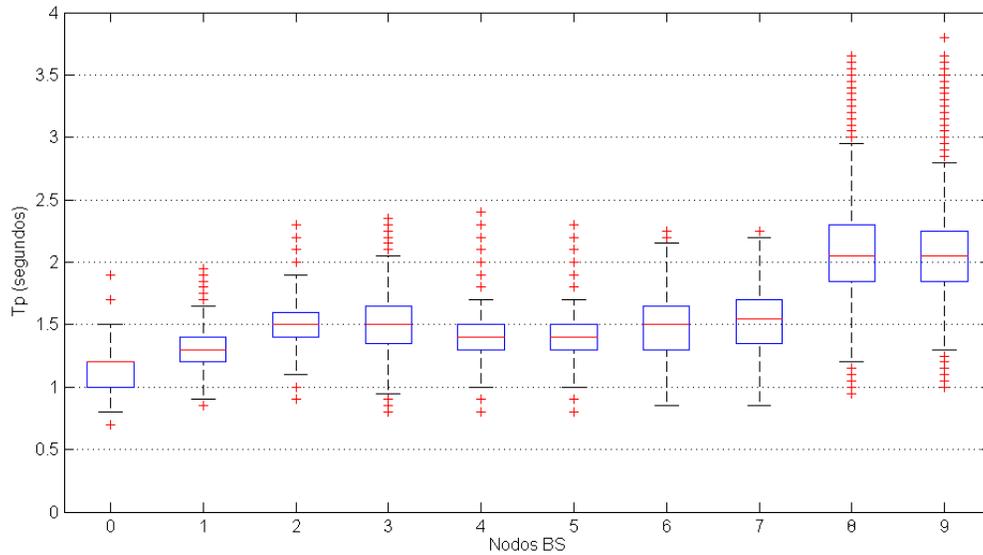


Figura 5.3: Gráfico de caja para T_p simulado en cada sitio costero de la bahía Samborombón (1971-2012). Los segmentos negros horizontales inferior y superior indican el inicio del primer cuartil y el final del cuarto cuartil, respectivamente. El lado inferior de las cajas azules indica el inicio del segundo cuartil y el superior el inicio del cuarto cuartil. Las líneas rojas indican la mediana y las cruces rojas los datos que caen fuera del rango comprendido entre el primer y cuarto cuartil. BS: Bahía Samborombón.

Sitios	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Hs media	0.14	0.21	0.27	0.29	0.26	0.26	0.29	0.30	0.52	0.53
T_p medio	1.10	1.30	1.50	1.50	1.50	1.40	1.50	1.50	2.10	2.10
H_{s99}	0.26	0.38	0.51	0.57	0.51	0.49	0.54	0.56	1.06	1.05
T_{p99}	1.40	1.7	2.0	2.1	2.0	1.9	2.0	2.0	3.0	3.1

Tabla 5.1: Hs (m) y T_p (s) medios y del percentin 99 (período: 1971-2012).

Como se aprecia en la Tabla 5.1, Hs se incrementa gradualmente desde el sitio 0 hasta el 9. Esto queda gráficamente representado mediante la distribución de probabilidades de ocurrencia (acumuladas) para Hs (Figura 5.4), en donde se presenta una distribución para cada nodo estudiado. Para la descripción del clima de olas los diagramas o histogramas bidimensionales de Hs- T_p suelen ser una herramienta altamente recomendable (Holthuijsen, 2007), los cuales se presentan en la Figura 5.5 para cada nodo estudiado. Los nodos 8 y 9 presentan diagramas más desarrollados, centrados en $H_s = 0.5$ m y $T_p = 2$ s, aproximadamente. En contraposición, en el nodo indicado como 0, ubicado frente a Punta Indio, el diagrama presenta una distribución fuertemente acotada. Este se trata de un oleaje de generación local, de frecuencia alta y de baja altura (Figura 5.5).

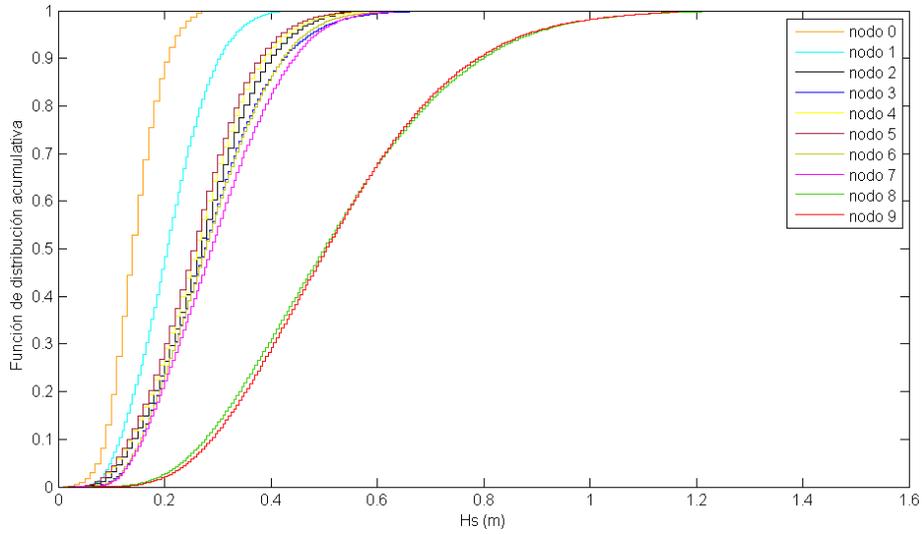


Figura 5.4: Distribución de probabilidades de ocurrencia (acumuladas) para H_s (m) simuladas (período: 1971-2012). En ordenadas se grafican probabilidades.

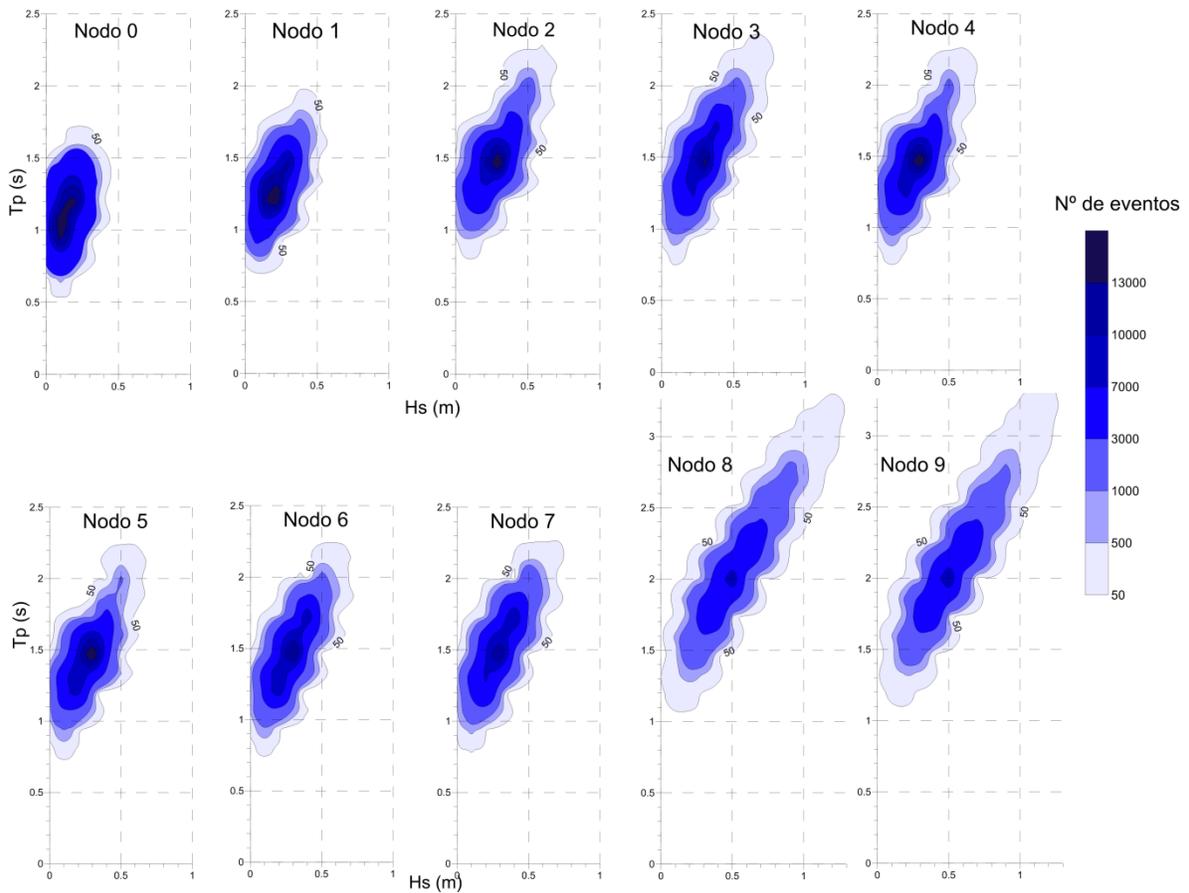


Figura 5.5: Diagrama bidimensional (H_s - T_p) para cada nodo determinado (período: 1971-2012). Los contornos indican la cantidad de casos ocurridos.

5.2 Clima de olas (análisis direccional)

Las series de Hs y Tp obtenidas para cada sitio fueron analizadas considerando las ocho direcciones principales de la rosa de los vientos (N, NE, E, SE, S, SW, W y NW). Aquí, la dirección N agrupa eventos con direcciones comprendidas entre 337.5° y 22.5°, la NE entre 22.5° y 67.5°, y así sucesivamente. Se aclara que en este análisis la dirección consignada es de donde viene la ola.

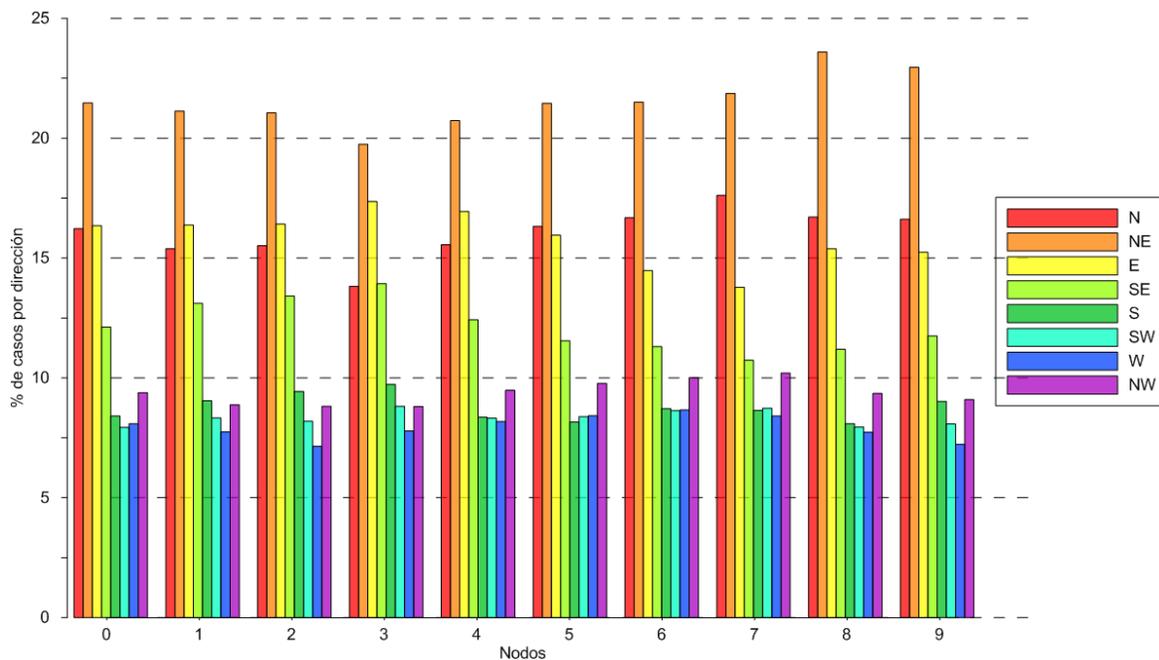


Figura 5.6: Porcentaje de ocurrencia de oleaje incidente desde cada una de las ocho direcciones para cada nodo estudiado.

En todos los nodos analizados la dirección predominante fue del NE, con porcentajes comprendidos entre 19.4 y 23.7%. Los oleajes provenientes del E y del N le siguen al NE en porcentajes de ocurrencia, presentando distintos valores en cada nodo que rondan en 15%. Luego, el oleaje proveniente del SE (13%, aproximadamente) le sigue en frecuencia y el resto de las direcciones (S, SW, W y NW) con porcentajes inferiores al 10% (Figura 5.6). Aunque cada sitio presenta particularidades distintivas, la distribución espacial de porcentajes de ocurrencia resulto ser bastante homogénea a lo largo de la costa de la bahía. Sin embargo, cuando se comparan las distribuciones direccionales de Hs para los sitios 0 y 8

aparecen diferencias notables en el clima de olas. En la Figura 5.7 se aprecia que, aunque el patrón de direcciones es similar en cada sitio, el nodo 8 presenta Hs significativamente mayores que en el nodo 0.

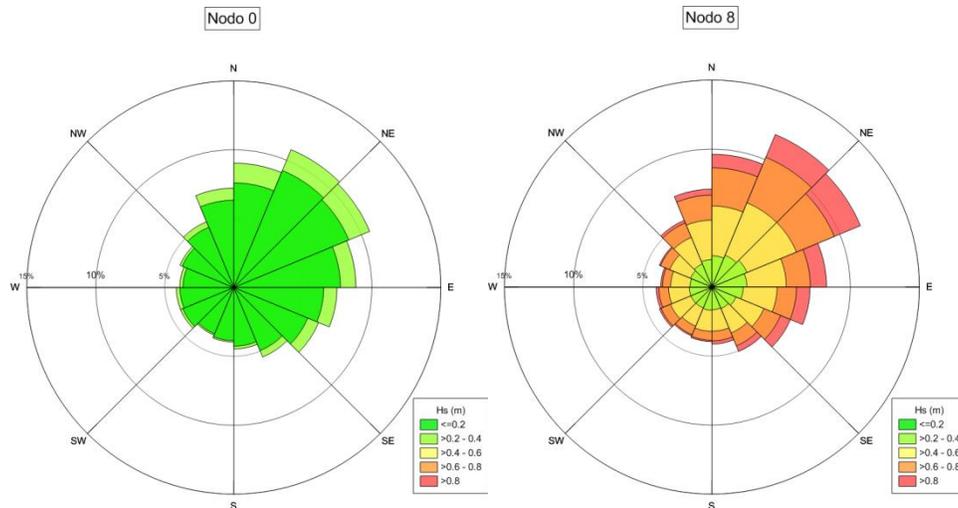


Figura 5.7: Distribución direccional (16 direcciones) de Hs para el nodo 0 (izquierda) y el 8 (derecha). Hs (m) se indica con la paleta de colores.

Por otro lado, se construyeron las distribuciones bidimensionales (Hs-Tp) para cada uno de los sitios estudiados. Para lograr una descripción más sucinta se escogieron los nodos 1, 5 y 8 como representativos de los sectores norte, centro y sur de la bahía, respectivamente. Para el nodo 1, ubicado frente a las costas de Punta Indio/Punta Piedras y con una profundidad de 5 m, se obtuvo que el oleaje más frecuente es el proveniente del NE, E y N (Figura 5.8). Dichas distribuciones son bimodales con máximos ubicados en (1.5 s, 0.3 m) y (1.2 s, 0.2 m). Le sigue en porcentaje de ocurrencia de casos la dirección SE (13.1%). El resto de las direcciones presentan valores más bajos. En el centro de la bahía (nodo 5), donde la profundidad es ligeramente superior a 8 m, las distribuciones presentan un corrimiento de los contornos hacia áreas de mayor Tp y Hs, respecto a las distribuciones correspondientes al nodo 1. Las máximas concentraciones se observan alrededor de 1.5 s y 0.3 m (Figura 5.9). Por último se analiza la distribución bidimensional en el nodo 8 ubicado frente a Punta Rasa, representativa de un área casi marítima y con una profundidad de 11 m. Aquí se

observa que el oleaje más frecuente está caracterizado por $T_p = 2$ s y $H_s = 0.5$ m, principalmente proveniente del NE, N, E y SE (Figura 5.10).

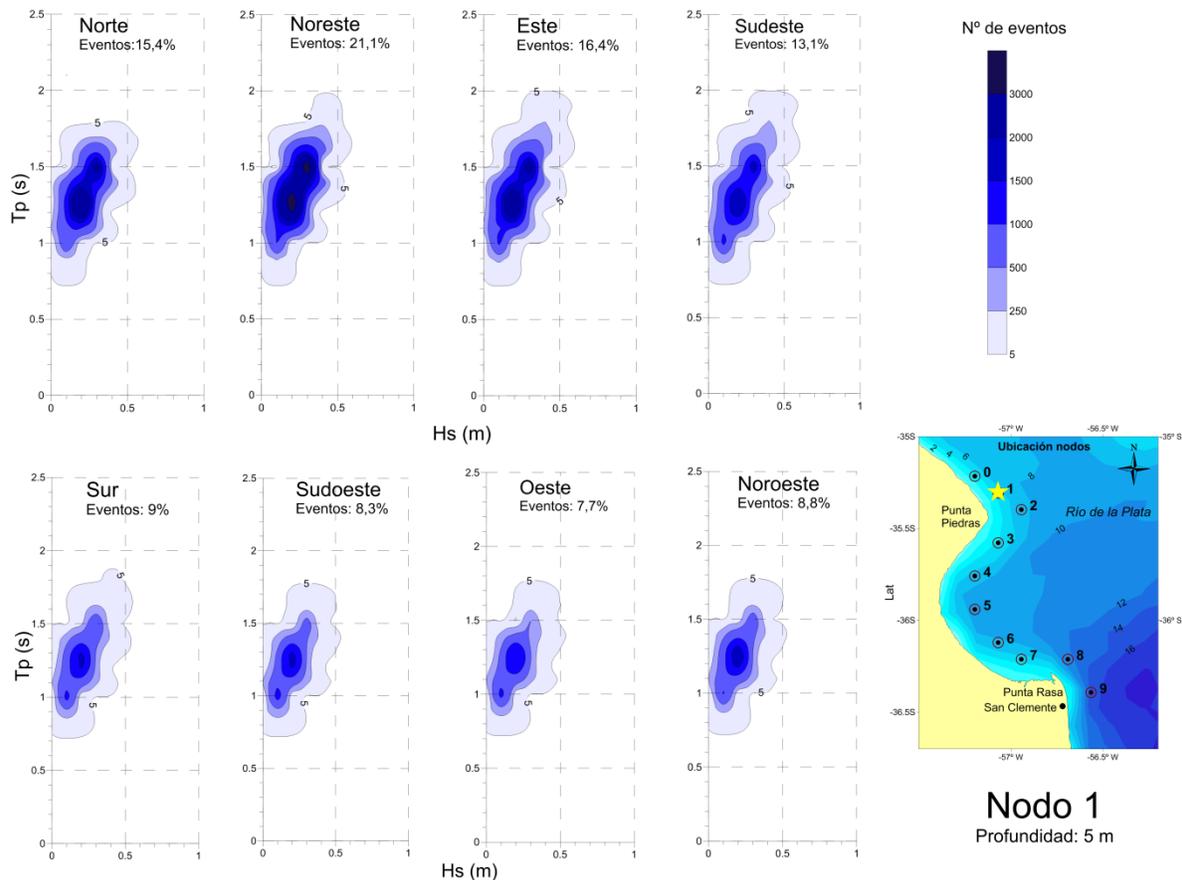


Figura 5.8: Diagramas bidimensionales (nodo 1) para cada dirección de incidencia del oleaje. Los contornos indican la cantidad de ocurrencias para cada caso.

5.3 Flujo de energía de olas paralelo a la costa

En general, en la zona de deslizamiento (del inglés: “surf zone”) ubicada entre la primera rompiente y la línea de costa, los sedimentos son movilizadados por las olas y transportado principalmente por las corrientes inducidas por ellas. En la zona de surf el movimiento de los sedimentos es caótico, sin embargo, se asume que el transporte de materiales es a lo largo de la costa cuando en promedio presentan un desplazamiento neto paralelo a la costa (CERC, 1984). La medición directa del transporte de sedimentos en la zona de surf, específicamente en aguas costeras

de la bahía Samborombón, es altamente compleja. Por esa razón, no se dispone de observaciones del transporte de sedimentos en la zona de *surf*.

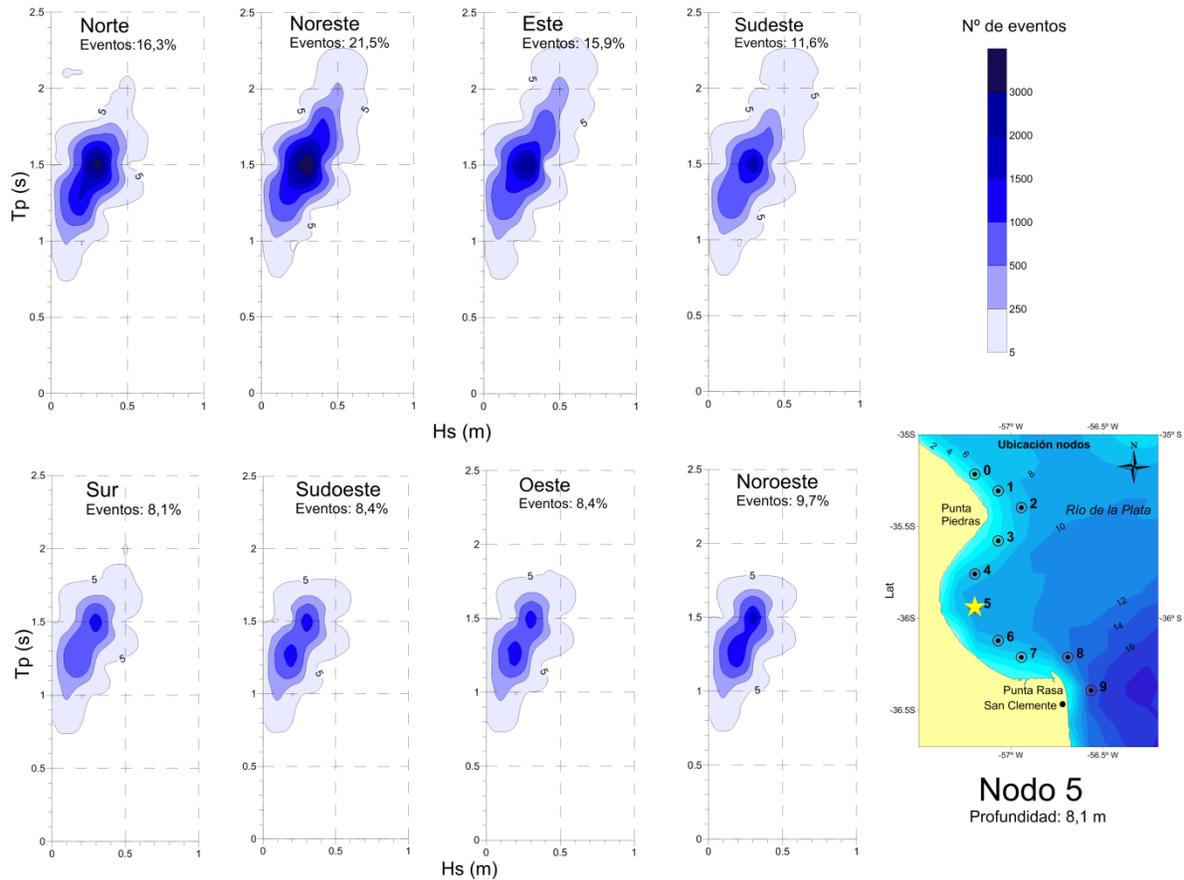


Figura 5.9: Diagramas bidimensionales (nodo 5) para cada dirección de incidencia del oleaje. Los contornos indican la cantidad de ocurrencias para cada caso.

Una manera indirecta de estimar el transporte de sedimentos se basa en el cómputo del flujo de energía de olas (\bar{P}). Para ello se asume que el mismo se conserva entre dos rayos y se considera válida la teoría lineal de olas (CERC, 1984). Puede demostrarse que \bar{P} está dado por el producto entre la densidad de energía de olas (\bar{E}) y la velocidad de grupo (C_g):

$$\bar{P} = \bar{E}C_g \tag{5.1}$$

donde la densidad de energía de olas está dada por:

$$\bar{E} = \frac{\rho g H^2}{8} \quad (5.2)$$

siendo H la altura de la ola (monocromática), ρ la densidad del agua (supuesta constante y, en aguas costeras de la bahía, igual a 1022.5 kg/m^3 ; Piola & García, 1993) y g la aceleración debida a la gravedad.

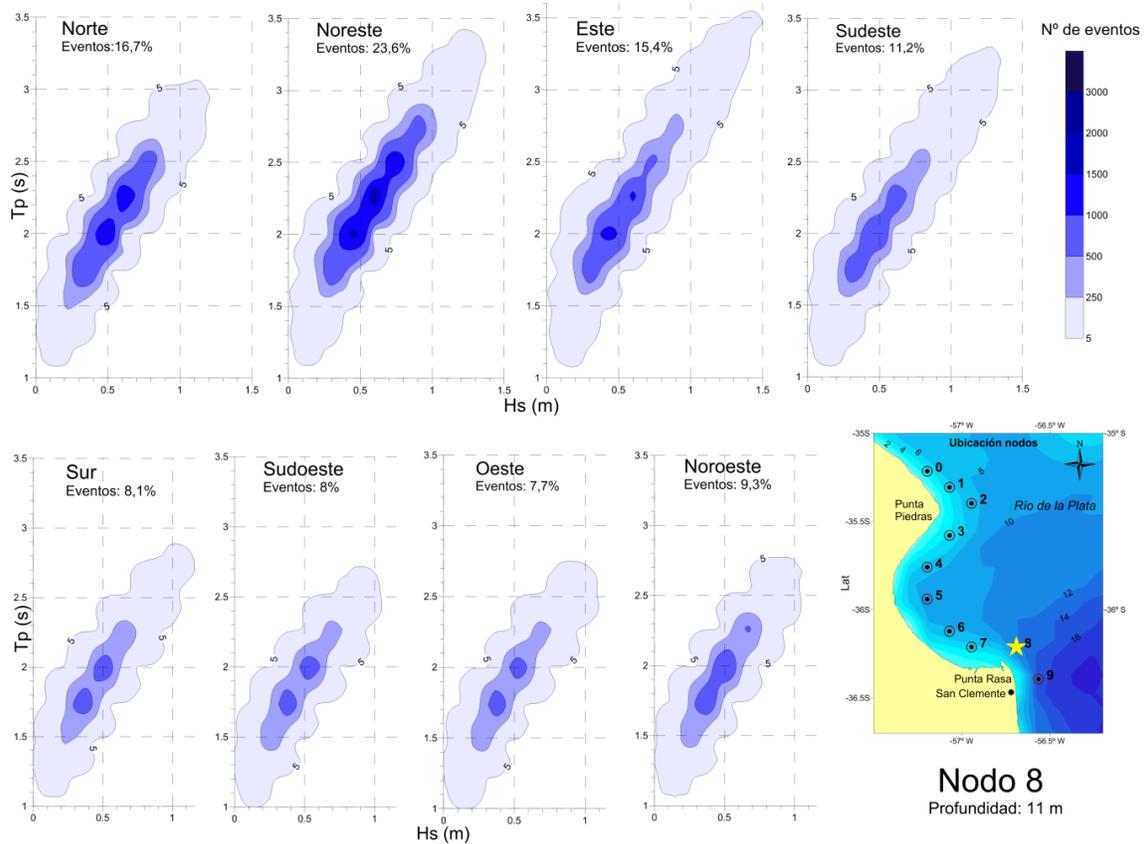


Figura 5.10: Diagramas bidimensionales (nodo 8) para cada dirección de incidencia del oleaje. Los contornos indican la cantidad de ocurrencias para cada caso.

La velocidad de grupo (C_g) en aguas someras próximas a la rompiente (con profundidad h_b) es igual a la celeridad de la ola (C) la cual está dada por:

$$C_g = C \approx \sqrt{g h_b} \quad (5.3)$$

Definiendo a α como el ángulo formado entre la cresta de la ola y la costa (o, de la misma manera, entre la dirección de propagación de las olas y la normal a la

costa), el flujo de energía en dirección del avance de la ola, por unidad de ancho de costa está dado por:

$$\bar{P} \cos \alpha = \frac{\rho g H^2}{8} C \cos \alpha \quad (5.4)$$

Desde ya, un valor de α igual a 0° implica incidencia de ola normal a la costa. En la Tabla 5.2 se presentan las orientaciones de la costa correspondiente a cada nodo. Una orientación igual a 0° indica que la normal a la costa apunta hacia el N, es decir, que la línea de costa está dispuesta en la dirección E-W. Las orientaciones de la costa aumentan (positivamente) cuando ésta gira en sentido horario. Los nodos 2 (frente a Punta Piedras) y 8 (frente a Punta Rasa) fueron excluidos del análisis del flujo de energía porque la costa presenta irregularidades muy marcadas (en su orientación) que impiden determinar una orientación que sea objetiva y representativa de su área de influencia.

Nodos	0	1	3	4	5	6	7	9
ángulo ($^\circ$)	45	55	134	130	77	51	0	58

Tabla 5.2: Ángulos entre la normal a la costa y la dirección N.

La componente de \bar{P} , por unidad de ancho de playa y en la dirección paralela a la costa (denominada P_l), está dada por:

$$P_l = \bar{P} \cos \alpha \sin \alpha = \frac{\rho g H_b^2}{8} C \cos \alpha \sin \alpha \quad (5.5)$$

o, escrita de otra manera, como:

$$P_l = \frac{\rho g H_b^2}{16} C_b \sin 2\alpha_b \quad (5.6)$$

donde H_b , α_b y C_b son la altura, la dirección de incidencia y la celeridad de la ola, respectivamente, evaluados en la línea de rompiente. Las ecuaciones 5.5 y 5.6 corresponden a un tren de ola monocromático. Generalmente, el flujo de energía se computa mediante parámetros estadísticos de olas, siendo los más

comúnmente usados la altura y dirección en aguas profundas (CERC, 1984). Por consiguiente, la ecuación 5.6 debe ser reformulada para su aplicación.

Si bien los sitios seleccionados se encuentran cercanos a la costa, dado que T_p resultó ser relativamente bajo (inferior a 4 s), puede asumirse que los sitios (0 a 9) están situados en aguas profundas (AP). Es decir, el cociente entre la profundidad local y la longitud de onda de la ola es muy cercano a 0.5. Consecuentemente, los parámetros de ola provenientes de las simulaciones numéricas pueden ser directamente utilizados en la ecuación del flujo de energía de ola paralelo a la costa evaluada con parámetros en AP. La misma está dada por la siguiente expresión:

$$P_{ls} = 0.05 \rho g^{3/2} H_S^{5/2} (\cos \alpha)^{1/4} \text{sen} 2\alpha \quad (5.7)$$

Para un observador situado en la costa de la bahía y mirando hacia las aguas del RdP, P_{ls} tendrá tan sólo dos sentidos posibles: hacia la izquierda (P_{ls}^i) o hacia la derecha (P_{ls}^d). Para cada nodo se computaron los valores medios (período: 1971-2012) de P_{ls}^i , P_{ls}^d y del flujo neto (es decir, la diferencia entre P_{ls}^i y P_{ls}^d), los cuales se muestran en la Figura 5.11. En la bahía la intensidad de P_{ls}^i disminuye de S a N (Figura 5.11a) y, en contraposición, P_{ls}^d disminuye de N a S (Figura 5.11b). En la zona costera de Punta Indio P_{ls}^i y P_{ls}^d son de un orden de magnitud menor que en la bahía. En cambio, en la zona marítima, frente a San Clemente, P_{ls}^i y P_{ls}^d son de un orden de magnitud mayor que en la bahía.

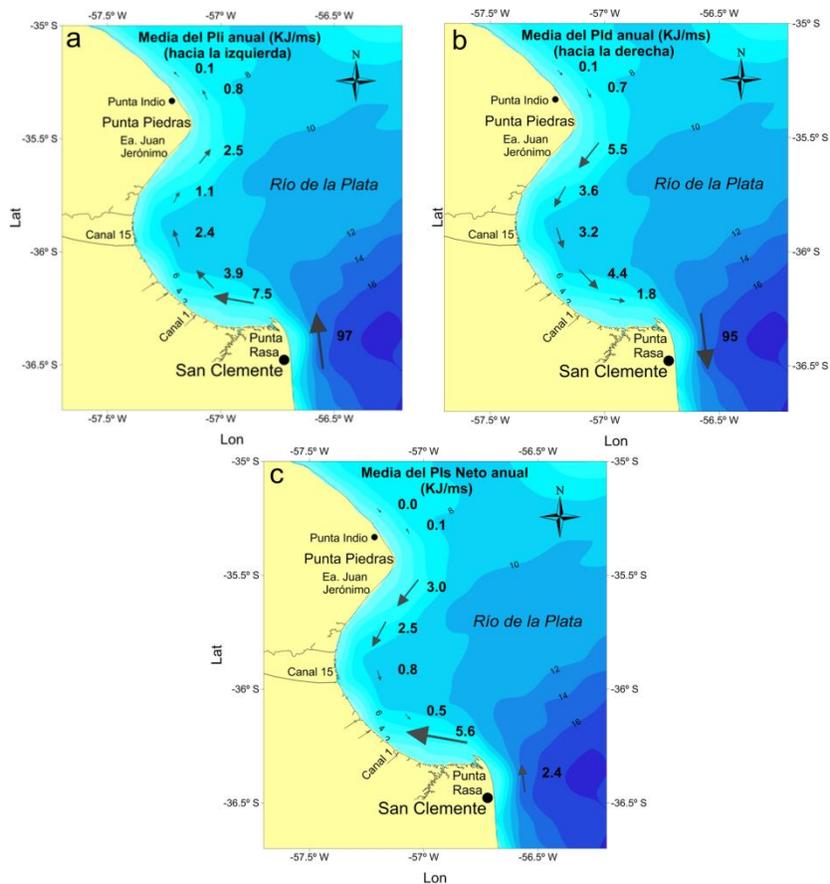


Figura 5.11: Valores medios de Pls^i (superior izquierdo), Pls^d (superior derecho) y flujo neto (abajo). Las flechas son proporcionales a sus intensidades, las cuales se indican al lado de cada una en kJ/ms.

En la Figura 5.11c se presenta el flujo neto medio computado para la zona de estudio. En la zona costera de Punta Indio (nodo 0) el flujo neto medio es casi nulo (0.007 kJ/ms) indicando que en el período estudiado Pls^i y Pls^d estuvieron prácticamente en balance, sin evidenciarse un transporte neto significativo. Dentro de la bahía Samborombón el flujo de energía neto muestra un patrón convergente. Desde Punta Piedras hacia el Canal 1 (nodo 6) el flujo neto disminuye de 3 kJ/ms a 0.8 kJ/ms. Desde el S (Punta Rasa, 5.6 kJ/ms) se observa un decrecimiento similar hacia el centro de la bahía.

En el sector marítimo, frente a San Clemente del Tuyú, el flujo de energía medio presenta un valor neto hacia el N de 2.4 kJ/ms. Este resultado es consistente con lo obtenido por Caviglia et al. (1991) y Dragani et al. (2013c) quienes evidenciaron

un flujo neto anual de energía de ola hacia el N para la zona costera del norbonarense. Las evidencias sobre el retroceso del extremo distal de la espiga (Dragani et al., 2014) indicaría una posible reducción (tendencia negativa) del flujo de energía neto (o, de otra manera, del transporte litoral) predominantemente hacia el N. Esto sería sostenido, además, por la disminución del flujo de energía de olas detectado en Pinamar (Dragani et al., 2013c).

5.4 Estimación de tendencias

El estudio de la tendencia en una serie de tiempo trata de cuantificar estadísticamente si algunos de los parámetros de la distribución probabilística a la que pertenece han cambiado a lo largo del tiempo (Helsel & Hirsch, 2002) y, además, si los posibles cambios han ocurrido de una manera monótona. El análisis de tendencias es más efectivo si se aplica a registros largos ya que, en períodos cortos, los patrones de cambio podrían estar enmascarados por variabilidades cíclicas (Meals et al., 2011). Siguiendo con uno de los objetivos específicos planteados para la presente Tesis, en este capítulo se estimarán las tendencias de los parámetros de olas en aguas costeras de la bahía Samborombón. A continuación se explica la metodología empleada.

Existe una variedad de pruebas estadísticas (“*tests*”) disponibles para identificar y cuantificar tendencias monótonas. Por lo general, se postula la hipótesis nula H_0 que dice que “no existe cambio” y se definen diversos parámetros estadísticos para aceptar o rechazar dicha hipótesis. La aceptación de H_0 no implica la inexistencia de un cambio sino que la evidencia disponible no es suficiente como para concluir la existencia de un cambio significativo, con un cierto nivel de confianza. Los tests pueden ser paramétricos, es decir, cuando la variable se ajusta a una distribución probabilística, o no-paramétricos.

Suponiendo un modelo simple de regresión lineal dado por $y = \beta_0 + \beta_1 x + e$, donde x es la variable independiente (por ejemplo tiempo), e y es la variable dependiente (por ejemplo Hs), los parámetros de dicha expresión se pueden

estimar a partir del MMC (Método de Mínimos Cuadrados). En este caso, b_0 sería un estimador de β_0 (ordenada al origen) y b_1 de β_1 (pendiente de la recta). Este método permite hallar la recta de regresión donde la suma del cuadrado de los errores o residuos es mínimo (e : error o residuo, $e = y_i - \hat{y}_i$; y_i : valor observado, \hat{y}_i : valor estimado). Para la aplicación de algunos tests se asume, entre otros requisitos, que e debe pertenecer a una distribución normal, ser independiente y tener varianza constante. Pero, por lo general, los datos ambientales raramente cumplen con estas especificaciones. Frecuentemente existe cierto nivel de correlación serial debido a la presencia de componentes cíclicas que se manifiestan con distintos períodos (Hirsch & Slack, 1984). Además, para el caso de Hs, la distribución no se ajusta a un modelo normal (Holthuijsen, 2007).

Para testear la existencia de correlación serial en los residuos de Hs se utilizó el test de Durbin-Watson con un nivel de significancia (α) de 0.05. El mismo evalúa la auto-correlación entre los residuos, donde el parámetro estadístico del test (d) se define de la siguiente manera:

$$d = \frac{\sum_{i=1}^n (e_{i+1} - e_i)^2}{\sum_{i=1}^n e_i^2} \quad (5.8)$$

tal que, al obtener un valor P por debajo del nivel de significancia, los residuos se consideran autocorrelacionados (Mozejko, 2012). Dicha autocorrelación se observó en los residuos de Hs (para las series de datos mensuales). Los valores P obtenidos resultaron ser inferiores a 0.02 para todos los nodos costeros de la bahía Samborombón, cuando las direcciones no fueron consideradas (Figura 5.12).

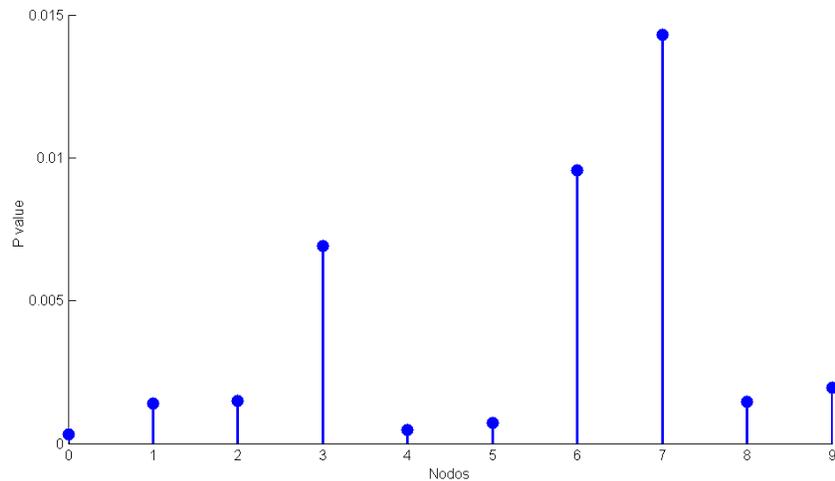


Figura 5.12: Test de Durbin-Watson. Valores de probabilidad (ordenadas) obtenidos para los residuos de la regresión lineal de series de tiempo de Hs (datos mensuales) correspondiente a cada nodo costero.

Por otro lado se estudió la estacionalidad de las series de Hs (medias mensuales) para cada serie de datos disponible (42 años de longitud). Se obtuvo como resultado una fuerte estacionalidad evidenciada por una significativa correlación serial centrada aproximadamente en los "lags" (meses) 6 y 12 (Figura 5.13).

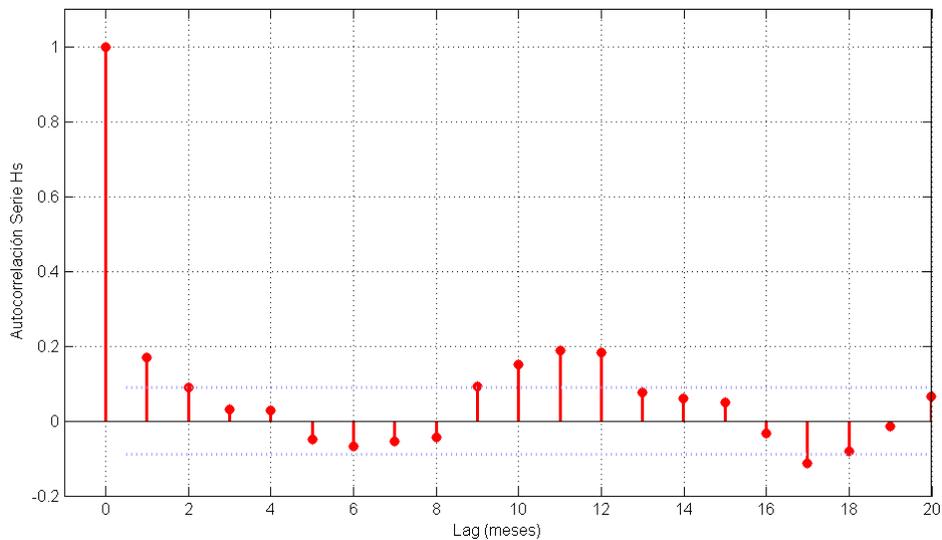


Figura 5.13: Diagrama de autocorrelación para las series de Hs (datos mensuales) correspondiente al promedio espacial de los nodos.

En consecuencia, se decidió utilizar un test que no requiera que los datos presenten distribución normal, ni la existencia de correlación serial, ni

componentes cíclicas. El test conocido como de Mann-Kendall (M-K) ha sido ampliamente empleado en el ámbito de las ciencias de la tierra para estudiar tendencias monótonas (Jaime & Menéndez, 2002; Meccia et al., 2009; Pescio et al., 2015; Stopa et al., 2016; Wang & Swail, 2001; Young et al., 2011). Éste es un test no paramétrico en el que se supone que los datos no presentan correlación serial. En esta tesis se utilizó el test *estacional* de M-K, el cual es una modificación al test original propuesta por Hirsch et al. (1982).

El estadístico original del test de M-K (S) analiza el signo de la diferencia entre un dato dado con cada uno de los datos anteriores. En cambio, el test estacional de M-K subdivide al conjunto total de datos en subgrupos (por ejemplo, series de datos correspondientes al mismo mes). Consecuentemente se calcula el estadístico S_k para cada serie correspondiente a cada mes, donde cada dato es comparado con todos los $n(n-1)/2$ datos anteriores, siendo $n = 42$ (la cantidad de datos para cada serie), y la variable (en este caso Hs) y k el mes:

$$S_k = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(y_j - y_i) \quad (5.9)$$

donde la función signo está definida como:

$$\text{sgn}(y) = \begin{cases} +1 & \text{si } y > 0 \\ 0 & \text{si } y = 0 \\ -1 & \text{si } y < 0 \end{cases} \quad (5.10)$$

Para el test estacional el estadístico S se obtiene mediante la suma de los doce estimadores mensuales (S_k):

$$S = \sum_{k=1}^{12} S_k \quad (5.11)$$

A partir del método de Sen (Sen, 1968) se puede obtener el estimador insesgado de la tendencia (b_1) utilizando el ranking de correlación de M-K para cada mes (k),

donde t_{ki} representa el tiempo correspondiente a cada observación i , y k el mes. Para cada diferencia temporal positiva entre dos observaciones $(t_{kj} - t_{ki})$, donde $1 < i < j < n$, la serie de pendientes se puede estimar como:

$$s_{kij} = \frac{(y_{kj} - y_{ki})}{(t_{kj} - t_{ki})} \quad (5.12)$$

La mediana de s_{kij} es el estimador insesgado de la tendencia para el mes k . Finalmente, el estimador de la tendencia correspondiente a todo el período (b_1), será la mediana de las tendencias estimadas para cada mes.

En el análisis estacional se asume cierto patrón de cambio para todos los meses, pero es posible que no todos muestren el mismo patrón (Helsel & Hirsch, 2002). Por ejemplo, puede ocurrir que los meses de invierno muestren un patrón de aumento de Hs mientras que los meses de verano uno de disminución. En estos casos, con el test estacional de Kendall y el coeficiente Sen, dichos cambios serán desestimados (Van Belle & Hughes, 1984). Esto se contempló mediante la aplicación del test de homogeneidad para cada mes ($k = 1$ a 12).

5.5 Tendencia de Hs (análisis no direccional)

Las tendencias de las series de Hs (1971–2012) en cada uno de los nodos costeros seleccionados fueron estimadas utilizando la metodología explicada precedentemente. Los resultados obtenidos mostraron tendencias positivas y significativas (95% de confianza) tanto en los valores centrales como en los extremos (percentil 99) de Hs (Figura 5.14). Se encontró un aumento relativo de Hs media (respecto al promedio correspondiente a todo el período analizado para cada nodo) levemente mayor en el sector central y N de la bahía, con aumentos decáicos del 1.6-1.7%, y se notó una disminución de las tendencias hacia el S de la bahía (1.4%). La tendencia (absoluta) mínima para Hs media fue de 0.2 ± 0.1 cm/década y se obtuvo en el nodo 0 (frente a Punta Indio), mientras que en los

nodos 8 y 9 (frente a Punta Rasa y San Clemente del Tuyú) se encontraron valores absolutos de hasta 0.8 ± 0.3 cm/década (Figura 5.14).

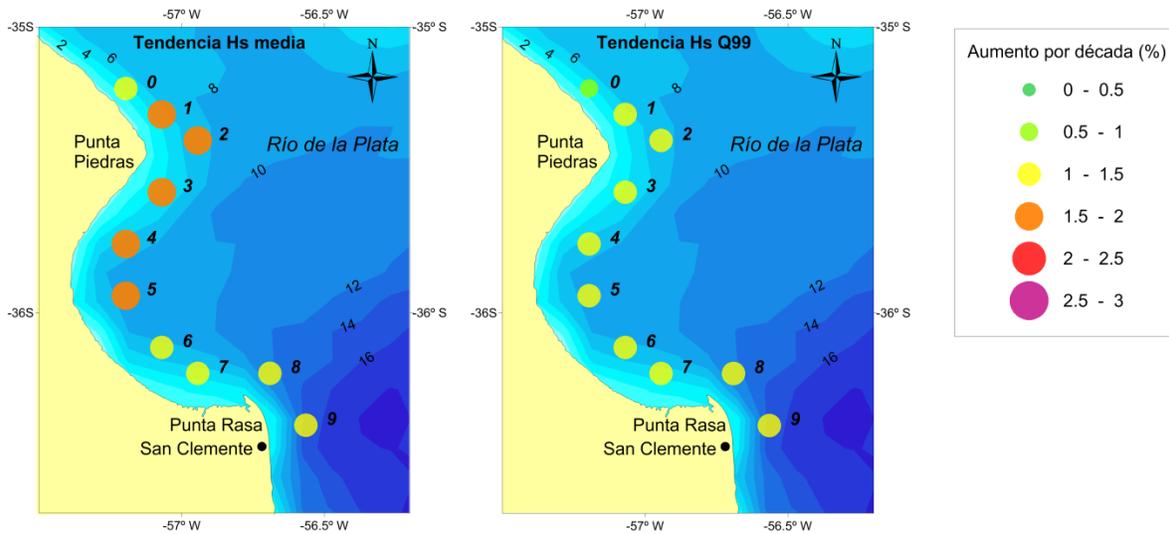


Figura 5.14: Tendencias de Hs media (izquierda) y de Hs₉₉ (derecha).

La distribución espacial de las tendencias de Hs₉₉ (representativo del oleaje severo) resultó ser más homogénea, con incrementos porcentuales decádicos mínimo de 0.9% (nodo 0) y máximo de 1.5% (nodo 4). Los valores absolutos también resultaron un poco mayores al S de Punta Piedras y frente a la Estancia Juan Gerónimo, con tendencias de 0.8 ± 0.4 cm/década. En los nodos 8 y 9 se obtuvieron las tendencias absolutas máximas: 1.4 ± 0.8 cm/década y 1.2 ± 0.9 cm/década, respectivamente (Figura 5.14). En la tabla 5.3 se presentan las tendencias porcentuales y absolutas, para Hs media y Hs₉₉, para cada uno de los nodos seleccionados.

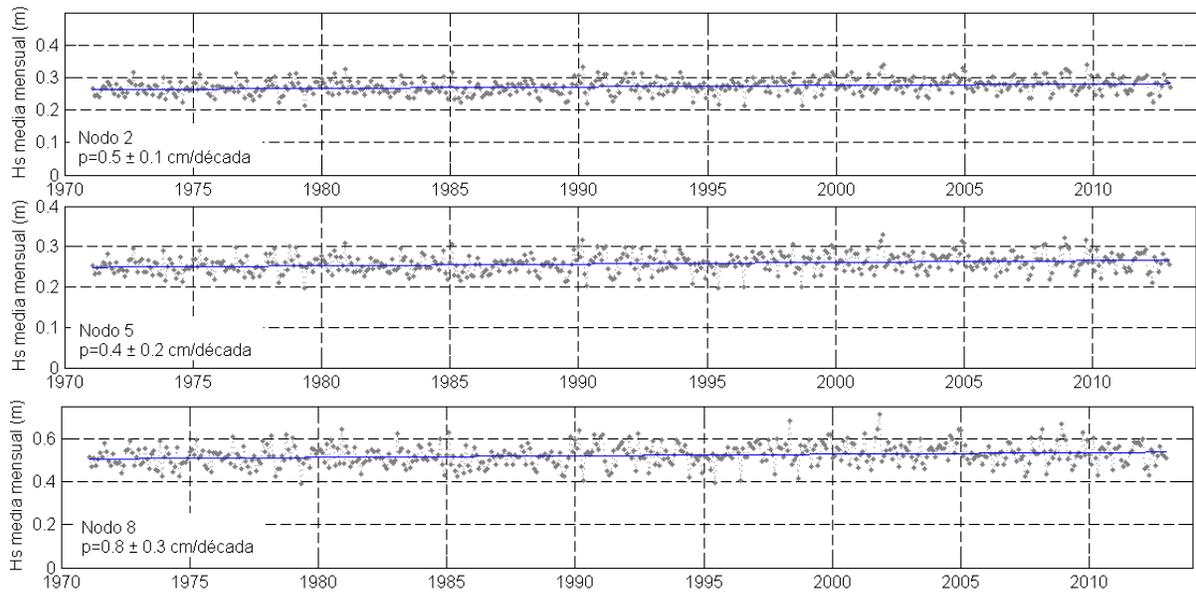


Figura 5.15: Series de Hs (medias mensuales) para los nodos 2, 5 y 8 y recta que ilustra la tendencia de los datos (azul). Se indica la pendiente (p) o tendencia para cada nodo.

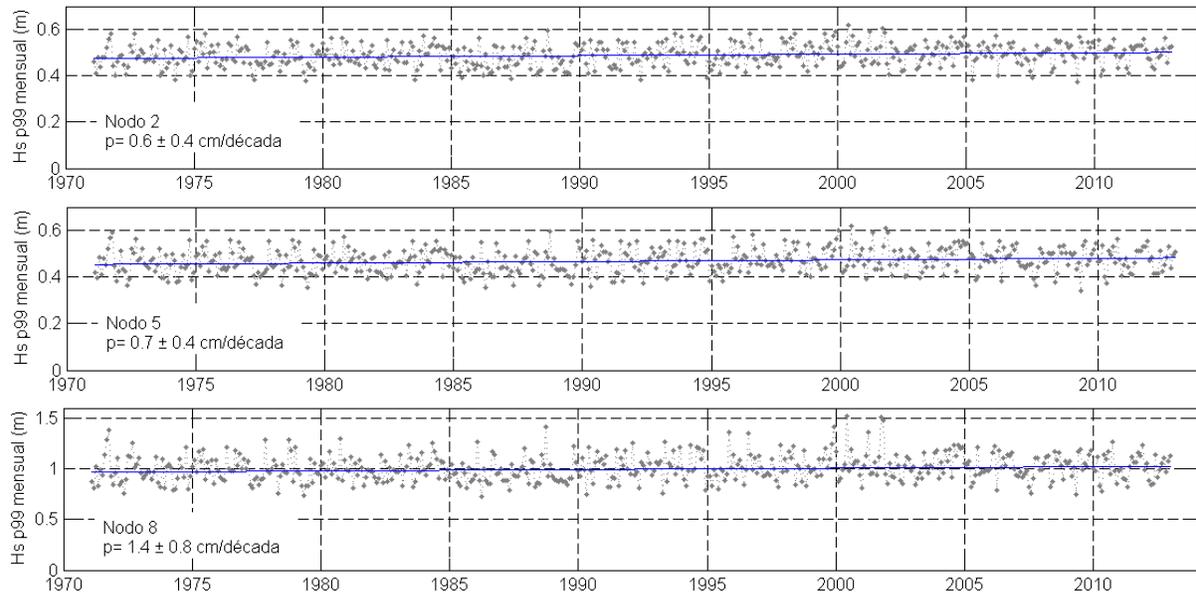


Figura 5.16: Series de Hs₉₉ para los nodos 2, 5 y 8 y recta que ilustra la tendencia de los datos (azul). Se indica la pendiente (p) o tendencia para cada nodo.

Nodo	Tendencia de Hs (media)			Tendencia de Hs ₉₉		
	Absoluta (cm/década)	IC (± cm)	Relativa (%)	Absoluta (cm/década)	IC (± cm)	Relativa (%)
0	+0.2	0.1	+1.4	+0.2	0.2	+0.9
1	+0.3	0.1	+1.6	+0.4	0.2	+1.1
2	+0.5	0.1	+1.6	+0.6	0.4	+1.2
3	+0.5	0.2	+1.6	+0.8	0.5	+1.4
4	+0.4	0.1	+1.7	+0.8	0.4	+1.5
5	+0.4	0.2	+1.6	+0.7	0.4	+1.4
6	+0.4	0.2	+1.4	+0.6	0.4	+1.1
7	+0.4	0.2	+1.4	+0.6	0.4	+1.1
8	+0.8	0.3	+1.4	+1.4	0.8	+1.3
9	+0.8	0.3	+1.4	+1.2	0.9	+1.1

Tabla 5.3: Tendencias relativas (%) y absolutas (cm/década). IC indica el intervalo de confianza al 95% (cm/década).

5.6 Análisis direccional de tendencias de Hs y frecuencias

Luego del análisis no direccional descrito precedentemente, se estudió la tendencia de Hs y de las frecuencias de ocurrencia discriminando las ocho direcciones principales de incidencia del oleaje (N, NE, E, SE, S, SW, W y NW). Las tendencias relativas máximas para Hs media se observaron en los sectores central y S de la bahía (entre los nodos 4 y 8), para las direcciones E y NE, con valores comprendidos entre 2 y 3% por década (Figura 5.17). Para la dirección E las tendencias absolutas resultaron ser de 0.6 ± 0.4 cm/década en el nodo 4, alcanzando 0.8 ± 0.4 cm/década en el nodo 7. La máxima tendencia se obtuvo frente a Punta Rasa (nodo 8) alcanzando los 1.2 ± 0.7 cm/década. Las tendencias correspondientes a la dirección NE presentan una distribución espacial más homogénea que la dirección E a lo largo de la costa de la bahía, con valores comprendidos entre el 1.9 y 2.4% por década. Para la dirección NE se obtuvieron dos máximos, uno en el nodo 5 (0.7 ± 0.3 cm/década) y el otro en el nodo 8 (1.2 ± 0.3 cm/década). En la Tabla 5.4 se presentan las tendencias porcentuales y absolutas, para Hs media propagándose desde el E y NE, para cada uno de los nodos seleccionados. Se aprecia que el nodo 8 es el que muestra la máxima tendencia absoluta para ambas direcciones (E y NE), mientras que en el nodo 6 se

presenta la máxima tendencia relativa para la dirección E y en el nodo 5 para la NE (Tabla 5.4). A modo de ejemplo, en la Figura 5.18 se presentan las series de Hs (medias mensuales) correspondientes a las direcciones E y NE, para los nodos 2, 5 y 8 y la recta que ilustra la tendencia de los datos.

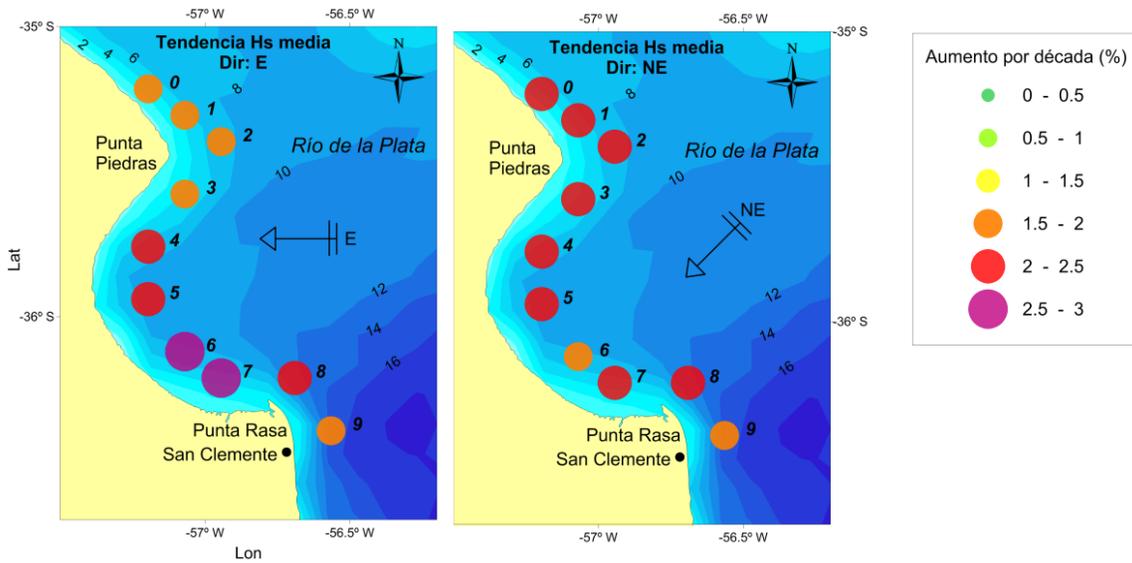


Figura 5.17: Tendencias (porcentuales) de Hs media para la dirección E (izquierda) y NE (derecha).

Nodo	Tendencias de Hs media Dirección E			Tendencias de Hs media Dirección NE		
	Absoluta (cm/década)	IC (± cm)	Relativa (%)	Absoluta (cm/década)	IC (± cm)	Relativa (%)
0	+0.3	0.1	+1.7	+0.3	0.1	+2.1
1	+0.4	0.2	+1.8	+0.5	0.2	+2.1
2	+0.6	0.3	+2.0	+0.6	0.2	+2.2
3	+0.6	0.3	+1.9	+0.6	0.3	+2.0
4	+0.6	0.4	+2.1	+0.6	0.2	+2.2
5	+0.6	0.4	+2.1	+0.7	0.3	+2.4
6	+0.8	0.4	+2.7	+0.6	0.3	+1.9
7	+0.8	0.4	+2.6	+0.7	0.3	+2.0
8	+1.2	0.7	+2.3	+1.2	0.7	+2.1
9	+1.0	0.8	+1.9	+1.1	0.6	+1.9

Tabla 5.4: Tendencias relativas (%) y absolutas (cm/década) para las direcciones E y NE. IC indica el intervalo de confianza al 95% (cm/década).

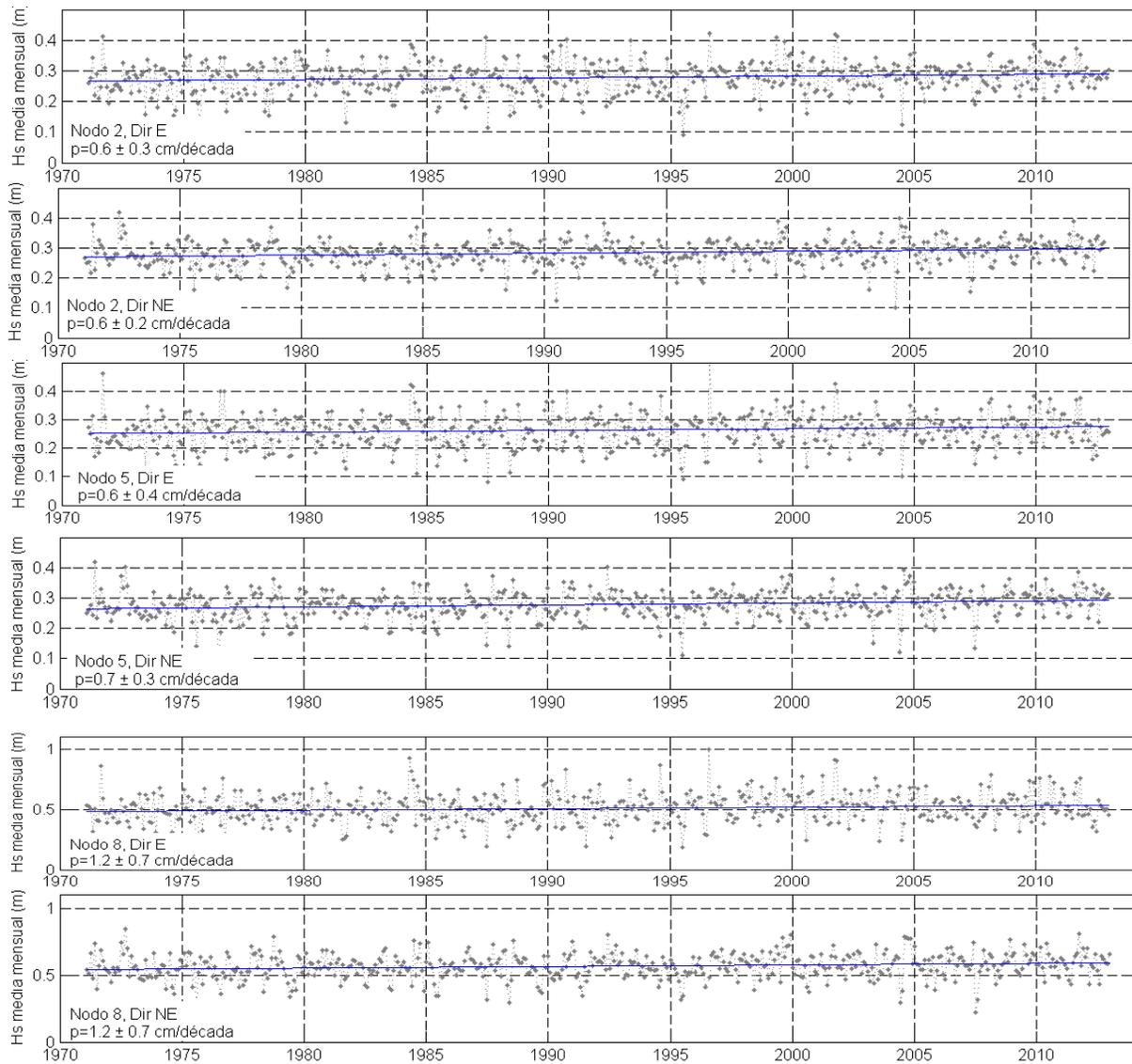


Figura 5.18: Series de Hs (medias mensuales) correspondientes a las direcciones E y NE, para los nodos 2, 5 y 8 y recta que ilustra la tendencia de los datos (azul). Se indica la pendiente (p) o tendencia para cada nodo.

Con respecto al oleaje proveniente del S, las tendencias calculadas resultaron significativas en todos los nodos excepto el nodo 0, frente a Punta Indio. Dichas tendencias fueron estimadas entre 1.3 y 2.5 % por década y resultaron dos zonas con mayores tendencias. La primera zona comprende a los nodos 3, 4 y 5 y la segunda los nodos 8 y 9. En cambio, para la dirección SE los únicos nodos que resultaron tener tendencias significativamente distintas de cero son el 2 y 3 ($0.5 \pm$

0.4 cm/década) y el 9 (0.9 ± 0.8 cm/década). Coincidentemente, estos tres nodos presentaron tendencias relativas de 1.6 % por década (Figura 5.19).

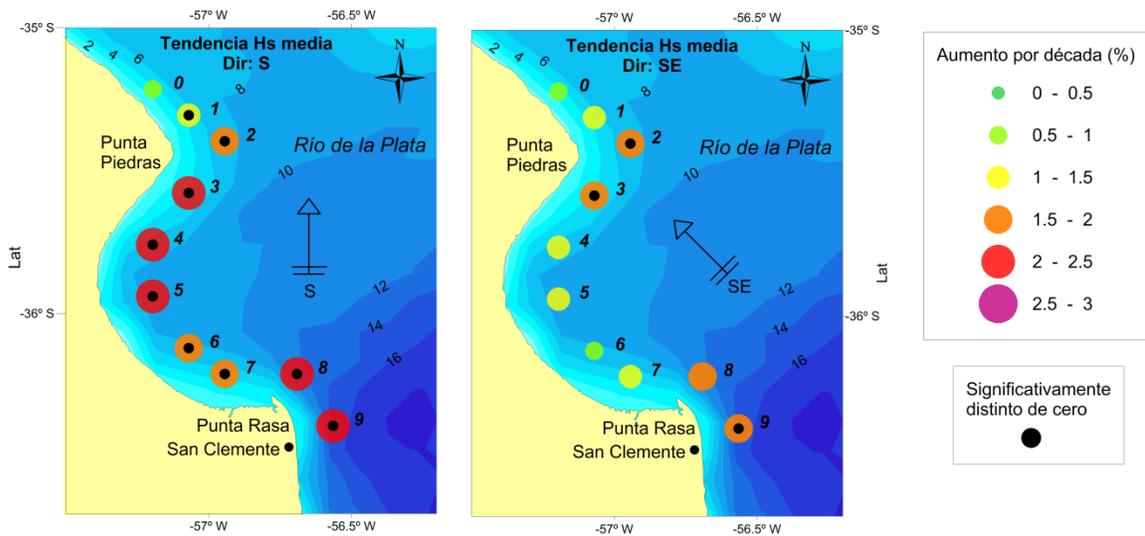


Figura 5.19: Tendencias (porcentuales) de Hs media para la dirección S (izquierda) y SE (derecha). Las tendencias significativamente distintas de cero (95% de confianza) se señalan con un punto negro.

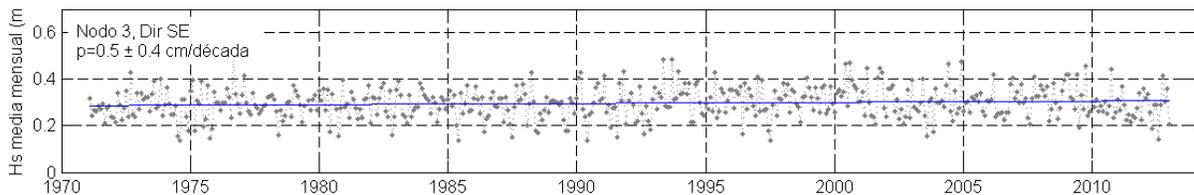


Figura 5.20: Series de Hs (medias mensuales) correspondientes a la dirección SE, para el nodo 3, y recta que ilustra la tendencia de los datos (azul). Se indica la pendiente (p) o tendencia para cada nodo.

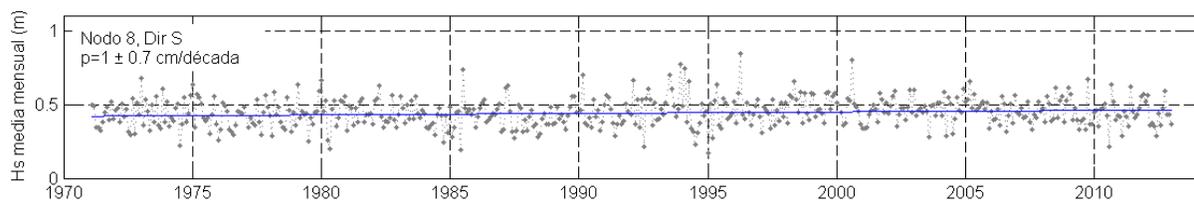


Figura 5.21: Series de Hs (medias mensuales) correspondientes a la dirección S, para el nodo 8, y recta que ilustra la tendencia de los datos (azul). Se indica la pendiente (p) o tendencia para cada nodo.

En las Figura 5.20 y Figura 5.21 se muestran las series mensuales de Hs para los nodos 3 (dirección SE) y 8 (dirección S), siendo éstos los sitios que presentaron las mayores tendencias porcentuales (Tabla 5.5). Las tendencias resultantes son

bajas pero significativamente distintas de cero. Esto es así porque la significancia de la tendencia depende tanto de su valor absoluto como así también de la varianza de la serie de datos.

Las tendencias de Hs media para el resto de las direcciones (N, NW, W y SW) no resultaron ser significativamente distintas de cero (según el test estacional de M-K) en todos los nodos. Consecuentemente, las series de Hs simuladas no permiten concluir que existen tendencias de Hs para las direcciones mencionadas y, por lo tanto, las Hs medias correspondientes al N, NW, W y SW pueden ser consideradas climatológicamente estacionarias.

Nodo	Tendencias de Hs media Dirección S			Tendencias de Hs media Dirección SE		
	Absoluta (cm/década)	IC (± cm)	Relativa (%)	Absoluta (cm/década)	IC (± cm)	Relativa (%)
0	+0.1	0.1	+0.7	+0.1	0.2	+1.0
1	+0.3	0.2	+1.3	+0.3	0.3	+1.3
2	+0.5	0.4	+1.9	+0.5	0.4	+1.6
3	+0.7	0.4	+2.5	+0.5	0.5	+1.6
4	+0.6	0.3	+2.3	+0.4	0.4	+1.5
5	+0.5	0.3	+2.2	+0.3	0.4	+1.3
6	+0.4	0.3	+1.7	+0.2	0.4	+0.9
7	+0.4	0.3	+1.6	+0.3	0.4	+1.0
8	+1.0	0.7	+2.2	+0.8	0.8	+1.5
9	+1.1	0.7	+2.1	+0.9	0.8	+1.6

Tabla 5.5: Tendencias relativas (%) y absolutas (cm/década) para las direcciones S y SE. IC indica el intervalos de confianza (cm/década). Las celdas sombreadas indican valores de tendencia significativos (95% de confianza).

Las tendencias de las series de Hs₉₉ para cada dirección fueron también estimadas en cada nodo. Resultaron tendencias significativas para las direcciones E y NE en todos los sitios estudiados (Figura 5.22), y para la S en todos los sitios excepto en el nodo 0 (Figura 5.23). Las tendencias porcentuales obtenidas para Hs₉₉ fueron un poco menores que las correspondientes a Hs media. Para la dirección E se destacan las tendencias en los sitios 6, 7 y 8 con valores comprendidos entre 2 y 2.5% por década.

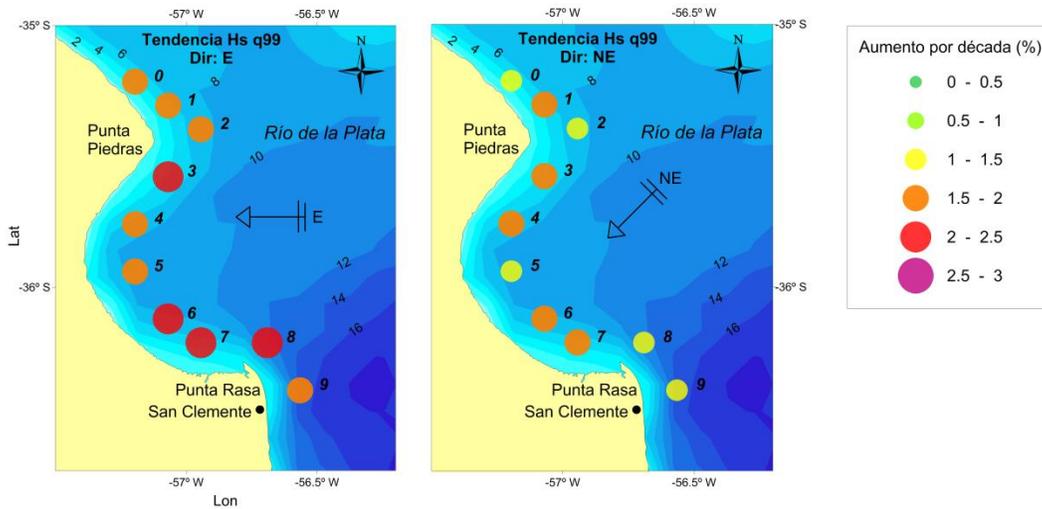


Figura 5.22: Tendencias (porcentuales) de Hs₉₉ para la dirección E (izquierda) y NE (derecha).

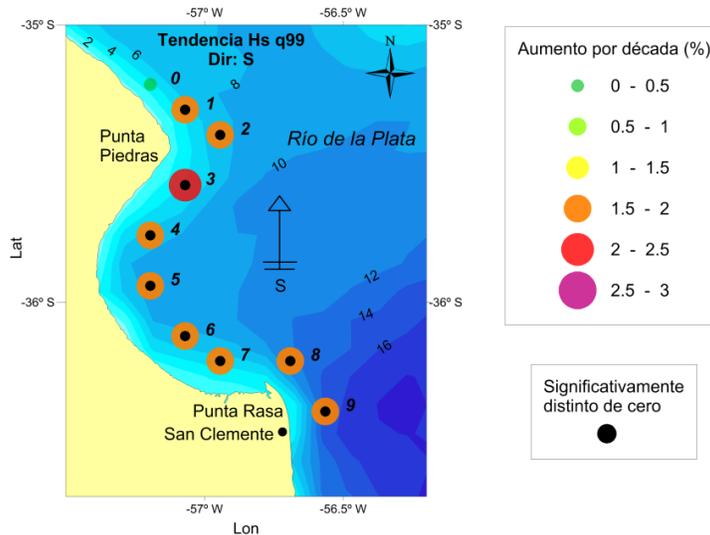


Figura 5.23: Tendencias (porcentuales) de Hs₉₉ para la dirección S. Las tendencias significativamente distintas de cero (95% de confianza) se señalan con un punto negro.

En la Figura 5.24 se puede observar, a modo de ejemplo, las series de Hs₉₉ para los nodos 1, 6 y 8, para las direcciones E y NE, y en la Figura 5.25 para la dirección S. En las mismas se incluye la recta que ilustra la tendencia de los datos.

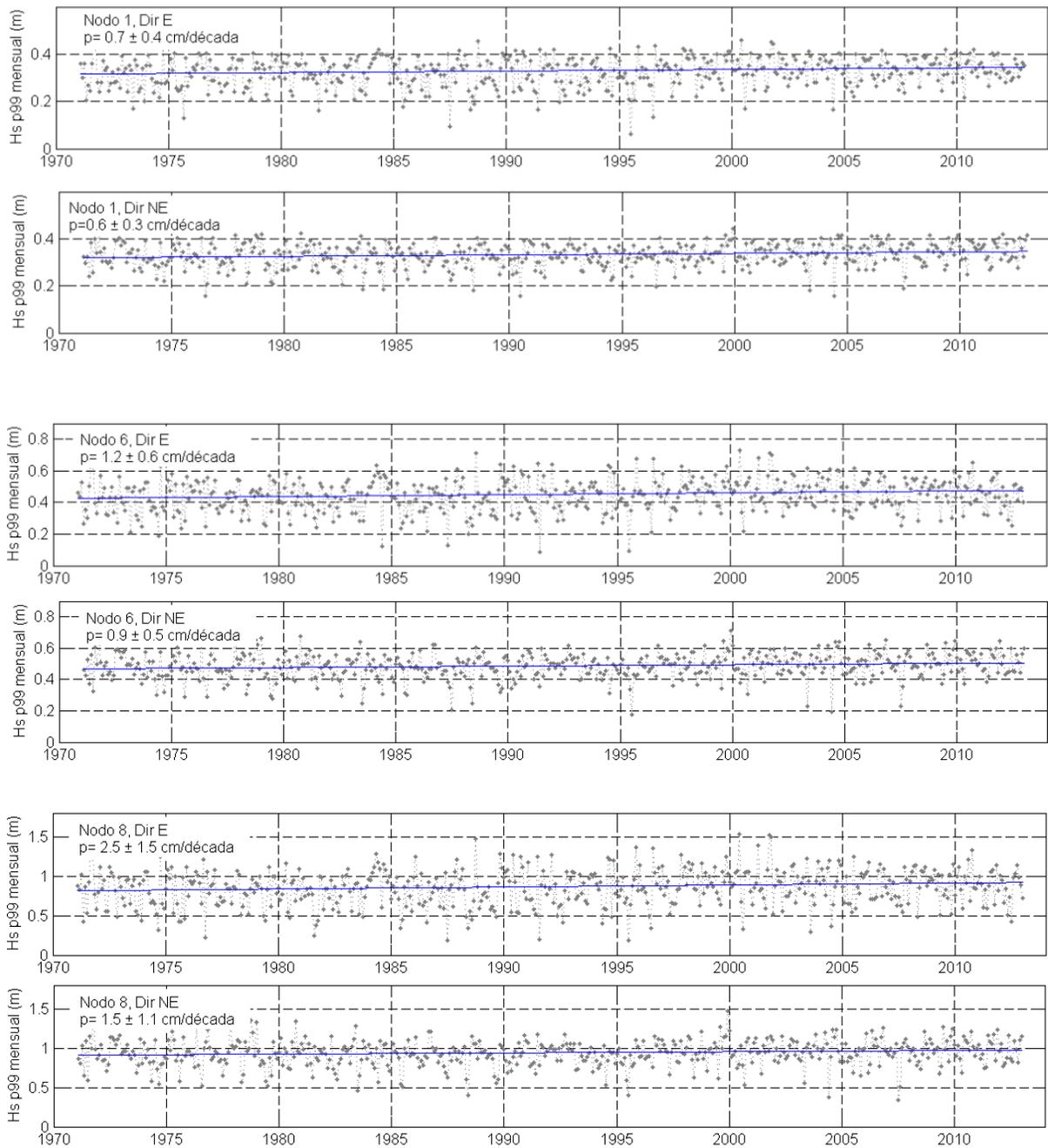


Figura 5.24: Series de H_{s99} correspondientes a las direcciones E y NE, para los nodos 1, 6 y 8, y recta que ilustra la tendencia de los datos (azul). Se indica la pendiente (p) o tendencia para cada nodo.

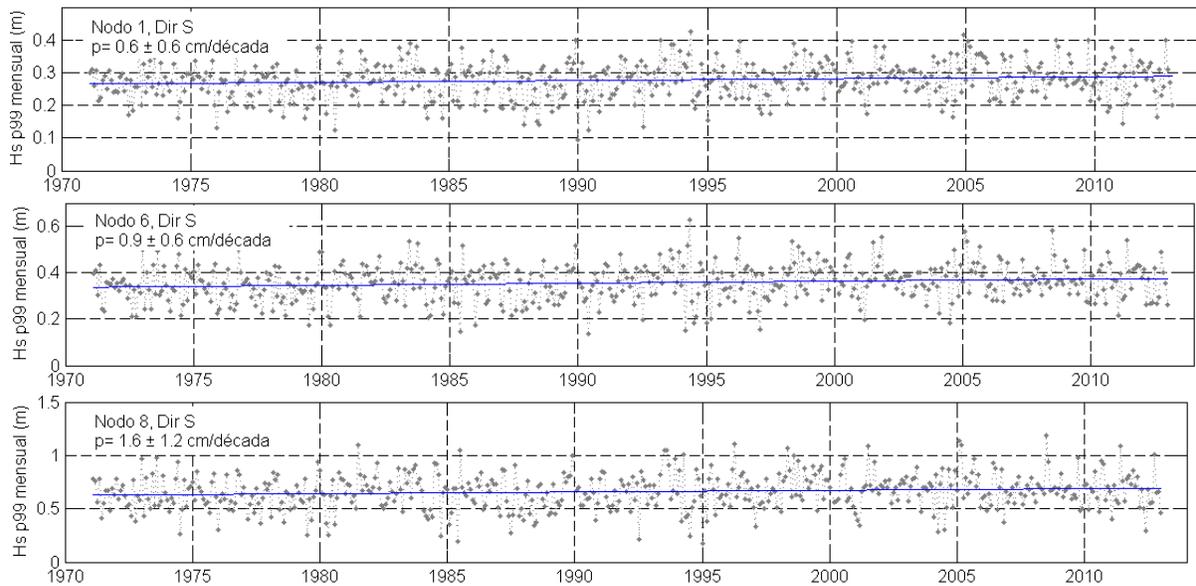


Figura 5.25: Serie de Hs_{99} correspondiente a la dirección S, para los nodos 1, 6 y 8, y recta que ilustra la tendencia de los datos (azul). Se indica la pendiente (p) o tendencia para cada nodo.

Por otro lado, se estudió si la frecuencia de ocurrencia de olas proveniente de las distintas direcciones analizadas muestran tendencia significativa. A diferencia de las tendencias de Hs , si las frecuencias de ocurrencia de olas se incrementaron para algunas direcciones debe verificarse una disminución equivalente en otras.

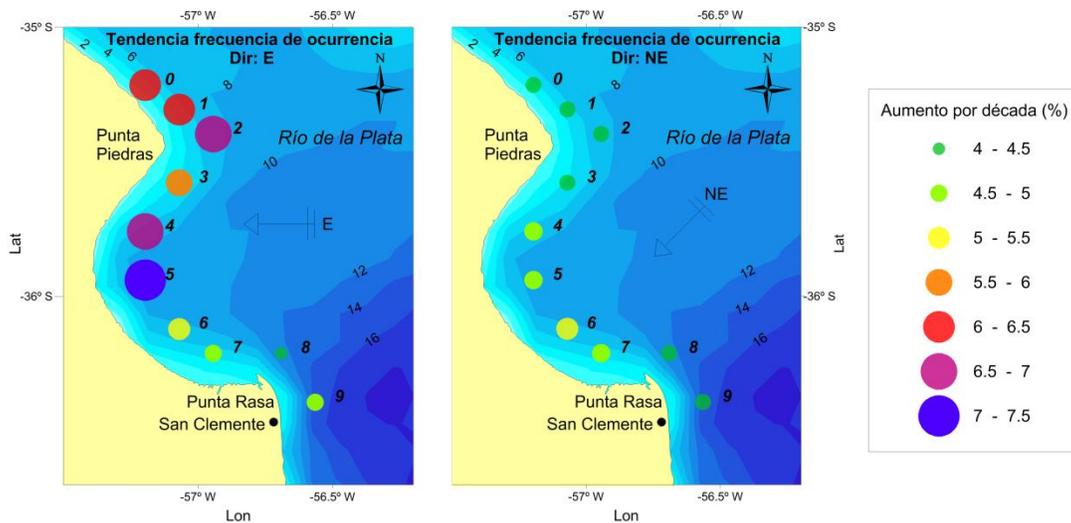


Figura 5.26: Tendencias (porcentuales) de la frecuencia de ocurrencia para la dirección E (izquierda) y NE (derecha).

Los resultados obtenidos muestran un aumento significativo de casos para las direcciones E y NE, y una disminución significativa para las direcciones W, NW y N en todos los sitios estudiados. El oleaje proveniente del SE sólo manifestó un aumento significativo en el nodo 7, cercano a General Lavalle.

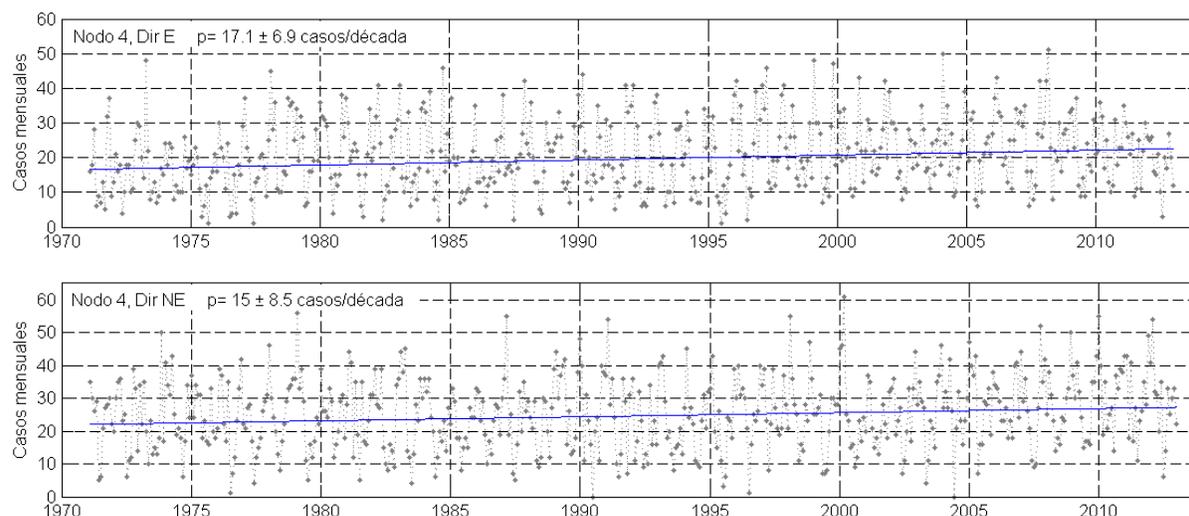


Figura 5.27: Series de frecuencia de ocurrencia correspondientes a las direcciones E y NE, para el nodo 4, y recta que ilustra la tendencia de los datos (azul). Se indica la pendiente (p) o tendencia.

Las mayores tendencias porcentuales para la frecuencia de ocurrencia se obtuvieron para la dirección E (Figura 5.26), aunque en términos absolutos (cantidad de casos por década) no variaron sustancialmente respecto de las tendencias obtenidas para la dirección NE. Para la dirección E la zona de máxima tendencia se extiende desde el centro de la bahía hasta Punta Indio. Los máximos valores para la dirección E se obtuvieron en el nodo 5 (16.9 ± 6.9 casos/década, 7.3% por década) y en el 4 (17.1 ± 7.1 casos/década, 6.9% por década). Este último sitio también se obtuvo una elevada tendencia para la dirección NE (15.0 ± 8.5 casos/década, 5.0% por década) lo cual se muestra en la Figura 5.27.

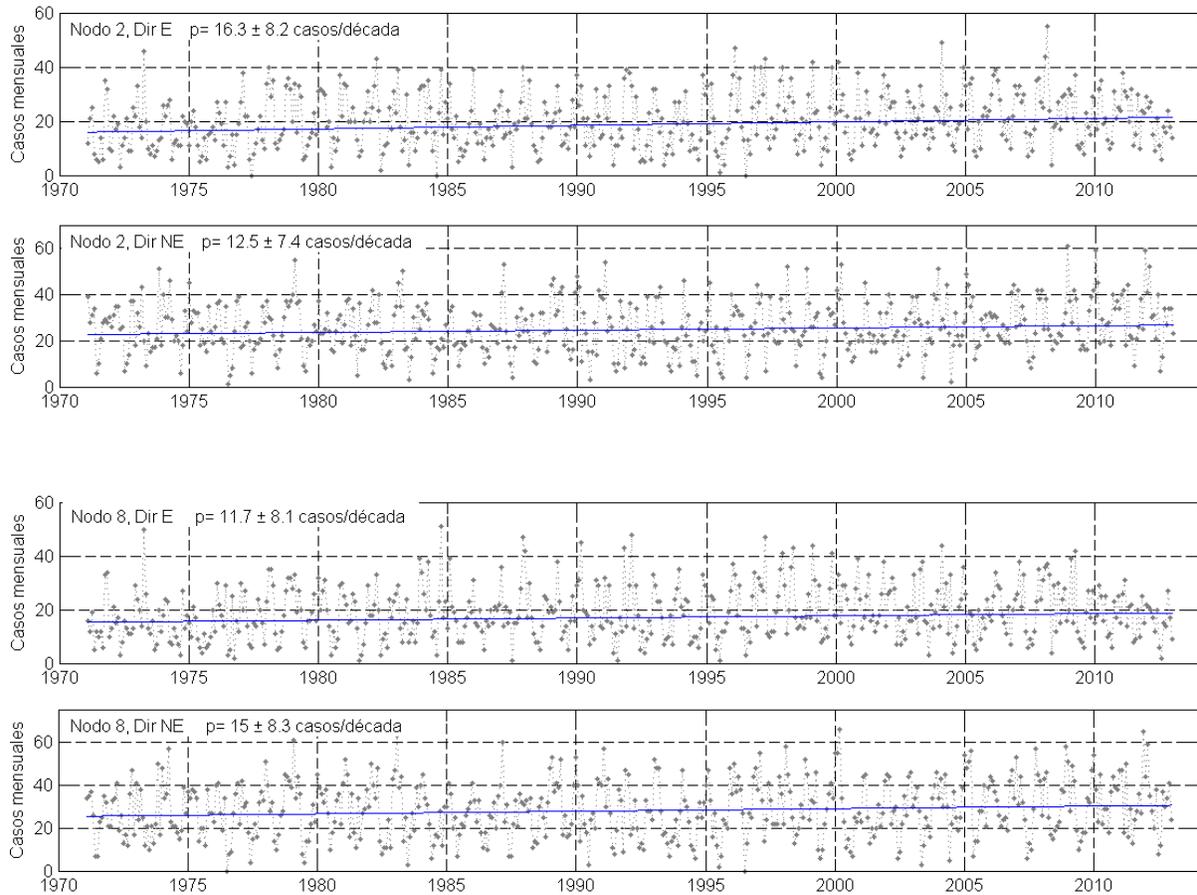


Figura 5.28: Series de frecuencia de ocurrencia correspondientes a las direcciones E y NE, para los nodos 2 y 8, y recta que ilustra la tendencia de los datos (azul). Se indica la pendiente (p) o tendencia.

Asimismo, en la Figura 5.28 se muestran las series de frecuencia de ocurrencia (valores mensuales) para las direcciones E y NE, para los nodos 2 y 8. Ambos sitios, ubicados respectivamente en los sectores N y S de la bahía, representan zonas de máximas tendencias.

En contraposición, las frecuencias de ocurrencia del oleaje proveniente del W, NW y N disminuyeron significativamente (Figura 5.29). En la figura se aprecian fuertes tendencias negativas para la dirección NW, con valores comprendidos entre -13 y -16 casos por década, expresado en valores relativos de 9 a 11%/década.

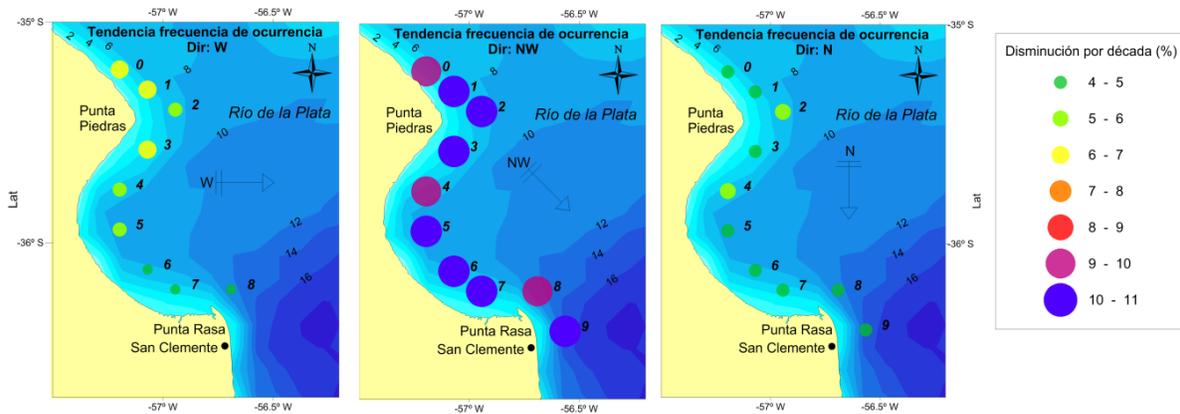


Figura 5.29: Tendencias (porcentuales) negativas de la frecuencia de ocurrencia para la dirección W (izquierda), NW (centro) y N (derecha).

Por otra parte, también se observaron tendencias negativas para la dirección N, con valores que van de -9 a -13 casos por década. Por ejemplo, en el nodo 7 (Figura 5.30) se observaron tendencias absolutas para la dirección NW de -16 ± 4 casos/década (-10.7% por década) y para la N de -10.9 ± 7.2 casos/década (-4.2% por década) y, en el nodo 4, para ambas direcciones (N y NW) se obtuvieron tendencias significativas que indican decrecimientos de -5.3 y -10.0% por década, respectivamente (Figura 5.31).

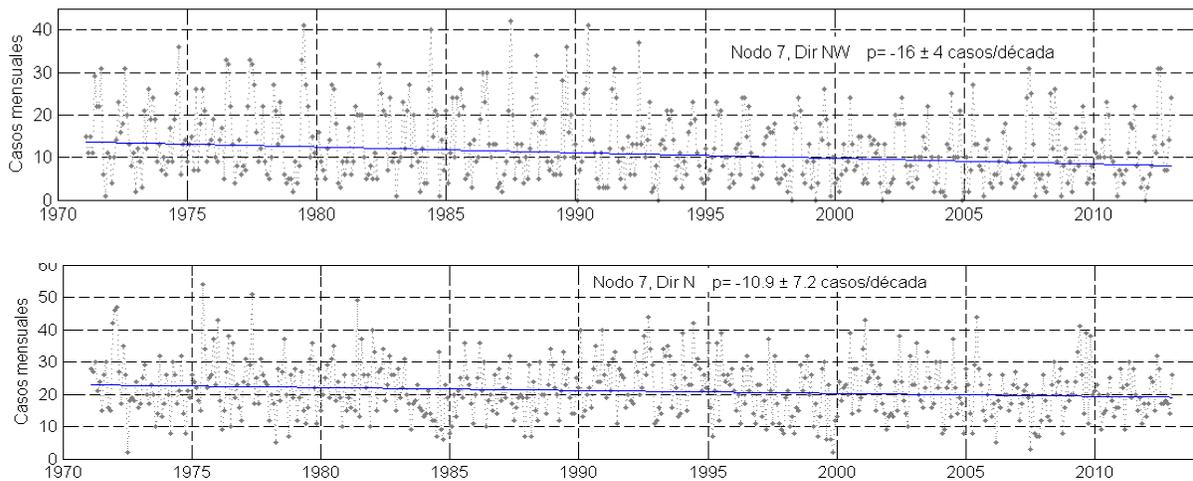


Figura 5.30: Series de frecuencia de ocurrencia correspondientes a las direcciones NW y N, para el nodo 7, y recta que ilustra la tendencia de los datos (azul). Se indica la pendiente (p) o tendencia.

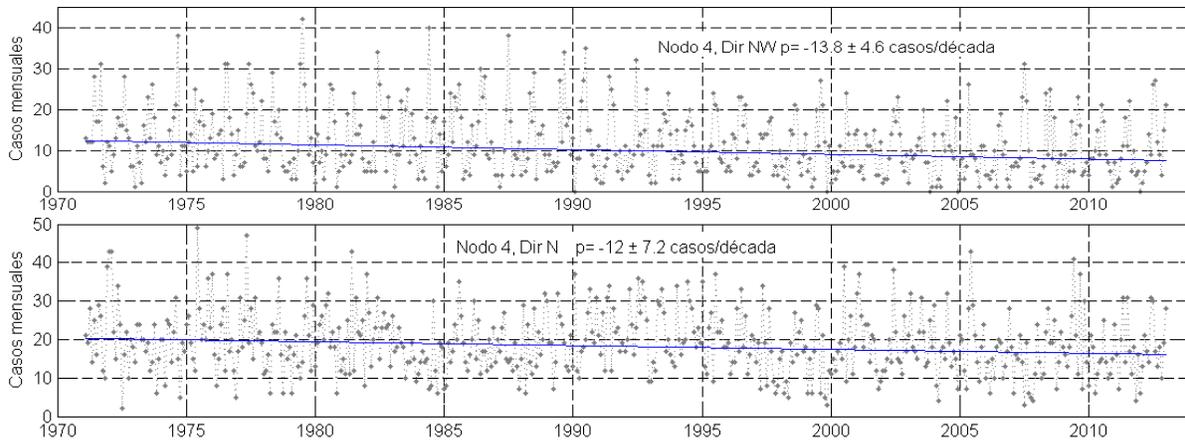


Figura 5.31: Series de frecuencia de ocurrencia correspondientes a las direcciones NW y N, para el nodo 4, y recta que ilustra la tendencia de los datos (azul). Se indica la pendiente (p) o tendencia.

5.7 Tendencia del flujo de energía paralelo a la costa

Se estimó la tendencia del flujo de energía de olas paralelo a la costa para evaluar si existen variaciones en su flujo neto (Pls^N) y, consecuentemente, en el transporte potencial de sedimentos paralelo a la costa. La tendencia estimada en los flujos de energía hacia la derecha (Pls^d) y la izquierda (Pls^i) fueron positivos y significativos para todos los nodos. Mientras que la tendencia de Pls^N resultó significativa sólo en los nodos 4 (frente al Canal 15) y en el 7 (frente a la desembocadura del río Ajó). Estos resultados son consistentes ya que si dos flujos opuestos (Pls^i y Pls^d) aumentan es razonable que Pls^N se mantenga constante.

En la Figura 5.32 se presentan los Pls^N medios anuales (a manera de flechas) y sus tendencias tanto absolutas como porcentuales ($Jm^{-1}s^{-1}/década$ y % por década). Se destacan en rojo las flechas cuyas tendencias de Pls^N resultaron ser significativamente distintas de cero. Las tendencias porcentuales o relativas se estimaron respecto al flujo medio total calculado para el período analizado (1971-2012). En el nodo 4, Pls^d (hacia el SW) y Pls^i (hacia el NE) presentaron tendencias positivas significativas, pero con un aumento mayor para el caso del flujo hacia el SW ($+250 Jm^{-1}s^{-1}$) que hacia el NE ($+50 Jm^{-1}s^{-1}$). La tendencia de Pls^N en consecuencia resultó ser hacia el SW, con un valor de $+200 \pm 170 Jm^{-1}s^{-1}$

$^{-1}/\text{d}{\acute{e}}\text{cada}$, es decir, representa un aumento relativo de 4.2% por d{acute}cada respecto del Pls^N . En el nodo 7 la tendencia de Pls^N fue m{ax}ima alcanzando 9.1% por d{acute}cada para un flujo medio dirigido hacia el WNW. En las Figura 5.33 y 5.34 se presentan, a modo de ejemplo, las series de Pls^i , Pls^d y Pls^N indic{and}ose en cada caso la recta que ilustra las tendencias correspondientes a los nodos 4 y 7, respectivamente.

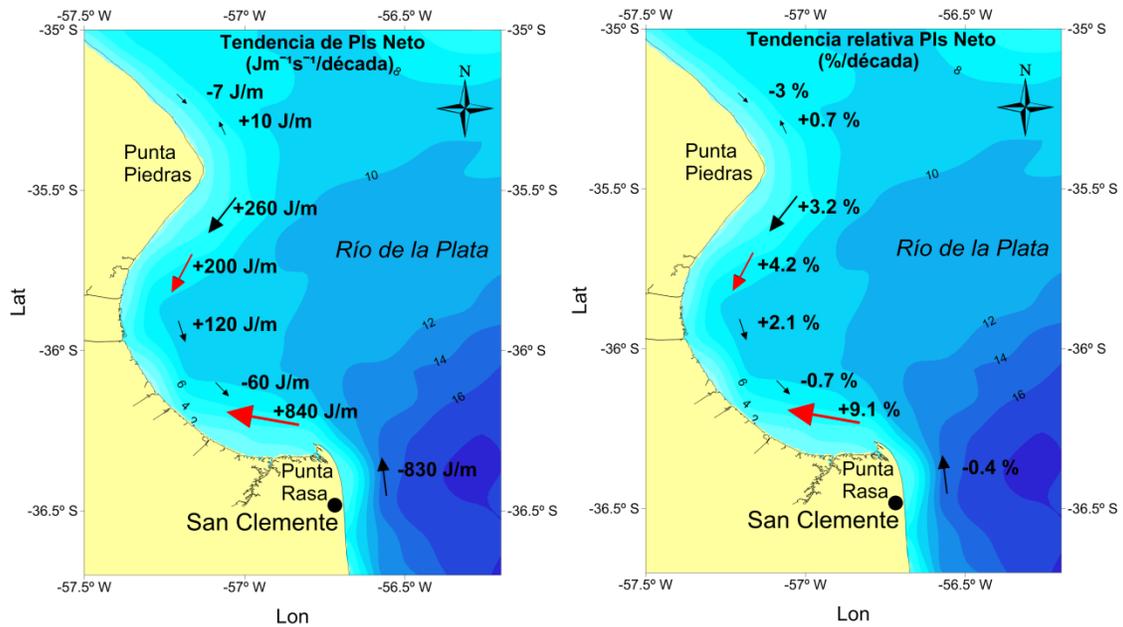


Figura 5.32: Tendencias de Pls^N absolutas (izquierda) y porcentuales (derecha) para el período 1971-2012. La magnitud de los vectores es proporcional al valor de Pls^N medio anual. Las flechas rojas indican que la tendencia es significativa.

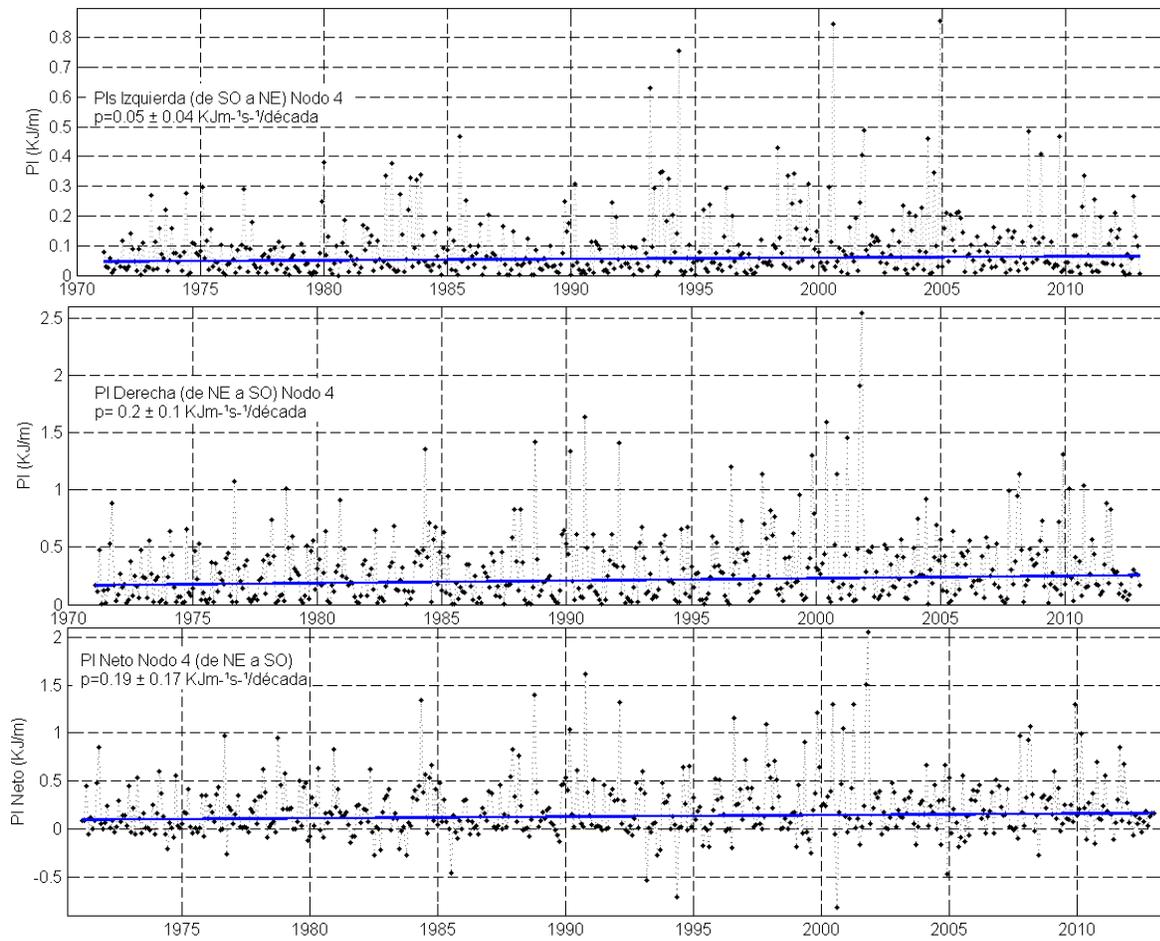


Figura 5.33: Series de PIs^i (arriba), PIs^d (centro) y PIs^N (abajo) correspondientes al nodo 4, y recta que ilustra la tendencia de los datos (azul). Se indica la pendiente (p) o tendencia.

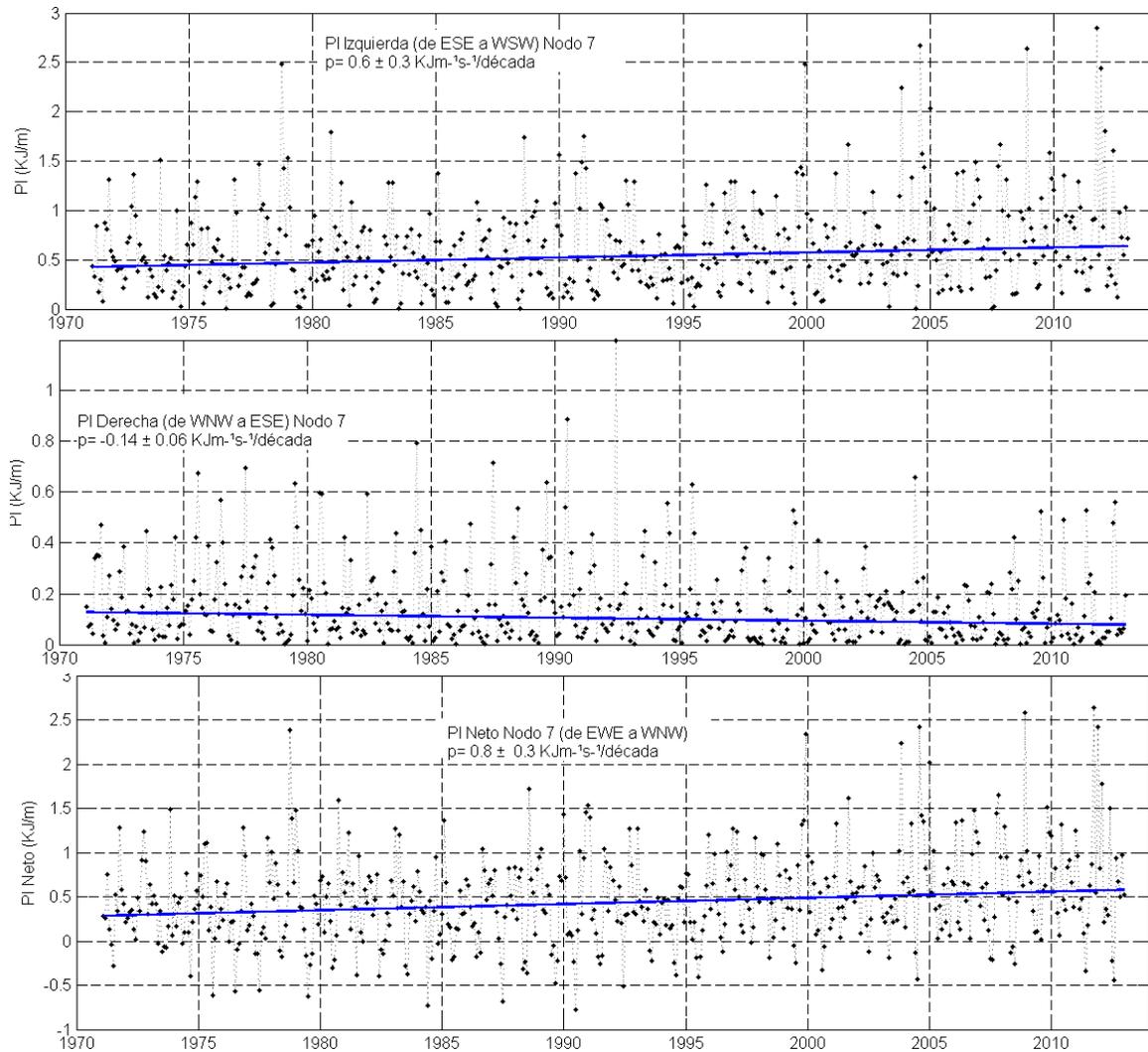


Figura 5.34: Series de PIs^i (arriba), PIs^d (centro) y PIs^N (abajo) correspondientes al nodo 7, y recta que ilustra la tendencia de los datos (azul). Se indica la pendiente (p) o tendencia.

5.8 Tendencia de Hs inferida con datos satelitales

Sobre la serie de Hs obtenida satelitalmente en la boca del RdP, la cual resultó satisfactoriamente comparada con la de Hs medida *in situ* (Capítulo 3), se estimó la tendencia de Hs utilizando la misma metodología explicada precedentemente (Sección 5.4). Primeramente se obtuvieron los campos medios de Hs y de Hs_{99} para un área coincidente con el dominio del modelo SWAN utilizado en la presente tesis (Figura 5.35). Se diseñó una grilla con resolución espacial de $2^\circ \times 2^\circ$ y,

siguiendo la metodología utilizada por Young et al., (2011) se obtuvieron series mensuales altimétricas de los parámetros de ola. Dichos autores determinaron que la resolución adoptada ($2^\circ \times 2^\circ$) es suficiente para calcular los estadísticos mensuales. Coincidentemente con Dragani et al. (2010) los resultados obtenidos con los datos altimétricos muestran un decrecimiento de Hs en dirección hacia la costa, alcanzando en la boca del RdP un valor para Hs medio de 1.2 m y para Hs₉₉ de 2.5 m, aproximadamente.

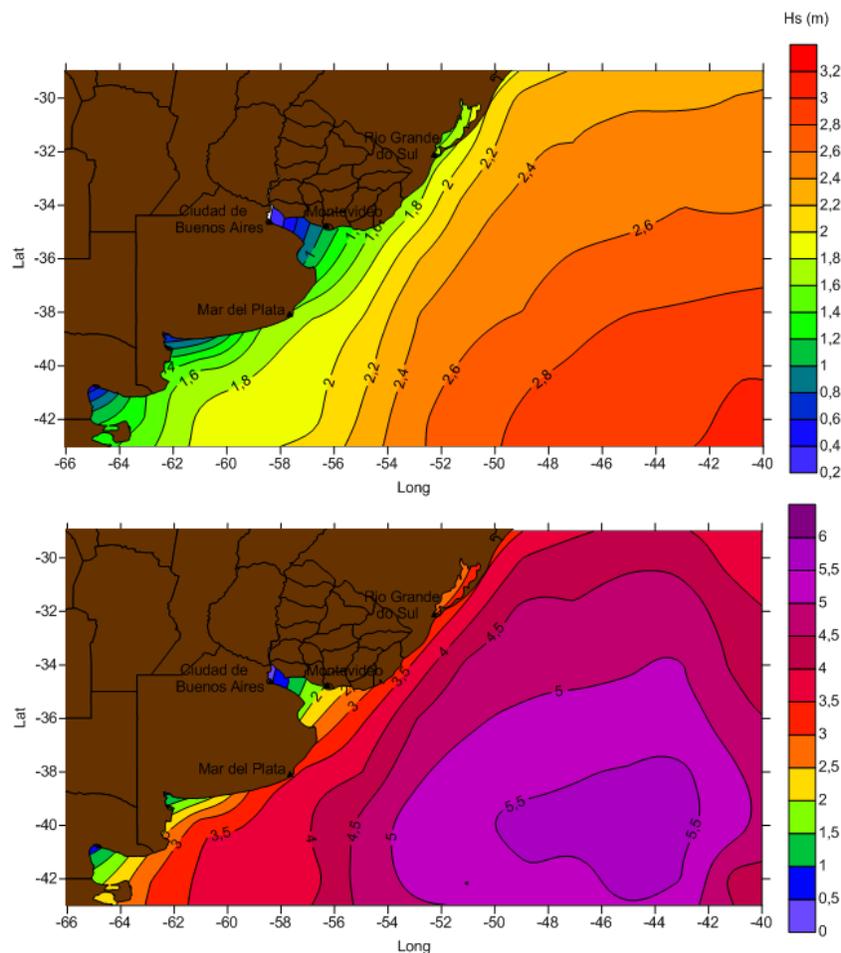


Figura 5.35: Resultados de datos altimétricos. Hs medio (arriba) y Hs₉₉ (abajo) para el período 1991-2012.

Seguidamente se aplicó el método estacional de M-K para ver si los datos satelitales en el sitio donde fueron validados (boca del RdP) presentan tendencia positiva tal como se infiere de las simulaciones numéricas. Se utilizaron Hs

altimétricas dentro de un círculo de un radio de 40 km centrado en la posición de la boya, cuyo borde está a más de 50 km de la costa (Figura 5.36). Por último, se descartaron los meses con menos de 4 días de datos. De esta manera se obtuvo una tendencia de 6.4 ± 5.5 cm/década (Figura 5.37). La Hs media para todo el período es 1.1 m, resultando así un aumento de 5.8% por década relativa al valor medio. La tendencia en Hs altimétrica es compatible con los valores inferidos en la zona costera de la bahía Samborombón basado en simulaciones numéricas, considerando que los datos altimétricos se ubican bastante más lejanos de la costa y en un sitio de mayor profundidad. Asimismo, la tendencia relativa (porcentual) computada con los datos satelitales resultó ser un poco mayor al triple que las tendencias inferidas para las aguas costeras de la bahía.

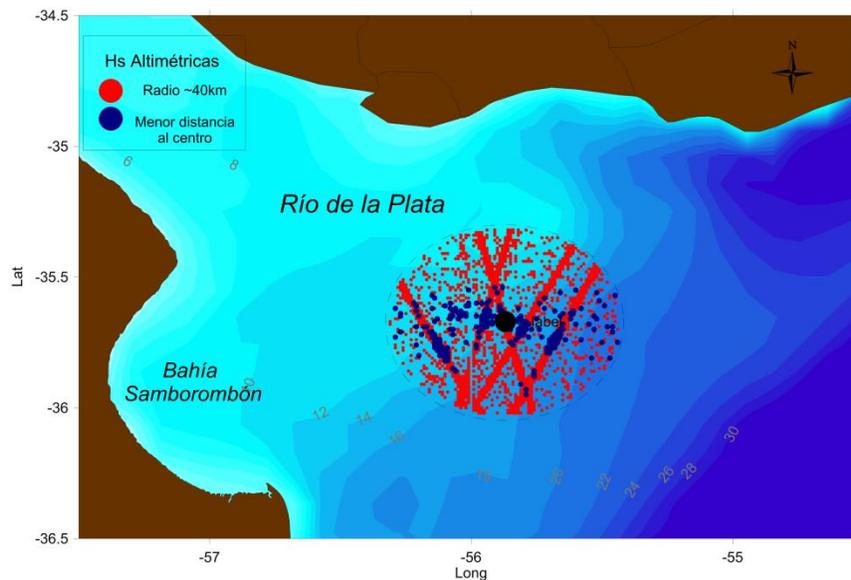


Figura 5.36: Datos satelitales utilizados para la construcción de la serie de Hs mensual (período: 1992-2012). En rojo se indican todos los datos disponibles y en azul los que cumplen con los criterios espacial y temporal.

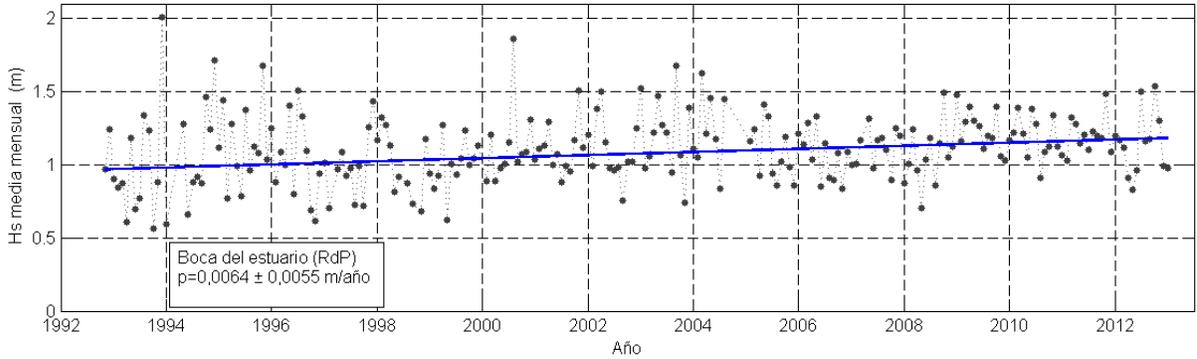


Figura 5.37: Series de Hs (medias mensuales) correspondiente a los datos altimétricos para la boca del RdP, y recta que ilustra la tendencia de los datos (azul). Se indica la pendiente (p) o tendencia para cada nodo.

5.9 Conclusiones parciales

Como primer resultado de este análisis, se observa un marcado incremento en Hs modelada (y por lo tanto de la energía) entre los sitios 7 y 8 (Figura 5.1), es decir, entre el clima de olas dentro y fuera del estuario. Por lo tanto, los sitios caratulados de 0 a 7 son representativos de aguas de estuario mientras que los 8 y 9 corresponden a un ambiente marino. El análisis direccional mostró que en todos los nodos analizados la dirección predominante del oleaje es del NE, con porcentajes comprendidos entre 19.4 y 23.7%. El oleaje proveniente del E y del N le siguen en importancia, presentando valores cercanos al 15%. El oleaje del SE (13%, aproximadamente) le sigue en frecuencia y el resto de las direcciones (S, SW, W y NW) presentan porcentajes inferiores al 10% (Figura 5.6).

Las tendencias de la Hs media y del percentil 99 no direccionales resultaron significativas para todos los nodos, con aumentos entre 1 y 2%/década. En el análisis direccional, el oleaje proveniente del E y NE resultó con las mayores tendencias relativas, encontrando máximos en el centro y S de la bahía Samborombón (entre los nodos 4 y 8), con valores comprendidos entre 2 y 3% por década. Para la dirección E las tendencias absolutas resultaron ser de 0.6 ± 0.4 cm/década en el nodo 4, alcanzando 0.8 ± 0.4 cm/década en el nodo 7. La máxima tendencia se obtuvo frente a Punta Rasa (nodo 8) alcanzando los $1.2 \pm$

0.7 cm/década. Las tendencias correspondientes a la dirección NE presentan una distribución espacial más homogénea que la dirección E a lo largo de la costa de la bahía, con valores comprendidos entre el 1.9 y 2.4% por década (Figura 5.17). Para la dirección NE se obtuvieron dos máximos, uno en el nodo 5 (0.7 ± 0.3 cm/década) y el otro en el nodo 8 (1.2 ± 0.3 cm/década). El nodo 8 es el que muestra la máxima tendencia absoluta para ambas direcciones (E y NE), mientras que en el nodo 6 se da la máxima tendencia relativa para la dirección E y en el nodo 5 para la NE (Tabla 5.4). Las tendencias de las series de H_{s99} para cada dirección fueron también estimadas en cada nodo. Resultaron tendencias significativas para las direcciones E y NE en todos los sitios estudiados (Figura 5.22), y para la S en todos los sitios excepto en el nodo 0 (Figura 5.23). Para la dirección E se destacan las tendencias en los sitios 6, 7 y 8 con valores comprendidos entre 2 y 2.5% por década.

Las mayores tendencias porcentuales para la frecuencia de ocurrencia se obtuvieron para la dirección E (Figura 5.26), aunque en términos absolutos (cantidad de casos por década) no variaron sustancialmente respecto de las tendencias obtenidas para la dirección NE. Los máximos valores para la dirección E se obtuvieron en el nodo 5 (16.9 ± 6.9 casos/década, 7.3% por década) y en el 4 (17.1 ± 7.1 casos/década, 6.9% por década). En este último sitio también se obtuvo una elevada tendencia para la dirección NE (15.0 ± 8.5 casos/década, 5.0% por década) (Figura 5.27). En contraposición, las frecuencias de ocurrencia del oleaje proveniente del W, NW y N disminuyeron significativamente (Figura 5.29), con valores comprendidos entre -13 y -16 casos por década. También se observaron tendencias negativas para la dirección N, con valores que van de -9 a -13 casos por década.

La tendencia calculada para la serie de Hs satelital resultó ser un orden mayor que los valores inferidos en la zona costera de la bahía Samborombón (basados en resultados de simulaciones numéricas). Esto es razonable ya que los datos altimétricos corresponden a un sitio ubicado en la boca del RdP, bastante más

lejano de la costa y con mayor profundidad. En cambio, la tendencia relativa (porcentual) computada con los datos satelitales resultó ser un poco mayor al triple que las tendencias inferidas para las aguas costeras de la bahía.

Un parámetro central en el estudio de los procesos litorales es el flujo de energía paralelo a la costa ya que es directamente proporcional al transporte potencial de sedimentos. En la zona costera de Punta Indio (nodo 0) Pls^N es casi nulo (0.007 kJ/ms) indicando que en período estudiado Pls^i y Pls^d estuvieron prácticamente en balance, sin evidenciarse transporte neto significativo (Figura 5.11). Dentro de la bahía Samborombón Pls^N muestra un patrón convergente. Desde Punta Piedras hacia el Canal 1 (nodo 6) el flujo neto disminuye de 3 kJ/ms a 0.8 kJ/ms, y desde el S (Punta Rasa, 5.6 kJ/ms) se observa un decrecimiento similar hacia el centro de la bahía. En el litoral marítimo, frente a San Clemente del Tuyú, Pls^N es hacia el N (2.4 kJ/ms). Este resultado es consistente con lo obtenido por Caviglia et al. (1991) y Dragani et al. (2013c), quienes estimaron un flujo neto anual en la misma dirección, con métodos distintos para la zona costera bonaerense.

Se estimó la tendencia del flujo de energía de olas paralelo a la costa para evaluar si existen posibles variaciones en su flujo neto (Pls^N) y, consecuentemente, en el transporte potencial de sedimentos paralelo a la costa. La tendencia estimada en los flujos de energía hacia la derecha (Pls^d) y la izquierda (Pls^i) fueron positivos y significativos para todos los nodos. Mientras que la tendencia de Pls^N resultó significativo sólo frente al Canal 15 y a la desembocadura del río Ajó. Estos resultados son consistentes ya que si dos flujos opuestos (Pls^i y Pls^d) aumentan es razonable que Pls^N se mantenga constante.

Con todo lo expuesto en este capítulo se da cumplimiento a los objetivos específicos segundo, tercero y cuarto. Dado a que no existen observaciones directas de olas en aguas costeras de la bahía y que los datos satelitales demostraron ser poco satisfactorios cerca de la costa, los resultados obtenidos en esta tesis sobre el clima de olas, flujo de energía paralelo a la costa y tendencias resultan ser absolutamente inéditos. Resumidamente, el análisis direccional de

olas mostró que en aguas costeras de la bahía Samborombón Hs se incrementa desde Punta Piedras hacia Punta Rasa, y que la dirección predominante del oleaje es del NE, siguiéndole en importancia el oleaje del E y del N. Se obtuvieron tendencias máximas para Hs en el centro y S de la bahía (para las direcciones E y NE), y las mayores tendencias porcentuales para la frecuencia de ocurrencia resultaron para la dirección E. Contrariamente, las frecuencias de ocurrencia del oleaje del W, NW y N disminuyen significativamente. En la bahía Samborombón Pls^N muestra un patrón convergente. Desde Punta Piedras hacia el Canal 1 (nodo 6) el flujo neto disminuye, y desde el Punta Rasa hacia el centro de la bahía también se observa un decrecimiento similar. La tendencia de Pls^N resultó significativa sólo en los nodos 4 y 7.

6 Discusión

Hasta el presente los procesos litorales en la bahía Samborombón prácticamente no han sido estudiados por la comunidad científica dedicada a problemas costeros. La causa de esto podría deberse, en principio, a que las costas de la bahía están escasamente pobladas y que su acceso, tanto desde el agua como desde tierra, es dificultoso. La costa de la bahía es un área donde el monitoreo sistemático y continuo de parámetros ambientales no existe o son de muy escasa duración y, por esta razón, las simulaciones numéricas toman mayor relevancia a la hora de realizar estudios climatológicos.

6.1 Retroceso de la línea de costa

Sobre la base de mediciones realizadas en el campo se obtuvo un retroceso sostenido de la línea de costa en tres sitios de la bahía. Como resultado se estimó un retroceso de 0.38 m/año en Punta Piedras, 1.26 m/año en Estancia Juan Gerónimo y 0.66 m/año en Canal 1. Por otro lado, a través de imágenes satelitales, fotos aéreas y cartas topográficas en la zona de Punta Indio ubicada al N de Punta Piedras, se estimó un retroceso medio de ~4 m/año (en una extensión de 3 km a lo largo de la costa) alcanzando en algunos sitios más de 6 m/año. Aunque los diferentes sitios de la bahía muestran tasas de retroceso distintas se observa que la erosión es notable y que todas las tendencias resultaron ser significativas. Se pudo constatar, además, que la escarpa retrocede irregularmente en el tiempo y también, es importante de remarcar, que no se halló progradación en ningún sitio estudiado. Este proceso erosivo ha sido documentado por algunos autores informando tasas de hasta 2 m/año para el año 2010 y retrocesos de 8.2 m/década basado en imágenes aéreas y satelitales obtenidas entre 1970 y 2010 (Codignotto et al., 2012; 2011). Por otro lado, en la zona se puede apreciar muy pocos sitios (Punta Indio) donde la construcción de dos defensas costeras modifique la tasa de retroceso.

Sin embargo, como se señaló en el Capítulo 4, hay algunos antecedentes (basados en imágenes) que no sugieren retroceso costero. Por ejemplo, Tosi et al. (2013) comparando imágenes satelitales Landsat correspondientes al centro de la bahía registraron una progradación de 500 m entre 1987 y 2011, es decir, una tasa media de +20 m/año, mientras que en el sector N no encontraron modificaciones en los últimos 30 años. En el sector S de la bahía, en cambio, observaron una pequeña y localizada zona de erosión con retroceso costero de unas decenas de metros entre 1975 y 2006. Asimismo, Lamaro et al. (2009) utilizando imágenes Landsat y SPOT, y cartas topográficas observaron una progradación media en el centro de la bahía de 600 m, entre 1968 y 2004 (17 m/año), y al S de 456 m, entre 1940 y 2004 (+7 m/año).

Las imágenes aéreas y/o satelitales son insumos muy ventajosos a la hora estudiar el cambio de la línea de costa ya que permiten abarcar grandes extensiones y largos períodos (generalmente se ensamblan fotografías aéreas, cartas topográficas antiguas e imágenes satelitales modernas). Para lograr resultados confiables se debe utilizar una metodología que reúna criterios de objetividad, robustez y repetitividad (Boak & Turner, 2005). En este proceso es necesario estimar la incertidumbre que afecta la precisión de las posiciones históricas de las líneas de costa (Fletcher et al., 2011). En la detección de la línea de costa se introducen errores potenciales provenientes de la propia técnica y, por otro lado, se debe manejar convenientemente al indicador elegido para representar la línea de costa (Boak & Turner, 2005). Como se mencionara oportunamente, en la zona de estudio no se dispone de series de niveles del mar para determinar el *datum* e incorporarlo a un modelo digital del terreno. En consecuencia, la interpretación visual de la línea de costa posee cierto grado de subjetividad en donde la habilidad del operador y el conocimiento del sitio de estudio juegan un rol determinante. De la misma manera el error asociado a la resolución espacial (la incertidumbre es directamente proporcional al tamaño del pixel) debe ser convenientemente considerado (Del Río & Gracia, 2013). En este contexto se puede comprender la razón por la cual exista tanta disparidad en las

tasas de cambio de línea de costa disponibles en los antecedentes mencionados. En este sentido, Lamaro et al. (2009) reportaron errores en la rectificación de imágenes comprendidos entre 7.5 y 130 m, a lo cual se le suma la incertidumbre asociada a la resolución espacial (10-175 m). Para arribar a resultados confiables las tasas de retroceso resultantes sólo serán significativas si son mayores a los errores estimados (Del Río & Gracia, 2013). Cabe destacar la importancia en este contexto de las fotografías aéreas antiguas ya que son un insumo indispensable debido a su extensión en el tiempo y a su alta resolución ya que al ser escaneadas con scanner fotogramétrico se puede conservar una alta resolución.

La metodología presentada y aplicada en la zona de Punta Indio, ubicada ligeramente al N de Punta Piedras tiene muy buena precisión y significancia para identificar la tasa de cambio de la línea de costa. La misma ha sido utilizada en estuarios de distintas partes del mundo e, incluso, es utilizada operativamente a nivel nacional por algunos países (Fletcher, 2011; Hapke et al., 2015; 2010; 2009; Hapke & Reid, 2007). Recientemente Cellone et al. (2016) estudiaron también la zona de Punta Indio aplicando la misma metodología, aunque utilizaron algunas imágenes distintas. Los resultados obtenidos por dichos autores estiman un retroceso medio de 3.6 m/año el cual concuerda con el obtenido en esta Tesis (3.9 m/año).

La pérdida de áreas de marisma a través de la erosión de sus bordes (escarpa o micro-acantilados) ha sido documentada por diversos autores en distintos ambientes costeros del mundo (Allen, 1989; Bondoni et al., 2016; Cowart et al., 2010; Currin et al., 2015; Day et al., 1998; Downs et al., 1994; Fagherazzi, 2014; Francalanci et al., 2013; Karimpour et al., 2015; McLoughlin et al., 2015; Schwimmer, 2001; van der Wal & Pye, 2004; Wolters et al., 2005). Los procesos físicos que ocurren en el límite entre la marisma y la planicie de marea se encuentran en un delicado equilibrio dinámico dependiente de procesos sedimentarios e hidrodinámicos. El retroceso de la escarpa se explica a través de mecanismos complejos que dependen de una variedad de factores (características

sedimento, bioturbación, efectos de la vegetación y sus raíces, oleaje, entre otros). Sin embargo, existe un amplio consenso en la literatura acerca de considerar a las olas como el principal factor de estos procesos erosivos (Allen, 1989; Fagherazzi et al., 2013; Feagin et al., 2009; Karimpour & Chen, 2016; Leonardi et al., 2016, 2015; Marani et al., 2011; Mariotti et al., 2010; Prahalad et al., 2015; Schwimmer, 2001; Tonelli et al., 2010). Sunamura (1992; 2015) resumió el efecto de retroceso en costas erosivas usando diferentes parámetros como, por ejemplo, la altura de ola, la compresión del material de la costa, la pendiente de la planicie de marea y la altura del acantilado. Pero, finalmente, enfatiza que el principal agente involucrado en el retroceso de la costa es la acción de la ola señalando que sin ellas no ocurriría el proceso erosivo. Justamente, en ese sentido, Codignotto et al. (2012) describieron que la morfodinámica de la costa pareciera responder esencialmente a los efectos de las olas en la zona exterior del RdP. Por esa razón la hipótesis que se plantea en esta tesis es que el agente determinante que explique el retroceso de la costa es un posible cambio en el clima de olas en las aguas costeras de la bahía Samborombón.

6.2 Cambio en el clima de olas

Los resultados obtenidos en esta tesis sobre el cambio en el clima de olas son compatibles con las tendencias positivas en la intensidad del viento detectadas por Pescio et al. (2015) en la región marítima adyacente, quienes reportaron un incremento en las intensidades comprendido entre 0.01 y 0.03 m/s por año (período: 1979-2009). Además, debido a la gran extensión y a la poca profundidad de la bahía, ésta es un área de alta sensibilidad a los cambios de intensidad y dirección del viento (Simionato et al., 2004a). En el largo plazo, sobre el RdP y la plataforma continental adyacente se han registrado aumentos de intensidad de los vientos del E durante los meses de verano e invierno (Simionato et al., 2005). Estas variaciones del régimen de vientos estarían provocando cambios en las ODT (D'Onofrio et al., 2008; Fiore et al., 2009) y en el clima de olas (Dragani et al., 2010; Pescio et al., 2015; Young et al., 2011) los cuales afectarían los procesos

litorales del estuario (Codignotto et al., 2012; Dragani et al., 2010; 2013). Estos antecedentes motivaron las simulaciones de largo plazo (1971-2012) y el análisis del clima de olas costero en la bahía Samborombón. Para realizar dichas simulaciones se utilizó el modelo olas SWAN implementado con mediana resolución debido a que en el RdP y en la bahía Samborombón no existen batimetrías de alta resolución, observaciones de olas, ni bases de viento de alta resolución que cubran el período simulado y que permitan realizar simulaciones más realistas que las presentadas en este trabajo.

Se obtuvo que en las aguas costeras de la bahía (nodos 1 a 7) Hs media está comprendida entre 0.15 y 0.30 m y Hs₉₉ entre 0.45 y 0.60 m. En cambio, en la zona de Punta Rasa y San Clemente del Tuyú Hs y Hs₉₉ duplican los valores mencionados (0.50 y 1 m, respectivamente). En general domina el oleaje de alta frecuencia, con T_p que no superan 4 s. Aunque, debe resaltarse que se ha observado que las simulaciones con SWAN tienden a subestimar el período en aproximadamente 2 s (Dragani et al., 2008; Lin et al., 2002; Martin et al., 2012). En el sector N de la zona de estudio se computaron las Hs más bajas, siendo esto coincidente con lo obtenido por Dragani y Romero (2004) quienes identificaron al RdP Medio como una zona somera propicia para la divergencia de rayos de olas provenientes del RdP Exterior. Las direcciones más frecuentes del oleaje son la N, NE, E y SE, siendo la predominante la NE (21.6% de los casos), siguiéndole en importancia la E y N (16.0%) y, en menor medida, la del SE (12.2%). Estas frecuencias son diferentes a las obtenidas en la boca del RdP (1996-2006) en donde las direcciones más frecuentes son del SE (44.2%), E (24.6%) y S (14.3%). Probablemente la protección que brinda la costa S de la bahía (desde General Lavalle a Punta Rasa) al oleaje proveniente del S y SE explique estas diferencias apreciadas en las direcciones.

Por otro lado, se encontraron tendencias bajas pero significativas en Hs y Hs₉₉ (no direccionales) a lo largo de toda la costa de la bahía. En los sectores central y N de la bahía (entre los nodos 1 y 5) se obtuvieron tendencias comprendidas entre

1.5 y 1.7% por década (entre 0.5 y 0.8 cm/década). Las mayores tendencias para H_{s99} se obtuvieron entre los nodos 3 y 5. Las tendencias obtenidas para H_s , basadas en simulaciones numéricas, son más bajas pero consistentes con las estimadas en la boca del RdP a partir de datos altimétricos (6.4 ± 5.5 cm/década, 5.8 % por década, período: 1992-2012), y con las obtenidas por Codignotto et al. (2012) quienes encontraron un aumento comprendido entre 2 y 4 cm/década en el RdP Exterior. Young et al. (2011) a partir de datos del GEOSAT (1985-2008) en aguas oceánicas adyacentes a la boca del RdP obtuvo tendencias significativas para H_{s99} entre 5.0 y 7.5 % por década. Estos resultados son compatibles con otros estudios realizados a escala global (Cox & Swail, 2001), continental (Izaguirre et al., 2013) y regional (Dragani et al., 2010). Izaguirre et al. (2013) también encontraron grandes tendencias para H_s aguas afuera del RdP Exterior (20 cm/década) utilizando el modelo global de olas WWIII.

El análisis direccional de tendencias dio valores significativos para H_s provenientes del E (entre 1.7 y 2.7 % por década) y del NE (entre 1.9 y 2.4 % por década) para todos los nodos costeros, como así también para la dirección S (entre 1.3 y 2.5 % por década) exceptuando el nodo 0. Las H_s provenientes del SE sólo estarían aumentando en Punta Piedras y San Clemente del Tuyú, es decir, la tendencia de H_s dentro de la bahía para el oleaje proveniente del S no sería significativa. De la misma manera, también está aumentando la frecuencia de ocurrencia de olas provenientes del E (entre 4.4 y 7.3% por década) y del NE (entre 3.8 y 5.1% por década). Naturalmente, como contraparte, se aprecia la disminución de las frecuencias de ocurrencia para el oleaje del N (entre -4.2 y -5.7% por década), NW (entre -3.7 y -6.6% por década) y W (entre -9.7 y -10.7% por década) en todos los sitios costeros. Las tendencias de H_s para las direcciones E y SE obtenidas en este trabajo para la zona costera de la bahía coinciden con las estimadas por Codignotto et al. (2012) para un sitio del RdP Exterior.

En esta tesis se obtuvo que las direcciones de incidencia del oleaje predominante en la zona costera de la bahía son del NE (21.6% de los casos) y del E (16.0%), y que las máximas tendencias corresponden también para el NE (entre 1.9 y 2.4 % por década) y E (entre 1.7 y 2.7 % por década). De la misma manera, también se obtuvo que están aumentando los casos de olas provenientes del NE (entre 3.8 y 5.1% por década) y del E (entre 4.4 y 7.3% por década). A modo de ejemplo, considerando un incremento del 2% por década para Hs, para cualquiera de las direcciones mencionadas, en un período de 50 años resultaría un aumento del 10.4% para Hs. Este impacto se vería potenciado por el incremento en la frecuencia de ocurrencia. Considerando un incremento del 5% en la frecuencia de ocurrencia, luego de 50 años, la cantidad de casos se vería incrementada en un 27.6%. Consecuentemente el oleaje del E y del NE, ambos muy eficientes para la erosión costera, se habría incrementado tanto en altura como en frecuencia de ocurrencia desde la década del 70 hasta el presente y, por consiguiente, esto podría ser considerado como un factor importante que ha contribuido al retroceso de la costa de la bahía.

6.3 Variabilidad climática y su relación con Hs

Está muy bien documentada la existencia de oscilaciones multidecadales y/o interanuales en las series de alturas de ola (Wang & Swail, 2001). Existen indicios que estas oscilaciones podrían estar relacionadas con la variabilidad de la circulación atmosférica (Hemer et al., 2010). Por ejemplo, dichos autores hallaron que las alturas de ola en el Océano Sur muestran fuerte correlación positiva con el "Modo Anular del Sur" (del inglés "*Southern Annular Mode*", SAM). Por otro lado, se ha detectado variabilidad asociada al SAM en la dirección del flujo de energía de olas en esa región, la cual impactaría significativamente sobre las corrientes litorales generadas por la incidencia oblicua de las olas en los márgenes costeros.

SAM es el principal modo de variabilidad en la circulación atmosférica en el Hemisferio Sur, influyendo principalmente en el viento en latitudes medias y altas. El índice anual de SAM se calcula a partir de observaciones de la presión

atmosférica a nivel del mar. Se caracteriza por presentar anomalías de presión con signo opuesto en la Antártida y en 40°/50° S. Algunos autores han reportado una tendencia de la fase positiva dando como resultado una intensificación de los vientos del Oeste alrededor de la Antártida (Marshall, 2003; Simmonds & Keay, 2000; Thompson & Wallace, 1999). El Niño/ Oscilación Sur (ENSO) es otro modo de variabilidad que representa una importante fluctuación climática, cuyo efecto se observa en varias partes del mundo. El índice el SOI (del inglés: "*Southern Oscillation Index*") se estima sobre la base de anomalías mensuales estandarizadas de diferencias de presión atmosférica a nivel del mar entre la Isla de Tahití (Polinesia Francesa, Océano Pacífico Sur) y Darwin (Australia).

Para estudiar si estos modos de circulación están relacionados con las series de alturas de ola se estimó la correlación lineal de Pearson (r_P) entre las series de Hs simuladas y las de índices SAM y SOI. En primer lugar, se calculó r_P entre los índices climáticos (SAM y SOI) y las series de Hs media anuales (no direccionales). Como resultado se obtuvieron valores de correlación inferiores a 0.25 (no significativos al 95%) para todos los nodos (Figura 6.1).

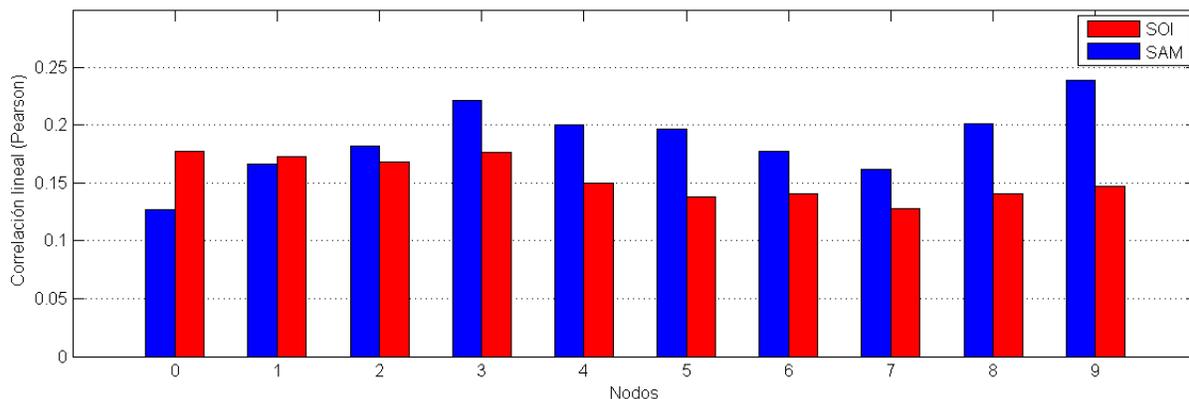


Figura 6.1: Valores de correlación entre los índices anuales SOI (rojo) y SAM (azul) y Hs media anual no direccional para cada uno de los nodos de la bahía Samborombón.

Se analizó, además, la correlación entre los índices SOI y SAM, y la frecuencia de ocurrencia del oleaje para cada dirección de incidencia (Figura 6.2). Para el índice SOI se obtuvieron correlaciones positivas y significativas (entre 0.35 y 0.45), y para el índice SAM, valores comprendidos entre 0.40 y 0.50, para la dirección NE,

en todos los nodos. Por otro lado, se obtuvieron correlaciones significativas negativas (entre -0.30 y -0.45) tanto para los índices SAM y SOI, para la dirección N, para todos los nodos de la bahía excepto los ubicados fuera del estuario. De la misma manera, se obtuvieron valores negativos de correlación en algunos nodos, para ambos índices, para el oleaje incidente del W.

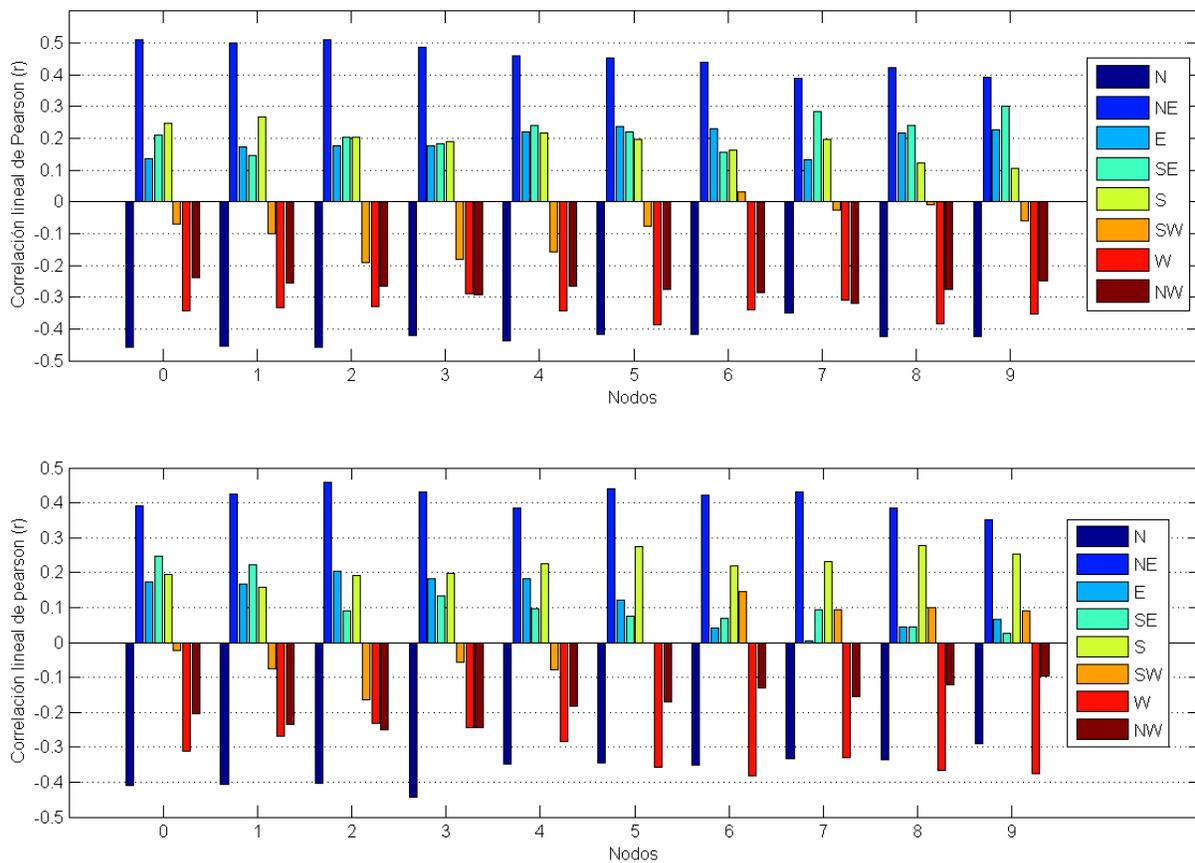


Figura 6.2: Correlación entre las frecuencias de ocurrencia anual y el índice SAM (panel de arriba) y SOI (panel de abajo), para cada dirección de incidencia y para cada nodo.

En la Figura 6.3 se muestran las series de frecuencia de ocurrencia anual del oleaje para la dirección NE, y las de los índices SOI y SAM, entre 1979 y 2012. Las series revelan la existencia de oscilaciones de largo período las cuales podrían constituir una dificultad para la estimación de la tendencia. Esto es así debido a que las tendencias podrían no ser unívocamente distinguida de las oscilaciones (ver, por ejemplo, *Polyakov & Johnson, (2000). Venegas et al. (1996)*, basados en datos de temperatura superficial del mar y presión en superficie (1953-

1992), encontraron tres modos de oscilación principales asociados a desplazamientos del Anticiclón Semipermanente del Atlántico Sur, con períodos aproximados de 15, 6-7 y 4 años. Más recientemente, *Yuan & Yonekura (2011)* encontraron para la región una oscilación cuasi-decadal formada por una onda multidecadal superpuesta a una decadal que parecería estar ligada a la variabilidad natural del SAM.

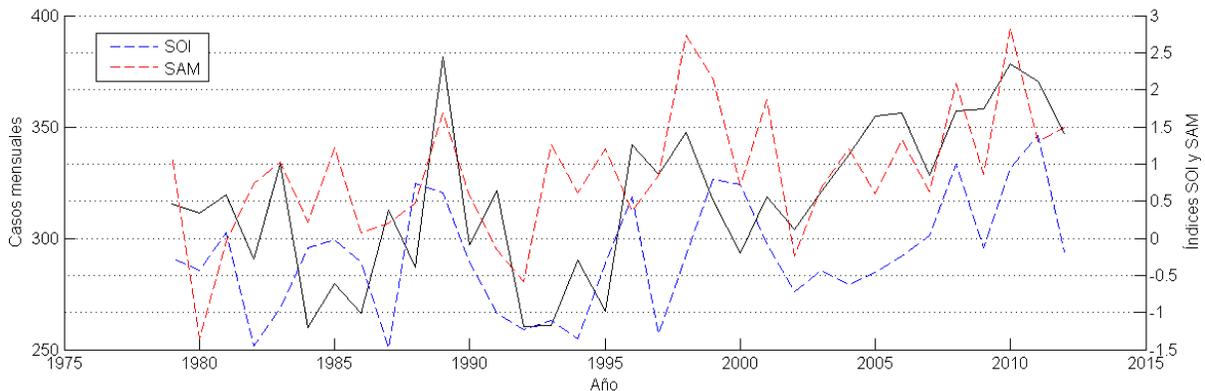


Figura 6.3: Frecuencia de ocurrencia anual del oleaje de dirección NE (en negro), índices SOI (azul) y SAM (rojo) entre 1979 y 2012.

Sin duda es previsible que los modos de variabilidad decadales y multidecadales impacten sobre las tendencias estimadas en las series de Hs, especialmente cuando los lapsos analizados son relativamente cortos. Por ejemplo, el período de 18 años considerado por *Young et al. (2011)* pareciera ser corto para el estudio de tendencias ya que, los valores estimados dependerán de la ubicación del inicio de la serie de datos y, sobre todo si la serie se encuentra en la parte creciente o decreciente de la oscilación. Aunque las correlaciones estimadas en este trabajo entre las series de índices climáticos (SOI y SAM) y las de Hs no son muy altas (comprendidas entre ± 0.5) y, si bien las series de datos analizadas son relativamente largas (34 años de duración), no se descarta que la variabilidad climática multidecadal podría distorsionar ligeramente las tendencias obtenidas en este trabajo. Este tópico merece un análisis particular el cual escapa a los objetivos de la presente tesis.

6.4 Flujo de energía de ola paralelo a la costa

El flujo de energía paralelo a la costa (el cual es una medida del transporte potencial de sedimentos) estimado a partir de las simulaciones numéricas muestra un patrón convergente en el centro/sur de la bahía Samborombón (Figura 5.11). Este patrón, en donde converge un muy débil flujo del NE con uno mucho más intenso del SE, sería compatible con una posible acumulación de sedimentos en el sector central/sur de la bahía. Sin embargo, según las geformas costeras observadas en la zona no se apreciarían evidencias de tal acumulación (Codignotto et al., 2012). Por otro lado, este patrón convergente concuerda con la descripción dada por Bértola (1995) quien señala que dentro de la bahía existen principalmente dos movimientos de materiales en suspensión: uno costero desde Punta Piedras hacia el S y otro más aguas afuera desde Punta Rasa hacia el N.

Frente a San Clemente del Tuyú (nodo 9) los resultados muestran un Pls^N de $2.4 \text{ KJm}^{-1}\text{s}^{-1}$ hacia el N lo cual indicaría un aporte de sedimentos provenientes desde el S, y consistente con el transporte litoral de arenas en el sector norbonaerense descrito en la literatura (Caviglia et al., 1991; Codignotto et al., 2012; Dragani et al., 2013c). Asimismo, en este sitio los resultados muestran una tendencia negativa en el Pls^N , lo cual es consistente con el retroceso del extremo distal de la espiga informado por Dragani et al. (2014) y con la reducción gradual del Pls^N en Pinamar (Dragani et al., 2013c).

Por otro lado, en el otro extremo de la bahía, en el sector N de Punta Piedras, se estimó un muy débil Pls^N hacia el NW ($0.07 \text{ KJm}^{-1}\text{s}^{-1}$) lo cual contrasta significativamente con el valor de Pls^N obtenido inmediatamente al S de Punta Piedras ($3 \text{ KJm}^{-1}\text{s}^{-1}$ hacia el SW). Consecuentemente, Punta Piedras sería una zona de divergencia para el flujo de energía paralelo a la costa. Debe notarse que los resultados obtenidos muestran que el flujo al S de Punta Piedras sería dos órdenes de magnitud mayor que el flujo al N, lo cual indicaría que los sedimentos resultantes de la erosión costera serían principalmente transportados hacia el interior de la bahía. Como se describiera en los antecedentes, esta zona se

caracteriza por tener sedimentos de fondo del tipo arcillas limosas con un tamaño medio $<10 \mu\text{m}$ (Moreira et al., 2016). Dichos autores hallaron las máximas concentraciones del material en suspensión en cercanías de la costa tanto hacia el N como al S de Punta Piedras, lo cual refuerza la idea de una zona de divergencia.

Hacia el N de Punta Piedras (Punta Indio), a partir del análisis del cambio de línea de costa basado en imágenes, se observó que las estructuras de defensa costera trasladan la erosión hacia el NW, lo cual es compatible con una deriva litoral predominante en dicha dirección. Los flujos de energía Pl^d ($0.117 \text{ KJm}^{-1}\text{s}^{-1}$) y Pl^i ($0.109 \text{ KJm}^{-1}\text{s}^{-1}$) son similares en el nodo caratulado como 0, resultando un Pls^N casi nulo ($0.008 \text{ KJm}^{-1}\text{s}^{-1}$ hacia el SE). En cambio, en el nodo 1 se obtuvo un Pl^d de $700 \text{ KJm}^{-1}\text{s}^{-1}$ y Pl^i de $765 \text{ KJm}^{-1}\text{s}^{-1}$, resultando un Pls^N hacia el NW de $65 \text{ KJm}^{-1}\text{s}^{-1}$. Ambos flujos netos (en los nodos 0 y 1) parecerían ser bajos como para determinar un patrón de erosión que explique el retroceso de la costa en Punta Indio. Por lo tanto, el retroceso de la costa en esta localidad podría estar explicado por la acción de la ODT y el oleaje durante eventos energéticos, los cuales poseen un gran poder erosivo (Codignotto & Kokot, 2005).

En cuanto a la tendencia de Pls^N se observó que ambas ramas del flujo de energía convergente en el centro/Sur de la bahía estarían aumentando. En el nodo 4, Pls^N es hacia el SW y estaría aumentando a razón de $200 \pm 170 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$ por década (4.2% por década). Coincidentemente, en este sitio se observaron los mayores aumentos de Hs media proveniente del NE y E (2.2 % por década) y de la frecuencia de ocurrencia del NE y E (5 y 7% por década, respectivamente). Asimismo, en el nodo 7 Pls^N (hacia el WNW) estaría incrementándose a razón de $840 \pm 300 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$ por década (9.1% por década). En este sitio también estarían aumentando la frecuencia de ocurrencia del oleaje del NE y E (4.7 % por década) y es el único lugar de la bahía en donde se observó un aumento significativo de la frecuencia del oleaje del sector SE (3.8% por década). Por otro lado, en este sitio también se obtuvo que Hs media del E estaría aumentando a razón de 2.6% por

década y que H_{s99} del NE, E y S estarían incrementándose entre 1.6 y 2.0% por década. Estos pequeños incrementos en los flujos de energía, en H_s media y H_{s99} impactan sin duda en la dinámica de los procesos costeros y favorecen el retroceso de la escarpa en la costa de la bahía. Leonardi y Fagherazzi (2015) describieron que los ambientes costeros caracterizados por baja energía de ola son más susceptibles a los cambios en la frecuencia de los eventos energéticos (caracterizados por H_{s99}) y a las variaciones de la energía media de ola.

6.5 Otros factores que impactan sobre el sistema costero de la bahía

Existen controversias acerca del rol que juega los grandes eventos energéticos durante las tormenta en relación a los más frecuentes y persistentes eventos de baja energía (Forbes et al., 2004). Desde luego las tormentas poseen un papel erosivo central ya que la energía de olas, al ser una función cuadrática de H_s , se amplifica significativamente y, además, el nivel del agua se sobreleva debido al efecto del viento. Esto permite que la ODT, el “*set-up*”, el “*run-up*”, el “*over-topping*” y el “*over-washing*” se incrementen notablemente y que las olas impacten sobre sectores costeros, ubicados tierra adentro respecto del HAT, que están prácticamente secos durante casi todo el año. Sin embargo, los eventos de oleaje de “buen tiempo”, que son los más frecuentes, poseen menos energía pero actúan normalmente casi todos los días del año.

En playas arenosas se ha demostrado que existe una relación lineal entre la intensidad de la ODT y la erosión (Zhang et al., 2001) a tal punto que se desarrollaron índices de erosión potencial por tormenta contruidos a partir de la medición horaria del nivel del agua, sin que el efecto de la ola se incluya explícitamente. Contrariamente, otra es la situación para las costas caracterizadas por planicies de marea y marismas, en donde el agua tiene una mayor amplitud horizontal debido a la baja pendiente. Ciertos ecosistemas de marismas son muy resistentes a los eventos de tormenta (Fagherazzi, 2014; Möller et al., 2014), ya que tienen una mejor capacidad de disipar la energía las olas por el efecto de la

vegetación. Algunos autores concluyen que los mayores efectos erosivos no se dan durante eventos de tormenta (Leonardi et al., 2016, 2015; Tonelli et al., 2010) ya que la marisma queda sumergida por el efecto de la ODT y la acción de las olas decrece debido al aumento de la disipación de la energía. Estos autores señalan que las marismas son más vulnerables cuando la altura del agua se encuentra alrededor del nivel medio. Leonardi & Fagherazzi (2015; 2014) describieron que las heterogeneidades de pequeña escala a lo largo del frente de las marismas afectan su respuesta morfodinámica a los eventos extremos, y concluyen que la erosión puede ocurrir independientemente de los eventos de alta energía de ola. Otros autores señalan que las marismas son intrínsecamente vulnerables a la erosión bajo condiciones normales (Fagherazzi, 2014). Con niveles del mar entre la condición media y la pleamar las olas impactan sobre el frente de la escarpa de la marisma ejerciendo su mayor efecto erosivo. En consecuencia, la persistencia de este mecanismo en condiciones de buen tiempo conduce a la erosión y al retroceso de la línea de costa en el largo plazo.

Leonardi et al. (2016) sugieren que las marismas que retroceden más rápido son las que tienen pendientes más suaves, mientras que los que lo hacen más lentamente, tienen perfiles más marcados. Estos autores han confirmado fehacientemente la relación entre la exposición a la energía de ola y la erosión. Por otro lado, en algunos trabajos sobre costas en estuarios se encontró una correlación positiva entre los eventos de tormenta y el retroceso del marisma (McLoughlin et al., 2015; Schwimmer, 2001). Algunos autores sugieren que las tormentas intermedias son las que generarían un mayor impacto en el retroceso del microacantilado (Wray et al., 1995) ya que ante un nivel del agua que supere el tope de la escarpa, la energía de las olas sería disipado en la marisma.

Si bien no existen trabajos específicos de ODT en aguas de la bahía Samborombón, algunos estudios realizados fundamentalmente con datos correspondientes a la Ciudad de Buenos Aires (mareógrafo de Palermo) señalan que la frecuencia y la duración de las ODT positivas estarían aumentando

mientras que las ODT negativas estarían decreciendo en el RdP (D'Onofrio et al., 2008). Los autores argumentan que el aumento relativo del nivel medio del mar, al modificar la profundidad, afectaría la generación, propagación y disipación de las ODT. Por otro lado, el aumento de la intensidad y la frecuencia de los vientos del E provocados por el movimiento hacia el S del anticiclón semipermanente Atlántico Sur podría ser otra causa que explique las tendencias mencionadas para la ODT (Escobar et al., 2004).

Con respecto al nivel medio del mar, está muy bien documentado que éste está experimentando un incremento y una aceleración los cuales se infirieron a través de series de datos de más de cien años de duración. Si bien la aceleración del aumento del nivel medio del mar en el RdP es pequeño, los daños asociados al mismo podrían ser irreversibles (D'Onofrio et al., 2008). Está ampliamente documentado el alto poder de resiliencia de la marisma frente al aumento del nivel del mar (Day et al., 1998; Fagherazzi et al., 2013; Kirwan et al., 2016; Mariotti & Fagherazzi, 2013b). Esto es así porque las marismas tienen la capacidad crecer verticalmente manteniendo un equilibrio frente al aumento del nivel del mar (Fagherazzi et al., 2013; Kirwan et al., 2016; Nicholls et al., 2007). En ese sentido, Schuerch et al. (2016) detectaron una tasa de crecimiento vertical constante (2.62 cm/año) en la marisma cercana a la desembocadura del río Salado. Atribuyen este crecimiento al aumento de las descargas de los ríos (posiblemente potenciada por el ENSO) y al efecto de las ODT extremas. Los autores concluyen que la tasa de crecimiento vertical de la marisma es sustancialmente mayor que el aumento relativo del nivel medio del mar (actual y proyectado) y, por lo tanto, es esperable que se adapten al futuro aumento del nivel medio del mar.

Desde otro punto de vista, el proceso de erosión del borde de la marisma puede ser también función de distintas características ecológicas y sedimentológicas de pequeña escala como, por ejemplo, la morfología del borde de la escarpa, el tamaño del grano del sedimento, las características de la vegetación y la abundancia de bivalvos y cangrejales (Fagherazzi et al., 2013). Por ejemplo, los

cangrejales densos e interconectados, con densidades que alcanzan 700 unidades por metro cuadrado provocan la disminución del esfuerzo de corte en los sedimentos, aumentan la permeabilidad y el contenido de agua, reduciendo así la resistencia del suelo a la erosión (Escapa et al., 2007; Fagherazzi et al., 2013).

Feagin et al. (2009) encontraron que la vegetación no reduce directamente la erosión sino que modifica indirectamente las propiedades del suelo al incorporar detritos y sedimentos finos. Estos elementos son incorporados al suelo provocando menor densidad aparente, menor coercitividad y mayor cohesión, propiedades que están asociadas a una mayor resistencia a la erosión lateral de la marisma (y del microacantilado). Los autores concluyen que estos cambios producidos en el suelo ofrecen una respuesta positiva ante fenómenos erosivos graduales como, por ejemplo, los asociados al aumento del nivel medio del mar, pero no así para la energía de las olas. Además, la vegetación modifica la rugosidad del suelo y así la hidrodinámica de las corrientes y de las olas reduciendo la erosión de fondo e incrementando el depósito de sedimentos (D'Alpaos et al., 2009). Asimismo el crecimiento vertical de la marisma está controlada, entre otros factores, por la acumulación de sedimentos orgánicos, la estabilización de la vegetación y las interacciones de la flora y la fauna (Pratolongo et al., 2009). Por estas razones en distintos sitios costeros del RdP Exterior se ha informado un crecimiento vertical de la marisma (Schuerch et al., 2016).

Finalmente, las marismas raramente se encuentran en equilibrio horizontal ya que están continuamente respondiendo a una competencia entre fuerzas constructivas y destructivas y, la disponibilidad de sedimentos puede ser un elemento clave en la vulnerabilidad del sistema. Una marisma “sana” importa sedimentos para contrarrestar la fuerza de las olas, mientras que una “enferma” no puede resistir los efectos de las fuerzas erosivas y, por lo tanto, exporta sedimentos (Ganju et al., 2017a). Estos autores presentaron un indicador de la “salud” de la marisma relacionado directamente con la disponibilidad de sedimentos. El equilibrio de la marisma necesita importar sedimentos desde fuera del sistema para combatir las

fuerzas erosivas. Las marismas suelen tener una resiliencia alta en dirección vertical como resultado de la importación de sedimentos, pero son muy débiles en la dirección horizontal debido a la erosión causada por las olas (Fagherazzi et al., 2013).

7 Conclusiones

A continuación se sintetizan las conclusiones obtenidas en relación a cada uno de los **objetivos específicos** planteados en esta Tesis:

Para cumplir con el primer objetivo específico, “**estudio de la evolución de la posición de la línea de costa**”, se aplicó una metodología estandarizada durante las tareas de campo realizadas desde el 2010 al presente, y se obtuvo que la costa está retrocediendo a razón de 0.66, 1.26 y 0.38 m/año en Canal 1, Estancia Juan Gerónimo y Punta Piedras, respectivamente. En ninguno de los sitios monitoreados se encontraron signos de progradación. Por otro lado, la tasa de retroceso de la costa obtenida en este trabajo mediante el análisis de imágenes para la zona de Punta Indio (3.9 m/año) coincide muy razonablemente con los resultados obtenidos por Cellone et al. (2016) quienes determinaron un retroceso medio de 3.6 m/año.

Para el segundo de los objetivos específicos, “**obtención del clima de olas para la bahía Samborombón**”, se validó el modelo SWAN forzado con NCEP/NCAR I para el período completo de datos del olígrafo (1996-2006). Se obtuvo un coeficiente de correlación lineal de 0.70, un ERCM de 0.33 m y un bias de +0.10 m. La comparación entre los resultados del modelo y los datos satelitales (período: 1991-2008) resultó similar a la alcanzada con las observaciones del olígrafo, obteniéndose un coeficiente de correlación lineal de 0.66, uno de determinación de 0.44 y un ERCM de 0.35 m. De esta manera, se considera que las simulaciones realizadas con el modelo SWAN (período: 1971-2012) fueron satisfactoriamente validadas con toda la información disponible para la zona de estudio.

Como resultado de este estudio se observa un marcado incremento en Hs entre los sitios 7 y 8 cercanos a Punta Rasa (Figura 5.1). Por lo tanto, se obtiene que los sitios caratulados de 0 a 7 son representativos de aguas de estuario mientras que los 8 y 9 (ubicados al E de Punta Rasa) corresponden a un ambiente marino. El análisis direccional mostró que en todos los nodos analizados la dirección

predominante del oleaje es del NE, con porcentajes comprendidos entre 19.4 y 23.7%. El oleaje proveniente del E, N y SE le siguen en importancia, presentando valores entre 15-13%. El resto de las direcciones (S, SW, W y NW) presentan porcentajes inferiores al 10% (Figura 5.6).

Con respecto al tercer objetivo específico, “**estimación de tendencias de los parámetros de olas**” las tendencias porcentuales máximas para Hs media se observaron en los sectores central y S de la bahía Samborombón (entre los nodos 4 y 8), para las direcciones E y NE, con valores comprendidos entre 2 y 3% por década. Para la dirección E las tendencias absolutas resultaron ser de 0.6 ± 0.4 cm/década en el nodo 4, alcanzando 0.8 ± 0.4 cm/década en el nodo 7. La máxima tendencia se obtuvo frente a Punta Rasa (nodo 8) alcanzando 1.2 ± 0.7 cm/década. Las tendencias correspondientes a la dirección NE presentan una distribución espacial más homogénea que la E a lo largo de la costa de la bahía, con valores comprendidos entre el 1.9 y 2.4% por década (Figura 5.17). Para la dirección NE se obtuvieron dos máximos, uno en el nodo 5 (0.7 ± 0.3 cm/década) y otro en el nodo 8 (1.2 ± 0.3 cm/década). El nodo 8 es el que muestra la máxima tendencia absoluta para ambas direcciones (E y NE), mientras que en el nodo 6 se presenta la máxima tendencia relativa para la dirección E y en el nodo 5 para la NE (Tabla 5.4). Las tendencias de las series de Hs₉₉ para cada dirección fueron también estimadas en cada nodo. Resultaron tendencias significativas para las direcciones E y NE en todos los sitios estudiados (Figura 5.22), y para la S en todos los sitios excepto en Punta Indio (Figura 5.23). Para la dirección E se destacan las tendencias en los sitios 6, 7 y 8 con valores comprendidos entre 2 y 2.5% por década.

Las mayores tendencias porcentuales para la frecuencia de ocurrencia se obtuvieron para la dirección E (Figura 5.26), aunque en términos absolutos (cantidad de casos por década) no variaron sustancialmente respecto de las tendencias obtenidas para la dirección NE. Los máximos valores para la dirección E se obtuvieron en el centro del BS: el nodo 5 (16.9 ± 6.9 casos/década, 7.3% por

década) y en el 4 (17.1 ± 7.1 casos/década, 6.9% por década). Este último sitio también se obtuvo una elevada tendencia para la dirección NE (15.0 ± 8.5 casos/década, 5.0% por década) (Figura 5.27). En contraposición, las frecuencias de ocurrencia del oleaje proveniente del W, NW y N disminuyeron significativamente (Figura 5.29), con valores comprendidos entre -13 y -16 casos por década. También se observaron tendencias negativas para la dirección N, con valores que van de -9 a -13 casos por década.

La tendencia absoluta obtenida para la series de Hs altimétrica (satelital), resultó ser un orden mayor que los valores inferidos en la zona costera de la bahía Samborombón (basados en resultados de simulaciones numéricas). Esto es razonable ya que los datos altimétricos corresponden a un sitio ubicado en la boca del RdP, bastante más lejano de la costa y con mayor profundidad. En cambio, la tendencia relativa (porcentual) computada con los datos satelitales resultó ser un poco mayor al triple que las tendencias inferidas para las aguas costeras de la bahía.

Respecto del cuarto objetivo específico **“cuantificación del flujo de energía paralelo a la costa generado por la incidencia oblicua del oleaje”** se obtuvo que en la zona costera de Punta Indio el Pls^N es casi nulo (0.007 kJ/ms) indicando que en el período estudiado Pls^i y Pls^d estuvieron prácticamente en balance, sin evidenciarse transporte neto significativo (Figura 5.11). Dentro de la bahía Samborombón Pls^N muestra un patrón convergente. Desde Punta Piedras hacia el Canal 1 el flujo neto disminuye de 3 kJ/ms a 0.8 kJ/ms, y desde el S (Punta Rasa, 5.6 kJ/ms) se observa un decrecimiento similar hacia el centro de la bahía. En el litoral marítimo, frente a San Clemente del Tuyú, Pls^N es hacia el N (2.4 kJ/ms). En cuanto a la tendencia de Pls^N se observó que ambas ramas del flujo de energía convergente en el centro/Sur de la bahía estarían aumentando. Frente a canal 15, Pls^N es hacia el SW y estaría aumentando a razón de $200 \pm 170 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$ por década (4.2% por década). Asimismo, frente a Gral. Lavalle Pls^N (hacia el

WNW) estaría incrementándose a razón de $840 \pm 300 \text{ Jm}^{-1}\text{s}^{-1}$ por década (9.1% por década).

Respecto al último de los objetivos específicos, “**integración de los resultados**” en esta tesis se demostró que el clima de olas está cambiando en la bahía Samborombón y en consecuencia la costa está retrocediendo. Se obtuvo que las direcciones predominantes del oleaje en aguas costeras de la bahía, las máximas tendencias Hs y los principales incrementos en la frecuencia de ocurrencia del oleaje corresponden a las direcciones NE y E. A modo de ejemplo, considerando un incremento del 2% por década para Hs tanto para la dirección NE como para la E durante un período de 50 años, resultaría un incremento del 10.4% para Hs. Este impacto se vería significativamente potenciado por el incremento en la frecuencia de ocurrencia. Considerando un aumento del 5% en la frecuencia de ocurrencia, luego de 50 años, la cantidad de casos se vería incrementada en un 27.6%. Consecuentemente el oleaje del E y del NE, ambos muy eficientes para la erosión ya que pueden impactar en cualquier sector de la costa, se habría incrementado tanto en altura como en frecuencia de ocurrencia desde la década del 70 hasta el presente y, por consiguiente, esto puede ser considerado como un factor importante que ha contribuido fehacientemente para en el retroceso de la costa de la bahía.

Esta Tesis plantea como **objetivo general** "determinar si el clima de olas en las aguas costeras de la bahía Samborombón está cambiando, si la costa de la bahía está en retroceso y si el cambio en el clima de olas podría ser una causa que contribuya a la explicación del retroceso de la costa". En ese sentido, los resultados obtenidos y discutidos en este trabajo, brevemente expuestos y sintetizados en este Capítulo, indican que la **hipótesis** planteada originalmente ("el retroceso de la costa de la bahía Samborombón podría ser parcialmente debido a un cambio en el clima de olas en las aguas costeras") puede ser aceptada como válida ya que se ha determinado que la costa de la bahía está en retroceso, que el clima de olas está cambiando y que, tanto el clima de olas actual

como el cambio inferido, favorecen la erosión y el retroceso de la costa de la bahía.

8 Bibliografía

- Aguirre, M., & Whatley, R. (1995). Late Quaternary marine deposits and paleoenvironments from northeastern Buenos Aires province: a review. *Quaternary Science Review*, 14, 223–254.
- Aiello, A., Canora, F., Pasquariello, G., & Spilotro, G. (2013). Science Shoreline variations and coastal dynamics: A space e time data analysis of the Jonian littoral, Italy. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 129, 124–135. <http://doi.org/10.1016/j.ecss.2013.06.012>
- Allegrino, J. B. (2014). *Estudio y caracterización de los espectros de olas en la boca del Río de la Plata. Tesis de grado. UBA/DCAO*. Universidad de Buenos Aires.
- Allen, J. R. L. (1989). Evolution of salt-marsh cliffs in muddy and sandy systems: A qualitative comparison of British West-Coast estuaries. *Earth Surface Processes and Landforms*, 14(1), 85–92. <http://doi.org/10.1002/esp.3290140108>
- Allen, J. R. L. (2000). Morphodynamics of Holocene salt marshes: a review sketch from the Atlantic and Southern North Sea coasts of Europe. *Quaternary Science Reviews*, 19, 1155–1231.
- AVISO. (2012). *Delayed Time Corrected Sea surface Height and Sea Level Anomalies Product Handbook*.
- Bacon, S., & Carter, D. J. T. (1991). Wave climate change in the North Atlantic and North sea. *International Journal of Climatology*, 11, 545–558.
- Barros, V., Menendez, Á., & Nagy, G. J. (2005). El Cambio Climático en el Río de la Plata. In *El Cambio climático en el Río de la Plata* (pp. 173–180). Retrieved from http://www.cima.fcen.uba.ar/~lcr/libros/Cambio_Climatico-Texto.pdf

- Barros, V. R., Boninsegna, J. A., Angela, I., Chidiak, M., Magrín, G. O., & Rusticucci, M. (2014). Climate change in Argentina: trends , projections , impacts and adaptation. *WIREs Climate Change*, 6(2), 151–169. <http://doi.org/10.1002/wcc.316>
- Beckley, B. D., Zelensky, N. P., Holmes, S. A., Lemoine, F. G., Ray, R. D., Mitchum, G. T., ... Brown, S. T. (2010). Assessment of the Jason-2 extension to the Topex/Poseidon, Jason-1 sea-surface height time series for global mean sea level monitoring. *Marine Geodesy*, 33, 447–471. <http://doi.org/10.1080/01490419.2010.491020>
- Bondoni, M., Mel, R., Solari, L., Lanzoni, S., Francalanci, S., & Oumeraci, H. (2016). Insights into lateral marsh retreat mechanism through localized field measurements. *Water Resources Research*, 52, 1446–1464. <http://doi.org/10.1002/2015WR018249>.
- Bértola, G. R. (1995). *Geomorfología y sedimentología de los ambientes mareales de la bahía Samborombón, Provincia de Buenos Aires, Argentina. Tesis doctoral. Universidad Nacional de La Plata.*
- Bidlot, J. R., Holmes, D. J., Wittmann, P. A., Lalbeharry, R., & Chen, H. S. (2002). Intercomparison of the Performance of Operational Ocean Wave Forecasting Systems with Buoy Data. *American Meteorological Society*, 17, 287–310.
- Boak, E. H., & Turner, I. L. (2005). Shoreline Definition and Detection: A Review. *Journal of Coastal Research*, 214, 688–703. <http://doi.org/10.2112/03-0071.1>
- Bokuniewicz, H. (1995). Sedimentary systems of costal-plain estuaries. In G. M. E. Perillo (Ed.), *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries* (pp. 49–67). Elsevier B.V.
- Bonnefond, P., Haines, B. J., & Watson, C. (2011). In situ Absolute Calibration and Validation: A Link from Coastal to Open-Ocean Altimetry. In S. Vignudelli, A. G. Kostianoy, P. Cipollini, & J. Benveniste (Eds.), *Coastal altimetry*(pp.259-293).

- Booij, N., Ris, R. C., & Holthuijsen, L. H. (1999). A third-generation wave model for coastal regions. Part 1. Model description and validation. *Journal of Geophysical Research*, *104* (C4), 7649–7666.
- Borrelli, M. (2009). *137 years of shoreline change in Pleasant Bay: 1868 To 2005. Technical report submitted to the Pleasant Bay Resource Management Alliance.*
- Bromwich, D. H., & Fogt, R. L. (2004). Strong trends in the skill of the ERA-40 and NCEP-NCAR reanalyses in the high and midlatitudes of the southern hemisphere, 1958-2001. *Journal of Climate*, *17*(23), 4603–4620. <http://doi.org/10.1175/3241.1>
- Caffera, R. M., & Berbery, E. H. (2003). Climatología de la cuenca del Plata. In V. R. Barros, R. Clarke, & P. Silva Días (Eds.), *El cambio climático en la cuenca del Plata* (pp. 19–38).
- Cagnoli, M. (1999). Espartillares de la costa bonaerense de la República Argentina. Un caso de humedales costeros. In *Tópicos sobre humedales subtropicales y templados de Sudamérica*. (pp. 51–67).
- Caires, S., & Sterl, A. (2003). Validation of ocean wind and wave data using triple collocation. *Journal of Geophysical Research*, *108*(43), 1–16. <http://doi.org/10.1029/2002JC001491>
- Camilloni, I. (2005). Tendencias climáticas. In V. R. Barros, Á. Menendez, & G. J. Nagy (Eds.), *El Cambio climático en el Río de la Plata* (pp. 13–19).
- Carol, E. S., Kruse, E. E., & Tavani, E. L. (2012). Physicochemical characterization of sediments from the coastal wetland of Samborombón Bay, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, *34*, 26–32. <http://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.07.008>

- CARP. (1989). *Estudio para la evaluación de la contaminación en el Río de la Plata. Informe de avance.*
- Cavallotto, J. L. (2002). Evolución holocena de la llanura costera del margen sur del Río de la Plata. *Revista de La Asociacion Geologica Argentina*, 57(4), 376–388.
- Cavallotto, J. L., Violante, R. A., & Parker, G. (2004). Sea-level fluctuations during the last 8600 years in the de la Plata river (Argentina). *Quaternary International*, 114(1), 155–165. [http://doi.org/10.1016/S1040-6182\(03\)00050-8](http://doi.org/10.1016/S1040-6182(03)00050-8)
- Caviglia, Pousa, J. L., & Lanfredi, N. W. (1991). A determination of the energy flux constraint from the dredge records. *Journal of Coastal Research*, 7(2), 543–549.
- Cellone, F., Carol, E., & Tosi, L. (2016). Coastal erosion and loss of wetlands in the middle Río de la Plata estuary (Argentina). *Applied Geography*, 76, 37–48. <http://doi.org/10.1016/j.apgeog.2016.09.014>
- CERC. (1984). *Shore Protection Manual. Volume 1. Department of the Army, US Army Corps of Engineers, Washington DC.* (Vol. I). <http://doi.org/10.5962/bhl.title.47830>
- Chen, Q., Zhao, H., Hu, K., & Douglass, S. L. (2005). Prediction of Wind Waves in a Shallow Estuary. *JOURNAL OF WATERWAY, PORT, COASTAL, AND OCEAN ENGINEERING*, 131, 137–148.
- Church, J. A., & White, N. J. (2011). Sea-Level Rise from the Late 19th to the Early 21st Century. *Surveys in Geophysics*, 32(4–5), 585–602. <http://doi.org/10.1007/s10712-011-9119-1>
- Codignotto, J. O. (1997). Geomorfología y Dinámica Costera. In E. E. Boschi (Ed.), *El Mar Argentino y sus Recursos Pesqueros* (Vol. 1, pp. 89–105). Mar del Plata, Argentina.: INIDEP.

- Codignotto, J. O. (2005). Vulnerabilidad al ascenso del nivel del mar y cambio climático en la costa Argentina. *Revista de Geología Aplicada a La Ingeniería Y Al Ambiente*, (21), 25–28.
- Codignotto, J. O., & Aguirre, M. (1993). Coastal evolution, changes in sea level and molluscan fauna during the Late Quaternary. *Marine Geology*, 110, 163–175.
- Codignotto, J. O., Dragani, W. C., Martin, P. B., Campos, M. I., Alonso, G., Simionato, C. G., & Medina, R. a. (2011). Erosión en la bahía de Samborombón y cambios en la dirección de los vientos, provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista Del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, 13(2), 135–138. <http://doi.org/10.1016/j.csr.2012.03.013>
- Codignotto, J. O., Dragani, W. C., Martin, P. B., Simionato, C. G., Medina, R. a., & Alonso, G. (2012). Wind-wave climate change and increasing erosion in the outer Río de la Plata, Argentina. *Continental Shelf Research*, 38, 110–116. <http://doi.org/10.1016/j.csr.2012.03.013>
- Codignotto, J. O., Kokot, R., & Marcomini, S. (1992). Neotectonismo y cambios en el nivel de mar en la costa argentina. *Journal of Coastal Research*, 8(1), 125–133. Retrieved from <http://www.jstor.org/stable/4297958>
- Codignotto, J. O., & Kokot, R. R. (2005). Geología y geomorfología del Río de la Plata. In V. R. Barros, A. Menéndez, & G. J. Nagy (Eds.), *El Cambio climático en el Río de la Plata* (pp. 85–105). AIACC.
- Cowart, L., Walsh, J. P., & Corbett, D. R. (2010). Analyzing Estuarine Shoreline Change: A Case Study of Cedar Island, North Carolina. *Journal of Coastal Research*, 26(5), 817–830. <http://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-09-00117.1>
- Cox, A. T., & Swail, V. R. (2001). A global wave hindcast over the period 1958–1997: Validation and climate assessment. *Journal of Geophysical Research*, 106(C2), 2313. <http://doi.org/10.1029/2001JC000301>

- Crowell, M., Leatherman, S. P., & Buckley, M. K. (1991). Historical shoreline change: error analysis and mapping accuracy. *Journal of Coastal Research*, 7(3), 839–852. Retrieved from <http://www.jstor.org/stable/4297899> .
- Cuadrado, D. G., Perillo, G. M. E., & Vitale, A. J. (2014). Modern microbial mats in siliciclastic tidal flats: Evolution, structure and the role of hydrodynamics. *Marine Geology*, 352, 367–380. <http://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.10.002>
- Currin, C., Davis, J., Baron, L. C., Malhotra, A., & Fonseca, M. (2015). Shoreline Change in the New River Estuary, North Carolina: Rates and Consequences. *Journal of Coastal Research*. <http://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-14-00127.1>
- D'Alpaos, L., Carniello, L., & Defina, A. (2009). Mathematical modeling of tidal flow over salt marshes and tidal flats with applications to the Venice Lagoon. In G. M. E. Perillo, E. Wolanski, D. R. Cahoon, & M. M. Brinson (Eds.), *Coastal Wetlands* (pp. 263–292). Elsevier.
- D'Onofrio, E. E., Fiore, M. M. E., & Pousa, J. L. (2008). Changes in the regime of storm surges at Buenos Aires, Argentina. *Journal of Coastal Research*, 24(1A), 260–265. <http://doi.org/10.2112/05-0588.1>
- D'Onofrio, E. E., Fiore, M. M. E., & Romero, S. I. (1999). Return periods of extreme water levels estimated for some vulnerable areas of Buenos Aires. *Continental Shelf Research*, 19(13), 1681–1693. [http://doi.org/10.1016/S0278-4343\(98\)00115-0](http://doi.org/10.1016/S0278-4343(98)00115-0)
- Day, J. W., Scarton, F., Rismondo, A., & Are, D. (1998). Rapid deterioration of a salt marsh in Venice Lagoon, Italy. *Journal of Coastal Research*, 14(2), 583–590.
- Del Río, L., & Gracia, F. J. (2013). Error determination in the photogrammetric assessment of shoreline changes. *Natural Hazards*, 65(3), 2385–2397. <http://doi.org/10.1007/s11069-012-0407-y>

- Downs, L. L., Nicholls, R. J., Leatherman, S. P., Downst, L. L., Nichollst, R. J., Leathermant, S. P., & Hautzenrodert, J. (1994). Coastal of fall historic evolution of a marsh island: Bloodsworth Island, Maryland. *Journal of Coastal Research*, 10(4), 1031–1044.
- Dragani, W. C., Cerne, B. S., Campetella, C. M., Possia, N. E., & Campos, M. I. (2013). Synoptic patterns associated with the highest wind-waves at the mouth of the Río de la Plata estuary. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 61–62, 1–13. <http://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2013.02.001>
- Dragani, W. C., Codignotto, J. O., Romero, S. I., Molina, S., Alonso, G., Bacino, G. L., & Martin, P. B. (2014). Evolución geomorfológica de Punta Rasa , Pcia. de Buenos Aires, Argentina. *Revista Del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, 16(2), 107–113.
- Dragani, W. C., Garavento, E., Simionato, C. G., Nuñez, M. N., Martin, P., & Campos, M. I. (2008). Wave Simulation in the Outer Río de la Plata Estuary: Evaluation of SWAN Model. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 134(5), 299–305. [http://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-950X\(2008\)134:5\(299\)](http://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-950X(2008)134:5(299))
- Dragani, W. C., Martin, P. B., Alonso, G., Codignotto, J. O., Prario, B. E., & Bacino, G. (2013). Wind wave climate change: Impacts on the littoral processes at the Northern Buenos Aires Province Coast, Argentina. *Climatic Change*, 121(4). <http://doi.org/10.1007/s10584-013-0928-8>
- Dragani, W. C., Martin, P. B., Alonso, G., Codignotto, J. O., Prario, B. E., & Bacino, G. (2013a). Wind wave climate change: Impacts on the littoral processes at the Northern Buenos Aires Province Coast, Argentina. *Climatic Change*, 121(4), 649–660. <http://doi.org/10.1007/s10584-013-0928-8>

- Dragani, W. C., Martin, P. B., Alonso, G., Codignotto, J. O., Prario, B. E., & Bacino, G. (2013b). Wind wave climate change: Impacts on the littoral processes at the Northern Buenos Aires Province Coast, Argentina. *Climatic Change*, 121(4), 649–660.
- Dragani, W. C., Martin, P. B., Simionato, C. G., & Campos, M. I. (2010). Are wind wave heights increasing in south-eastern south American continental shelf between 32°S and 40°S? *Continental Shelf Research*, 30(5), 481–490. <http://doi.org/10.1016/j.csr.2010.01.002>
- Dragani, W. C., & Romero, S. I. (2004). Impact of a possible local wind change on the wave climate in the upper Río de la Plata. *International Journal of Climatology*, 24(9), 1149–1157. <http://doi.org/10.1002/joc.1049>
- Durrant, T. H., Greenslade, D. J. M., & Simmonds, I. (2009). Validation of Jason-1 and Envisat Remotely Sensed Wave Heights. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26, 123–134. <http://doi.org/10.1175/2008JTECHO598.1>
- Escapa, M., Minkoff, D. R., Perillo, G. M. E., & Iribarne, O. (2007). Direct and indirect effects of burrowing crab *Chasmagnathus granulatus* activities on erosion of southwest Atlantic *Sarcocornia*-dominated marshes. *Limnology and Oceanography*, 52(6), 2340–2349. <http://doi.org/10.4319/lo.2007.52.6.2340>
- Escapa, M., Perillo, G. M. E., & Iribarne, O. (2015). Biogeomorphically driven salt pan formation in *Sarcocornia*-dominated salt-marshes. *Geomorphology*, 228(January 2015), 147–157. <http://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.08.032>
- Escobar, G., Vargas, W., & Bischoff, S. (2004). Wind tides in the Rio de la Plata estuary: Meteorological conditions. *International Journal of Climatology*, 24(9), 1159–1169. <http://doi.org/10.1002/joc.1026>
- Fagherazzi, S. (2014). Coastal processes: Storm-proofing with marshes. *Nature Geoscience*, 7(10), 701–702. <http://doi.org/10.1038/ngeo2262>

- Fagherazzi, S., Carniello, L., D'Alpaos, L., & Defina, A. (2006). Critical bifurcation of shallow microtidal landforms in tidal flats and salt marshes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 103(22), 8337–8341. <http://doi.org/10.1073/pnas.0508379103>
- Fagherazzi, S., Mariotti, G., & Wiberg, P. L. (2013). Marsh collapse does not require sea level rise. *Oceanography*, 26(3), 70–77. <http://doi.org/http://dx.doi.org/10.5670/oceanog.2013.47>
- Fairbridge, R. W. (1961). Eustatic Changes in sea-level. *Physical and Chemical Earth*, 4, 99–185.
- Feagin, R. a, Lozada-Bernard, S. M., Ravens, T. M., Möller, I., Yeager, K. M., & Baird, a H. (2009). Does vegetation prevent wave erosion of salt marsh edges? *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 106(25), 10109–13. <http://doi.org/10.1073/pnas.0901297106>
- Fidalgo, F., Colado, U., & De Francesco, F. (1973). Sobre ingresiones marinas cuaternarias en los Partidos de Castelli, Chascomus y Magdalena (Provincia de Buenos Aires). In *Actas V Congreso Geológico Argentino* (p. 3:227–240).
- Fletcher, C. H., Romine, B., Genz, A. S., Barbee, M., Dyer, M., Anderson, T., ... Richmond, B. (2011). *National Assessment of Shoreline Change: Historical Shoreline Change in the Hawaiian Islands. U.S. Geological Survey Open-File Report*. Retrieved from http://pubs.usgs.gov/of/2011/1051/pdf/ofr2011-1051_report_508.pdf
- Fletcher, C., Richmond, B., Rooney, J., Barbee, M., & Lim, S. C. (2003). Mapping Shoreline Change Using Digital Orthophotogrammetry on Maui, Hawaii. *Journal of Coastal Research SPEC. ISS.*, 38, 106–124.
- Forbes, D. L., Parkes, G. S., Manson, G. K., & Ketch, L. A. (2004). Storms and shoreline retreat in the southern Gulf of St. Lawrence. *Marine Geology*, 210(1–4), 169–204. <http://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.05.009>

- Framiñan, M. B., & Brown, O. B. (1996). Study of the Rio de la Plata turbidity front. Part I: Spatial and temporal distribution. *Continental Shelf Research*, 16(10), 1259–1282. [http://doi.org/10.1016/0278-4343\(95\)00071-2](http://doi.org/10.1016/0278-4343(95)00071-2)
- Framiñan, M. B., Etala, M. P., Acha, E. M., Guerrero, R. a, Lasta, C. a, & Brown, O. B. (1999). Physical characteristics and processes of the Río de la Plata estuary. In G. M. E. Perillo, M. C. Piccolo, & M. Pino-quivira (Eds.), *Estuaries of South America* (pp. 161–194). Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag.
- Francalanci, S., Bondoni, M., Rinaldi, M., & Solari, L. (2013). Ecomorphodynamic evolution of salt marshes: Experimental observations of bank retreat processes. *Geomorphology*, 195, 53–65. <http://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.04.026>
- Fucks, E. E., Schnack, E. J., & Aguirre, M. L. (2010). Secuencias Marinas Del Sector Continental De La Bahía Samborombón , Provincia De Buenos Aires. *Revista de La Asociación Geológica Argentina*, 67(1), 27–39.
- Fucks, E., Pisano, F., Carbonari, J., & Huarte, R. (2012). Aspectos geomorfológicos del sector medio e inferior de la Pampa Deprimida, provincia de Buenos Aires. *Revista de La Sociedad Geológica de España*, 25(1–2), 107–118.
- Fundación Vida Silvestre Argentina. (2013). *Aportes para abordar la adaptación al cambio climático en la bahía samborombón. Boletín técnico.*
- Ganju, N. K., Defne, Z., Kirwan, M. L., Fagherazzi, S., D’Alpaos, A., & Carniello, L. (2017a). Spatially integrative metrics reveal hidden vulnerability of microtidal salt marshes. *Nature Communications*, 8, 14156. <http://doi.org/10.1038/ncomms14156>
- Ganju, N. K., Defne, Z., Kirwan, M. L., Fagherazzi, S., D’Alpaos, A., & Carniello, L. (2017b). Supplementary information: Spatially integrative metrics reveal hidden vulnerability of microtidal salt marshes. *Nature Communications*, 8,1–3.

- GEBCO. (2003). *User guide to the centenary edition of the GEBCO Digital Atlas and its data sets*. Natural Environment Research Council.
- Genz, A. S., Fletcher, C. H., Dunn, R. a., Frazer, L. N., & Rooney, J. J. (2007). The Predictive Accuracy of Shoreline Change Rate Methods and Alongshore Beach Variation on Maui, Hawaii. *Journal of Coastal Research*, 231(231), 87–105. <http://doi.org/10.2112/05-0521.1>
- Gommenginger, C., Thibaut, P., Fenoglio-Marc, L., Quartly, G., Deng, X., Gómez-Enri, J., ... Gao, Y. (2011). Retracking Altimeter Waveforms Near the Coasts. In S. Vignudelli, A. G. Kostianoy, P. Cipollini, & J. Benveniste (Eds.), *Coastal altimetry* (pp. 61–75).
- González Bonorino, F. (1965). Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del pampeano en el área de la Ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico. *Revista de La Asociación Geológica Argentina*, 20(1), 67–148.
- Guerrero, R. a., Acha, E. M., Framinñan, M. B., & Lasta, C. a. (1997). Physical oceanography of the Río de la Plata Estuary, Argentina. *Continental Shelf Research*, 17(7), 727–742. [http://doi.org/10.1016/S0278-4343\(96\)00061-1](http://doi.org/10.1016/S0278-4343(96)00061-1)
- Guilderson, T. P., Burckle, L., Hemming, S., & Peltier, W. R. (2000). Late Pleistocene sea level variations derived from the Argentine Shelf. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 1. <http://doi.org/2000GC000098>
- Gulev, S. K., & Grigorieva, V. (2004). Last century changes in ocean wind wave height from global visual wave data. *Geophysical Research Letters*, 31(c), 48–51. <http://doi.org/10.1029/2004GL021040>
- Gyllencreutz, R., Mahiques, M. M., Alves, D. V. P., & Wainer, I. K. C. (2010). Mid-to late-Holocene paleoceanographic changes on the southeastern Brazilian shelf based on grain size records. *The Holocene*, 20(6), 846–875. <http://doi.org/10.1177/0959683610365936>

- Hapke, C. J., Henderson, R. E., & Jewell, S. (2015). *Quantification of Shoreline Change Along Hatteras Island, North Carolina-Oregon Inlet to Cape Hatteras, 1978–2002, and Associated Vector Shoreline Data: U.S. Geological Survey Open-File Report 2015–1002.*
- Hapke, C. J., Himmelstoss, E. A., Kratzmann, M. G., List, J. H., & Thieler, E. R. (2010). *National Assessment of Shoreline Change: Historical Shoreline Change along the New England and Mid-Atlantic Coasts Open-File Report 2010–1118.*
- Hapke, C. J., & Reid, D. (2007). *National Assessment of Shoreline Change, Part 4: Historical Coastal Cliff Retreat along the California Coast. U.S. Geological Survey Open-file Report 2007-1133.*
- Hapke, C. J., Reid, D., & Richmond, B. (2009). Rates and Trends of Coastal Change in California and the Regional Behavior of the Beach and Cliff System. *Journal of Coastal Research*, 253(253), 603–615. <http://doi.org/10.2112/08-1006.1>
- Helsel, B. D. R., & Hirsch, R. M. (2002). Statistical Methods in Water Resources. In U.S. Geological Survey (Ed.), *Hydrologic Analysis and Interpretation* (pp. 1–524). Retrieved from <http://water.usgs.gov/pubs/twri/twri4a3>
- Hemer, M. A., Church, J. A., & Hunter, J. R. (2010). Variability and trends in the directional wave climate of the Southern Hemisphere. *International Journal of Climatology*, 30(4), 475–491. <http://doi.org/10.1002/joc.1900>
- Hemer, M., Church, J., & Hunter, J. (2007). Waves and climate change on the Australian coast. *Journal of Coastal Research*, SI(50), 432–437. Retrieved from http://staff.acecrc.org.au/~johunter/Hemeretal_07.pdf

- Hertzog, A., Basdevant, C., & Vial, F. (2006). An Assessment of ECMWF and NCEP–NCAR Reanalyses in the Southern Hemisphere at the End of the Presatellite Era: Results from the EOLE Experiment (1971–72). *Monthly Weather Review*, 134(11), 3367–3383. <http://doi.org/10.1175/MWR3256.1>
- Himmelstoss, E. A. (2009). DSAS 4.0 Installation Instructions and User Guide. U.S. Geological Survey Open-File Report 2008-1278. *updated for version 4.3. In E. R. Thieler, E. A. Himmelstoss, J. L. Zichichi, & A. Ergul (Eds.), *Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0 — An ArcGIS extension for calculating shoreline change* (p. 79).
- Hirsch, R. M., & Slack, J. R. (1984). A nonparametric test for seasonal data with serial dependence. *Water Resources Research*, 20(6), 727–732.
- Hirsch, R. M., Slack, J. R., & Smith, R. A. (1982). Techniques of trend analysis for monthly water quality data. *Water Resources Research*, 18(1), 107–121.
- Holthuijsen, L. H. (2007). *Waves in Oceanic and Coastal Waters*. Cambridge University Press. <http://doi.org/http://doi.org/10.1017/CBO9780511618536>
- Holthuijsen, L. H., Booij, N., Ris, R. C., Haagsma, L. G., Kieftenurg, A. T. M. M., Kriezi, E. E., ... Hashimoto, N. (2004). Swan cycle III version 40.31, user's manual,. *Delft University of Technology, Faculty of Civil Engineering and Geosciences, Environmental Fluid Mechanics Section: Delft*.
- Hughes, M. L., McDowell, P. F., & Marcus, W. A. (2006). Accuracy assessment of georectified aerial photographs: Implications for measuring lateral channel movement in a GIS. *Geomorphology*, 74(1–4), 1–16. <http://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.07.001>
- IPCC. (2007). *Summary for Policymakers. In: Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*.

- IPCC. (2013). Summary for Policymakers. In *Report Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the IPCC Fifth Assessment* (p. 36).
- Isacch, J. P., Costa, C. S. B., Rodríguez-Gallego, L., Conde, D., Escapa, M., Gagliardini, D. A., & Iribarne, O. O. (2006). Distribution of saltmarsh plant communities associated with environmental factors along a latitudinal gradient on the south-west Atlantic coast. *Journal of Biogeography*, 33(5), 888–900. <http://doi.org/10.1111/j.1365-2699.2006.01461.x>
- Isla, F. I., Cortizo, L. C., & Turno Arellano, H. a. (2001). Dinámica y evolución de las barreras medanosas, Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista Brasileira de Geomorfología*, 2(1), 73–83.
- Izaguirre, C., Méndez, F. J., Espejo, A., Losada, I. J., & Reguero, B. G. (2013). Extreme wave climate changes in Central-South America. *Climate Change*, (119), 277–290. <http://doi.org/10.1007/s10584-013-0712-9>
- Jaime, P., & Menéndez, A. (2002). Análisis del régimen hidrológico de los ríos Paraná y Uruguay. In PNUD/GEF (Ed.), *Proyecto “Protección ambiental del Río de la Plata y su frente marítimo: prevención y control de la contaminación y restauración de hábitats”* (pp. 1–150). INA, Instituto Nacional del Agua.
- Johnson, J. M., Moore, L. J., Ells, K., Murray, A. B., Adams, P. N., Mackenzie, R. A., & Jaeger, J. M. (2015). Recent shifts in coastline change and shoreline stabilization linked to storm climate change. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40(5), 569–585. <http://doi.org/10.1002/esp.3650>
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., ... Joseph, D. (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3), 437–471.

- Karimpour, A., & Chen, Q. (2016). A simplified parametric model for fetch-limited peak wave frequency in shallow estuaries. *Journal of Coastal Research*, 32(4), 954–965. <http://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-15-00145.1>
- Karimpour, A., Chen, Q., & Twilley, R. R. (2015). A field study of how wind waves and currents may contribute to the deterioration of saltmarsh fringe. *Estuaries and Coasts*, 935–950. <http://doi.org/10.1007/s12237-015-0047-z>
- Kirwan, M. L., Temmerman, S., Skeehan, E. E., Guntenspergen, G. R., & Fagherazzi, S. (2016). Overestimation of marsh vulnerability to sea level rise. *Nature Climate Change*, 6(3), 253–260. <http://doi.org/10.1038/nclimate2909>
- Kokot, R. (1997). Littoral drift, evolution and management in Punta Médanos, Argentina. *Journal of Coastal Research*, 13(1), 192–197.
- Kokot, R. R. (2010). Espigas indicadoras de proveniencia de olas en la costa argentina. *Revista de La Asociación Geológica Argentina*, 67(1), 19–26.
- Kokot, R. R., Codignotto, J. O., & Elissondo, M. (2004). Vulnerabilidad al ascenso del nivel del mar en la costa de la provincia de Río Negro. *Revista de La Asociación Geológica Argentina*, 59(3), 477–487.
- Lago, L. S., Saraceno, M., Ruiz-etcheverry, L. A., Passaro, M., Oreiro, F. A., Onofrio, E. E. D., & Gonz, A. (2017). Improved sea surface height from satellite altimetry in coastal zones: a case study in southern Patagonia. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 1–11.
- Lamaro, A. a, Torrusio, S. E., Ulibarrena, J., Mugni, H., & Bonetto, C. (2009). Mapping of Coastal Changes Applying Maps , Satellite Images and GIS in Samborombón Bay, Argentina. *International Journal of Ecology & Developement*, 12(W09), 15–27.

- Lanfredi, N. W., Pousa, J. L., Onofrio, E. E. D., Lanfredit, N. W., Pousa, J. L., & Onofrio, E. E. D. (1998). Sea-level rise and related potential hazards on the Argentine coast. *Journal of Coastal Research*, *14*(1), 47–60.
- Lasta, C. a., Gagliardini, D. A., Milovich, J., & Acha, E. M. (1996). Seasonal variation observed in surface water temperature of Samborombón Bay, Argentina, using NOAA-AVHRR and field data. *Journal of Coastal Research*, *12*, 18–25.
- Leonardi, N., Defne, Z., Ganju, N. K., & Fagherazzi, S. (2016). Salt marsh erosion rates and boundary features in a shallow Bay. *Journal of Geophysical Research F: Earth Surface*, *121*(10), 1861–1875. <http://doi.org/10.1002/2016JF003975>
- Leonardi, N., & Fagherazzi, S. (2014). How waves shape salt marshes. *Geology*, *42*(10), 887–890. <http://doi.org/10.1130/G35751.1>
- Leonardi, N., & Fagherazzi, S. (2015). Effect of local variability in erosional resistance on large-scale morphodynamic response of salt marshes to wind waves and extreme events. *Geophysical Research Letters*, *42*(14), 5872–5879. <http://doi.org/10.1002/2015GL064730>
- Leonardi, N., Ganju, N. K., & Fagherazzi, S. (2015). A linear relationship between wave power and erosion determines salt-marsh resilience to violent storms and hurricanes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, *113*(1), 201510095. <http://doi.org/10.1073/pnas.1510095112>
- Lin, W., Sanford, L. P., & Suttles, S. E. (2002). Wave measurement and modeling in Chesapeake Bay. *Continental Shelf Research*, *22*(18–19), 2673–2686. [http://doi.org/10.1016/S0278-4343\(02\)00120-6](http://doi.org/10.1016/S0278-4343(02)00120-6)

- Lopez Laborde, J., & Nagy, G. J. (1999). Hydrography and Sediment Transport Characteristics of the Rio de la Plata: A Review. In G. M. E. Perillo, M. C. Piccolo, & M. Pino-quivira (Eds.), *Estuaries of South America: Their geomorphology and dynamics* (pp. 133–159). Berlin, Germany: Springer. <http://doi.org/10.1007/978-3-642-60131-6>
- Luz Clara, M. (2014). *Cambios en la propagación de la onda de marea en la Plataforma Continental y el Río de la Plata , asociados a cambios en el nivel medio del mar y los ciclos de la descarga continental. Tesis doctoral. UBA/DCAO.*
- Luz Clara, M., Simionato, C. G., D'Onofrio, E., Fiore, M., & Moreira, D. (2014). Variability of tidal constants in the Río de la Plata estuary associated to the natural cycles of the runoff. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, *148*, 85–96. <http://doi.org/10.1016/j.ecss.2014.07.002>
- Marani, M., D'Alpaos, A., Lanzoni, S., & Santalucia, M. (2011). Understanding and predicting wave erosion of marsh edges. *Geophysical Research Letters*, *38*(21), 1–5. <http://doi.org/10.1029/2011GL048995>
- Mariotti, G., & Fagherazzi, S. (2010). A numerical model for the coupled long-term evolution of salt marshes and tidal flats. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, *115*(1), 1–15. <http://doi.org/10.1029/2009JF001326>
- Mariotti, G., & Fagherazzi, S. (2013a). Critical width of tidal flats triggers marsh collapse in the absence of sea-level rise. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, *110*(14), 5353–6. <http://doi.org/10.1073/pnas.1219600110>
- Mariotti, G., & Fagherazzi, S. (2013b). Wind waves on a mudflat: The influence of fetch and depth on bed shear stresses. *Continental Shelf Research*, *60*, S99–S110. <http://doi.org/10.1016/j.csr.2012.03.001>

- Mariotti, G., Fagherazzi, S., Wiberg, P. L., McGlathery, K. J., Carniello, L., & Defina, A. (2010). Influence of storm surges and sea level on shallow tidal basin erosive processes. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 115(11), 1–17. <http://doi.org/10.1029/2009JC005892>
- Marshall, G. J. (2003). Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. *Journal of Climate*, 16(24), 4134–4143. [http://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<4134:TITSAM>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<4134:TITSAM>2.0.CO;2)
- Martin, P., Dragani, W., Cerne, B., Alonso, G., Pescio, A., & Prario, B. (2012). Numerical simulation of wind waves on the Río de la Plata: Evaluation of four global atmospheric databases. *Brazilian Journal of Oceanography*, 60(4), 501–511. <http://doi.org/10.1590/S1679-87592012000400008>
- Mcivor, A., Spencer, T., & Möller, I. (2012). *Storm Surge Reduction by Mangroves. Natural Coastal Protection Series. Report 2. Cambridge Coastal Research Unit Working Paper 41. Published by The Nature Conservancy and Wetlands International.* The Nature Conservancy and Wetlands International. Retrieved from <http://www.naturalcoastalprotection.org/documents/storm-surge-reduction-by-mangroves>
- McLoughlin, S. M. (2010). *Erosional processes along salt marsh edges on the eastern shore of Virginia.* University of Virginia.
- McLoughlin, S. M., Wiberg, P. L., Safak, I., & McGlathery, K. J. (2015). Rates and Forcing of Marsh Edge Erosion in a Shallow Coastal Bay. *Estuaries and Coasts*, 38(2), 620–638. <http://doi.org/10.1007/s12237-014-9841-2>
- Meals, D. W., Spooner, J., Dressing, S. A., & Harcum, J. B. (2011). Statistical Analysis for Monotonic Trends. *TechNotes. U.S. Environmental Protection Agency*, 6, 1–23.

- Meccia, V. L., Simionato, C. G., Fiore, M. E., D'Onofrio, E. E., & Dragani, W. C. (2009). Sea surface height variability in the Río de la Plata estuary from synoptic to inter-annual scales: Results of numerical simulations. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 85(2), 327–343. <http://doi.org/10.1016/j.ecss.2009.08.024>
- Meccia, V. L., Simionato, C. G., & Guerrero, R. a. (2013). The Río de la Plata Estuary Response to wind variability in synoptic timescale: salinity fields and salt wedge structure. *Journal of Coastal Research*, 29(1), 61–77. <http://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-11-00063.1>
- Mercier, F., Rosmorduc, V., Carrere, L., & Thibaut, P. (2010). *Coastal and Hydrology Altimetry product (PISTACH) handbook. CLS-DOS-NT-10-246*.
- Mianzan, H., Acha, E. M., Guerrero, R., Bremec, C., & Lasta, C. (2001). The Río de la Plata Estuary, Argentina-Uruguay. *Ecological Studies*, 144(1), 185–204.
- Möller, I., Kudella, M., Rupprecht, F., Spencer, T., Paul, M., van Wesenbeeck, B. K., ... Schimmels, S. (2014). Wave attenuation over coastal salt marshes under storm surge conditions. *Nature Geoscience*, 7(September), 727–731. <http://doi.org/10.1038/ngeo2251>
- Monaldo, F. (1988). Expected differences between buoy and radar altimeter estimates of wind speed and significant wave height and their implications on buoy-altimeter comparisons. *Journal of Geophysical Research*, 93(c3), 2285–2302.
- Moore, L. J. (2000). Shoreline mapping technique. *Journal of Coastal Research*, 16(1), 111–124. <http://doi.org/10.2112/03-0071.1>
- Moreira, D., Simionato, C. G., Dragani, W., Cayocca, F., Luz, M., & Tejedor, C. (2016). Characterization of Bottom Sediments in the Río de la Plata Estuary. *Journal of Coastal Research*, 32(6), 1473–1494. <http://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-15-00078.1>

- Moreira, D., Simionato, C. G., Gohin, F., Cayocca, F., & Luz Clara Tejedor, M. (2013). Suspended matter mean distribution and seasonal cycle in the Río de La Plata estuary and the adjacent shelf from ocean color satellite (MODIS) and in-situ observations. *Continental Shelf Research*, 68, 51–66. <http://doi.org/10.1016/j.csr.2013.08.015>
- Morton, R. a., Miller, T., & Moore, L. (2005). Historical Shoreline Changes Along the US Gulf of Mexico: A Summary of Recent Shoreline Comparisons and Analyses. *Journal of Coastal Research*, 214(1), 704–709. <http://doi.org/10.2112/04-0230.1>
- Mozejko, J. (2012). Detecting and estimating trends of water quality parameters, water quality monitoring and assessment. In *Water Quality Monitoring and Assessment* (Dr. Voudou, pp. 95–120). <http://doi.org/10.5772/33052>
- Nandi, S., Ghosh, M., Kundu, A., Dutta, D., & Baksi, M. (2015). Shoreline shifting and its prediction using remote sensing and GIS techniques: a case study of Sagar Island, West Bengal (India). *Journal of Coastal Conservation*. <http://doi.org/10.1007/s11852-015-0418-4>
- Nicholls, R. J. (2011). Planning for the impacts of sea level rise. *Oceanography*, 24(2), 144–157. <http://doi.org/10.5670/oceanog.2011.34>
- Nicholls, R. J., Wong, P. P., Burket, V. R., Codignotto, J., Hay, J. E., McLean, R. F., ... Woodroffe, C. D. (2007). Coastal systems and low-lying areas. *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability.*, 315–356. Retrieved from <http://www.cambridge.org/catalogue/catalogue.asp?isbn=0521705975>
- Ojeda Zújar, J., Díaz Cuevas, M. D. P., Prieto Campos, A., & Álvarez Francoso, J. I. (2013). Línea de costa y sistemas de información geográfica: modelo de datos para la caracterización y cálculo de indicadores en la costa andaluza. *Investigaciones Geográficas*, 60, 37–52. <http://doi.org/10.14198/INGEO2013.60.02>

- Parker, G., Violante, R. a., Paterlini, C. M., Costa, I. P., Marcolini, S. I., & Cavallotto, J. L. (2008). Las Secuencias Depositacionales del plioceno-cuaternario en la plataforma submarina adyacente al litoral del Este Bonaerense. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 15(2), 105–124.
- Perillo, G. M. E., Piccolo, C., & Pino-quivira, M. (1999). What Do We Know About the Geomorphology and Physical Oceanography of South American Estuaries? In G. M. E. Perillo (Ed.), *Estuaries of South America* (pp. 1–13).
- Pescio, A. (2014). *Tendencia en la intensidad del viento y en la altura de las olas en la plataforma continental y océano adyacente, entre 30° y 42° S. Tesis de grado UBA/DCAO.*
- Pescio, A. E., Martin, P. B., & Dragani, W. C. (2015). Wind speed trends over the southwestern Atlantic Ocean, between 33° and 50°S. *International Journal of Climatology*, n/a-n/a. <http://doi.org/10.1002/joc.4348>
- Pethick, J. S. (1993). Shoreline adjustments and coastal management: Physical and biological processes under accelerated sea level rise. *The Geographical Journal*, 159(2), 162–168.
- Piccolo, C., & Perillo, G. M. E. (1999). The Argentina Estuaries: A Review. In G. M. E. Perillo, M. C. Piccolo, & M. Pino-quivira (Eds.), *Estuaries of South America: Their geomorphology and dynamics* (pp. 101–132). Berlin, Germany: Springer. <http://doi.org/10.1007/978-3-642-60131-6>
- Piedra-Cueva, I., & Fossati, M. (2007). Residual currents and corridor of flow in the Rio de la Plata. *Applied Mathematical Modelling*, 31(3), 564–577. <http://doi.org/10.1016/j.apm.2005.11.033>
- Piola, A. R., & García, O. A. (1993). *Publicación H-670. Atlas oceanográfico de la cuenca Argentina occidental y de la plataforma continental lintera.*

- Piola, A. R., Romero, S. I., & Zajaczkovski, U. (2008). Space–time variability of the Plata plume inferred from ocean color. *Continental Shelf Research*, 28(13), 1556–1567. <http://doi.org/10.1016/j.csr.2007.02.013>
- Polyakov, I., & Johnson, M. (2000). Artic decadal and interdecadal variability. *Geophysical Research Letters*, 27(24), 4097–4100.
- Prahalad, V., Sharples, C., Kirkpatrick, J., & Mount, R. (2015). Is wind-wave fetch exposure related to soft shoreline change in swell-sheltered situations with low terrestrial sediment input? *Journal of Coastal Conservation*, 19(1), 23–33. <http://doi.org/10.1007/s11852-014-0352-x>
- Pratolongo, P. D., Kirby, J. R., Plater, A., & Brinson, M. M. (2009). Temperate coastal wetlands: morphology, sediment processes and plant communities. In G. M. E. Perillo, E. Wolanski, D. R. Cahoon, & M. M. Brinson (Eds.), *Coastal Wetlands. An integrated ecosystem approached* (pp. 89–118). Amsterdam, The Netherlands: Elsevier.
- Prieto, A. R., Mourelle, D., Peltier, W. R., Drummond, R., Vilanova, I., & Ricci, L. (2016). Relative sea-level changes during the Holocene in the Río de la Plata, Argentina and Uruguay: A review. *Quaternary International*, 1–15. <http://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.02.044>
- Queffeuilou, P. (2004). Long-Term Validation of Wave Height Measurements from Altimeters. *Marine Geodesy*, 27(3–4), 495–510. <http://doi.org/10.1080/01490410490883478>
- Ravens, T. M., Thomas, R. C., Roberts, K. A., & Santschi, P. H. (2009). Causes of Salt Marsh Erosion in Galveston Bay, Texas. *Journal of Coastal Research*, 25(2003), 265–272. <http://doi.org/10.2112/07-0942.1>
- Ray, R. D., & Beckley, B. D. (2003). Simultaneous Ocean Wave Measurements by the Jason and Topex Satellites , With Buoy and Model Comparisons. *Marine Geodesy*, 26, 367–382.

- Ray, R. D., & Beckley, B. D. (2012). Calibration of ocean wave measurements by the TOPEX, Jason-1, and Jason-2 satellites. *Marine Geodesy*, 35(1), 238–257.
- Re, M. (2009). *Modelación Hidro-Sedimentológica del Río de la Plata. Dinámica de Sedimentos. Laboratorio de Hidráulica, Instituto Nacional del Agua.*
- Ré, M. (2005). *Impacto del Cambio Climático Global en las Costas del Río de la Plata.* Universidad de Buenos Aires.
- Reed, D. J., Davidson-Arnot, R., & Perillo, G. M. E. (2009). Estuaries, coastal marshes, tidal flats and coastal dunes. In *Geomorphology and Global Environmental Change* (pp. 130–157). <http://doi.org/10.1017/CBO9780511627057.006>
- Richiano, S., Varela, A. N., D'elia, L., Bilmes, A., & Aguirre, M. (2012). Evolución paleoambiental de cordones litorales holocenos durante la caída del nivel del mar en la bahía Samborombón, Buenos Aires, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 19(2), 105–124.
- Ris, R. C., Holthuijsen, L. H., & Booif, N. (1994). A spectral model for waves in the near shore zone. In B. L. Edge (Ed.), *24th International Conference on Coastal Engineering* (pp. 68–78). Kobe, Japan: American Society of Civil Engineers. <http://doi.org/https://doi.org/10.1061/9780784400890.006>
- Ruggiero, P., & List, J. H. (2009). Improving Accuracy and Statistical Reliability of Shoreline Position and Change Rate Estimates. *Journal of Coastal Research*, 255(255), 1069–1081. <http://doi.org/10.2112/08-1051.1>
- Schenone, N., Volpedo, A. V., & Cirelli, A. F. (2007). Trace metal contents in water and sediments in Samborombón Bay wetland, Argentina. *Wetlands Ecology and Management*, 15(4), 303–310. <http://doi.org/10.1007/s11273-006-9030-6>

- Schnack, E. J. (2010). *Determinación de la línea de ribera desde la bahía Samborombón hasta Necochea 96pp.*
- Schuerch, M., Scholten, J., Carretero, S., García-Rodríguez, F., Kumbier, K., Baechtiger, M., & Liebetrau, V. (2016). The effect of long-term and decadal climate and hydrology variations on estuarine marsh dynamics: An identifying case study from the Río de la Plata. *Geomorphology*, 269(July), 122–132. <http://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.06.029>
- Schwimmer, R. (2001). Rates and processes of marsh shoreline erosion in Rehoboth Bay, Delaware, USA. *Journal of Coastal Research*, 17(3), 672–683. <http://doi.org/10.2307/4300218>
- Sen, P. K. (1968). Estimates of regression coefficient based on Kendall's Tau. *Journal of the American Statistical Association*, 63(324), 1379–1389.
- Sepúlveda, H. H., Valle-Levinson, A., & Framiñan, M. B. (2004). Observations of subtidal and tidal flow in the Río de la Plata Estuary. *Continental Shelf Research*, 24(4–5), 509–525. <http://doi.org/10.1016/j.csr.2003.12.002>
- Shaeb, K. H. B., Anand, A., Joshi, A. K., Bhandari, S. M., Baba, K. H., Anand, A., ... Bhandari, S. M. (2015). Comparison of Near Coastal Significant Wave Height Measurements from SARAL / AltiKa with Wave Rider Buoys in the Indian Region. *Marine Geodesy*, 38, 422–436. <http://doi.org/10.1080/01490419.2015.1029655>
- SHN. (1986). *Mar Argentino, de Río de la Plata al Cabo de Hornos, Carta Náutica 50, 4th Ed., Servicio de Hidrografía Naval, Armada Argentina.*
- SHN. (1992). Acceso al Río de la Plata, Carta Náutica H1, 5th Ed., Servicio de Hidrografía Naval, Armada Argentina.
- SHN. (1999a). Río de la Plata Exterior, Carta Náutica H113, 2nd Ed., Servicio de Hidrografía Naval, Armada Argentina.

SHN. (1999b). Río de la Plata Medio y Superior, Carta Náutica H116, 4th Ed., Servicio de Hidrografía Naval, Armada Argentina.

SHN. (2016). *Tabla de mareas*.

Simionato, C. G., Dragani, W., Meccia, V., & Nuñez, M. N. (2004). A numerical study of the barotropic circulation of the Río de la Plata estuary: sensitivity to bathymetry, the Earth's rotation and low frequency wind variability. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 61, 261–273. <http://doi.org/10.1016/j.ecss.2004.05.005>

Simionato, C. G., Dragani, W., Nuñez, M., & Engel, M. (2004a). A set of 3-D nested models for tidal propagation from the argentinean continental shelf to the Río de la Plata estuary - Part I. M2. *Journal of Coastal Research*, 20(3), 893–912. [http://doi.org/10.2112/1551-5036\(2004\)20\[893:ASODNM\]2.0.CO;2](http://doi.org/10.2112/1551-5036(2004)20[893:ASODNM]2.0.CO;2)

Simionato, C. G., Dragani, W., Nuñez, M., & Engel, M. (2004b). A set of 3-D nested models for tidal propagation from the argentinean continental shelf to the Río de la Plata estuary - Part II. M2. *Journal of Coastal Research*, 20(3), 903–912.

Simionato, C. G., Meccia, V. L., Dragani, W. C., & Nuñez, M. N. (2006). On the use of the NCEP/NCAR surface winds for modeling barotropic circulation in the Río de la Plata Estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 70(1–2), 195–206. <http://doi.org/10.1016/j.ecss.2006.05.047>

Simionato, C. G., Vera, C. S., & Siegmund, F. (2005). Surface Wind Variability on Seasonal and Interannual Scales Over Río de la Plata Area. *Journal of Coastal Research*, 214(214), 770–783. <http://doi.org/10.2112/008-NIS.1>

Simmonds, I., & Keay, K. (2000). Mean Southern Hemisphere extratropical cyclone behavior in the 40-year NCEP-NCAR reanalysis. *Journal of Climate*, 13, 873–885.

- Singh Chauhan, P. P. (2009). Autocyclic erosion in tidal marshes. *Geomorphology*, 110(3–4), 45–57. <http://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.03.016>
- SMN. (1992). *Estadísticas Climatológicas 1981–1990. Serie B-N 37*.
- SMN. (2009). *Estadísticas Climatológicas 1991–2000. Serie B-N 37*.
- Sterl, A., & Komen, G. J. (1998). Fifteen years of global wave hindcast using winds from the European Center for Medium-Range Weather Forecasts reanalysis: Validating the reanalyzed winds and assessing the wave climate. *Journal of Geophysical Research*, 103(3), 5477–5492.
- Stopa, J. E., Ardhuin, F., & Girard-Ardhuin, F. (2016). Wave climate in the Arctic 1992-2014: Seasonality and trends. *Cryosphere*, 10(4), 1605–1629. <http://doi.org/10.5194/tc-10-1605-2016>
- Sunamura, T. (2015). Review Rocky coast processes: with special reference to the recession of soft rock cliffs. *Proceedings of the Japanese Academy, Series B*, 91(9), 481–500. <http://doi.org/10.2183/pjab.91.481>
- Thieler, E. R., & Danforth, W. W. (1994). Historical shoreline mapping (II): application of the digital shoreline mapping and analysis systems (DSMS/DSAS) to shoreline change mapping in Puerto Rico. *Journal of Coastal Research*, 10(3), 600–620. Retrieved from <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6WPY-3VJ35MY-33W/1/211ea05b57a0674df8f1f728f17bfc85>
- Thieler, E. R., Danforth, W. W., & Danforth, W. W. (1994). Historical Shoreline Mapping (I): Improving Techniques and Reducing Positioning Errors. *Journal of Coastal Research*, 10(3), 549–563.
- Thompson, D., & Wallace, J. (1999). Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part II: Trends. *Journal of Climate*, 13, 1018–1036.

- Thornthwaite, C. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *The Geographical Review*, 38(1), 55–94.
- Tonelli, M., Fagherazzi, S., & Petti, M. (2010). Modeling wave impact on salt marsh boundaries. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 115(9), 1–17. <http://doi.org/10.1029/2009JC006026>
- Tosi, L., Kruse, E. E., Braga, F., Carol, E. S., Carretero, S. C., Pousa, J. L., ... Teatini, P. (2013). Hydro-morphologic setting of the Samborombón Bay (Argentina) at the end of the 21st century. *Natural Hazards and Earth System Science*, 13, 523–534. <http://doi.org/10.5194/nhess-13-523-2013>
- Van Belle, V. G., & Hughes, J. P. (1984). Nonparametric tests for trends in water quality. *Water Resources Research*, 20(1), 127–136.
- van de Koppel, J., van der Wal, D., Bakker, J. P., & Herman, P. M. J. (2005). Self-organization and vegetation collapse in salt marsh ecosystems. *The American Naturalist*, 165(1), E1–E12. <http://doi.org/10.1086/426602>
- van der Wal, D., & Pye, K. (2004). Patterns, rates and possible causes of saltmarsh erosion in the Greater Thames area (UK). *Geomorphology*, 61(3–4), 373–391. <http://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.02.005>
- Van der Wal, D., Wielemaker-Van den Dool, A., & Herman, P. M. J. (2008). Spatial patterns, rates and mechanisms of saltmarsh cycles (Westerschelde, The Netherlands). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 76(2), 357–368. <http://doi.org/10.1016/j.ecss.2007.07.017>
- Venegas, S., Mysak, L., & Straub, D. (1996). Evidence for interannual and interdecadal climate variability in the South Atlantic. *Geophysical Research Letters*, 23(19), 2673–2676.

- Vera, C. S., Vigliarolo, P. K., & Berbery, E. H. (2002). Cold season synoptic scale waves over subtropical South America. *Monthly Weather Review*, 130, 684–699.
- Vignudelli, S., Kostianoy, A. G., Cipollini, P., & Benveniste, J. (2011). *Coastal Altimetry*. (S. Vignudelli, A. G. Kostianoy, P. Cipollini, & J. Benveniste, Eds.). Berlin, Germany: Springer. <http://doi.org/10.1007/978-3-642-12796-0>
- Vilanova, I., & Prieto, A. R. (2012). Historia de la vegetación de las llanuras costeras de la bahía Samborombón (~35,5°S), Argentina, desde 7800 14 C años. *Ameghiniana*, 49(3), 303–318. [http://doi.org/http://dx.doi.org/10.5710/AMGH.v49i3\(499\)](http://doi.org/http://dx.doi.org/10.5710/AMGH.v49i3(499)) URL:
- Violante, R. A., & Cavallotto, J. L. (2004). Evolution of the semi-enclosed basins and surrounding coastal plains adjacent to the Pampean region, Argentina. *Polish Geological Institute Special Papers*, 11, 59–70.
- Violante, R. a., Parker, G., & Cavallotto, J. L. (2001). Evolución de las llanuras costeras del este bonaerense entre la bahía Samborombón y la laguna Mar Chiquita durante el Holoceno. *Revista de La Asociación Geológica Argentina*, 56(1), 51–66.
- Violante, R., Costa, I., Cavallotto, J., Paterlini, S., Marcolini, S., & Bozzano, G. (2014). Rasgos morfosedimentarios, procesos y evolución de la plataforma continental Argentina desde el último máximo glacial. *Revista de La Asociación Geológica Argentina*, 71(2), 292–310.
- Volpedo, A. V, Yunes, T., & Fernández, A. (2005). El humedal mixohalino de bahía Samborombón: conservación y perspectivas. In *Humedales Fluviales de América del Sur. Hacia un manejo sustentable*. (Fundación, pp. 1–18).

- Wang, X. L., & Swail, V. R. (2001). Changes of extreme Wave Heights in northern Hemisphere Oceans and related atmospheric circulation regimes. *Journal of Climate*, 14(10), 2204–2221. [http://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<2204:COEWHI>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<2204:COEWHI>2.0.CO;2)
- Wolters, M., Bakker, J. P., Bertness, M. D., Jefferies, R. L., & Möller, I. (2005). Saltmarsh erosion and restoration in south-east England: squeezing the evidence requires realignment. *Journal of Applied Ecology*, 42(5), 844–851. <http://doi.org/10.1111/j.1365-2664.2005.01080.x>
- Woolf, D. K., Challenor, P. G., & Cotton, P. D. (2002). Variability and predictability of the North Atlantic wave climate. *Journal of Geophysical Research*, 107(C10), 3145. <http://doi.org/10.1029/2001JC001124>
- Wray, R., Leatherman, S. P., & Nicholls, R. J. (1995). Historic and future land loss for upland and marsh islands in the Chesapeake Bay, Maryland, U.S.A. *Journal of Coastal Research*, 11(4), 1195–1203.
- Young, I. R., Babanin, a. V., & Zieger, S. (2011). Global Trends in Wind Speed and Waves Height. *Science*, 332, 451–455. <http://doi.org/10.1126/science.1197219>
- Yuan, X., & Yonekura, E. (2011). Decadal variability in the Southern Hemisphere. *Geophysical Research Letters*, 116(D19115). <http://doi.org/doi:10.1029/2011JD015673>
- Zhang, K., Douglas, B. C., & Leatherman, S. P. (2001). Beach erosion potential for severe noreasters. *Journal of Coastal Research*, 17(2), 309–321.