



FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS

**MODELACIÓN MORFODINÁMICA DE
PLAYAS ARENOSAS ASOCIADAS A
CORRIENTES DE RETORNO**

T E S I S

PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS PARA
OBTENER EL GRADO DE

MAESTRO EN CIENCIAS

PRESENTA

JAVIER GONZÁLEZ DOMÍNGUEZ

ENSENADA, B. C., MÉXICO

OCTUBRE/2018

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA
FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS

MAESTRÍA EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

MODELACIÓN MORFODINÁMICA DE PLAYAS ARENOSAS
ASOCIADAS A CORRIENTES DE RETORNO

T E S I S

PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS PARA
OBTENER EL GRADO DE

MAESTRO EN CIENCIAS

PRESENTA

JAVIER GONZÁLEZ DOMÍNGUEZ

Aprobada por:



Dra. Amaia Ruiz de Alegría Arzaburu
Directora de tesis



Dra. Ana Laura Flores Morales
Sinodal



Dr. Rafael Hernández Walls
Sinodal

Dedicado

A mis padres, por su esfuerzo y amor incondicional.

A mi abuela Juana, por su dedicación y entrega.

A Grethel y Enrrique, por su tiempo valioso.

Agradecimientos

A CONACyT por la beca y financiamiento del proyecto de Ciencia Básica.

A la Facultad de Ciencias Marinas de la UABC por la oportunidad brindada.

Al Grupo de Investigación de Morfodinámica de Playas del IIO (MORDICS, <http://mordics.org>) por el apoyo en la colección de datos de campo, y ayuda en todo momento, sin ella no hubiera sido posible la realización de esta tesis.

A mis padres, cada paso y logro en mi vida es gracias a su guía. Ha sido mi primera travesía lejos de ustedes, y sentí a diario su compañía. Por brindarme su apoyo y presencia constante. No hay manera de devolverles todo lo que han hecho por mí en estos 29 años.

A Grethel y Enrique, sin ustedes dos, no hubiera sido posible llegar al final. Por su tiempo dedicado y sus consejos, es lo mejor que me llevo. Por escucharme a todas horas, por brindarme su mano, por hacer que mis días fueran mejores.

A mi comité de tesis, en especial a la Dra. Amaia, por su ayuda desde el comienzo, por compartir su experiencia y conocimientos, por sus aportes, y por mi crecimiento como investigador.

A familiares y amigos, por estar siempre al pendiente y su preocupación.

A mis compañeros de estudio en el posgrado, en especial a Mariana, Sam y Julio, por los momentos vividos.

A las personas nuevas que llegaron y forman parte de mi vida, por su cariño, su respeto, su constancia, por hacerme sentir parte de su familia.

A los envidiosos, hipócritas y falsos, por la motivación extra que me brindan, por hacerme querer superarlos.

Resumen

Las playas arenosas regulan el contenido de arena mediante un intercambio dinámico entre la sección submareal y la subaérea en relación a las características del oleaje incidente. Las corrientes de retorno son flujos dirigidos hacia mar adentro, que atraviesan la zona de rompientes de las playas y que favorecen el intercambio de partículas entre la orilla y aguas profundas. La ocurrencia, el tamaño y la intensidad de las corrientes de retorno están determinados por las variaciones batimétricas, las condiciones de oleaje (altura, período y dirección), la marea y, en menor medida, el viento y la composición de la playa. Las corrientes de retorno son impulsadas por el oleaje de la zona de rompientes, y se encargan de regresar el excedente de flujo acumulado en la cara de la playa. Estas corrientes presentan tres patrones espaciales de circulación (salida, recirculación y costero) y se “activan y desactivan” dependiendo del nivel medio del mar. Se considera que se intensifican durante la marea baja, cuando las olas rompen en las barras submareales, lo que favorece una mayor acumulación de masa de agua en la cara de la playa. El presente trabajo consiste en investigar la variabilidad espacio-temporal de las corrientes de retorno en Playa Hermosa ubicada en la Bahía de Todos Santos (Baja California), mediante la implementación del modelo numérico XBeach. Se utilizaron mediciones hidrodinámicas (oleaje, marea), y morfológicas (topografías, batimetrías y muestras de sedimento) para realizar la validación del modelo numérico. Tanto el oleaje como la morfología mostraron tener patrones estacionales durante el periodo de estudio entre agosto 2014 y septiembre 2015. Durante este periodo se identificó la presencia

de corrientes de retorno con velocidades medias de $0.2-0.3 \text{ ms}^{-1}$ y máximas entre 0.5 y 0.6 ms^{-1} . La presencia de las corrientes de retorno coincide con zonas donde los tensores de radiación presentaron valores bajos. Mediante el análisis espacial de las salidas numéricas se identificaron corrientes de retorno en la zona de CONALEP y la Laguna en primavera, principalmente asociado a que la barra submareal presenta ritmicidad, lo que favorece la formación de canales de retorno. Durante la tormenta predomina una corriente litoral intensa con dirección sur, mientras que en verano, ésta corriente litoral es débil y con dirección norte, en ambos casos no se identificaron presencia de corrientes de retorno.

Índice

	Página
Agradecimientos	v
Resumen	vi
Lista de Figuras	xi
Lista de Tablas	xiv
Lista de Abreviaturas	xv
Capítulo 1. Introducción	16
1.1. Aspectos generales	16
1.2. Antecedentes	17
1.3. Importancia y problemática	20
1.4. Objetivos	20
Capítulo 2. Marco Teórico	22
2.1. Corrientes de retorno	22
2.1.1. Definición	22
2.1.2. Generación	23
2.1.3. Clasificación	25
2.1.4. Características	26
2.2. Modelos numéricos: XBeach	29
2.2.1. Ecuaciones	31

Capítulo 3. Metodología	34
3.1. Área de estudio	34
3.2. Estructura de trabajo	35
3.3. Mediciones hidrodinámicas	36
3.3.1. Oleaje	36
3.3.2. Marea	38
3.4. Mediciones morfológicas	38
3.5. Modelo numérico	40
3.5.1. Dominio numérico	40
3.5.2. Parámetros de entrada	42
Capítulo 4. Resultados	44
4.1. Variabilidad del oleaje	44
4.2. Identificación de eventos de tormentas	46
4.3. Variabilidad morfológica estacional	47
4.4. Modelación XBeach: Escenario Tormenta	49
4.4.1. Condiciones de frontera	49
4.4.2. Variabilidad espacial de las corrientes	51
4.4.3. Variabilidad espacial del oleaje y tensor de radiación	53
4.4.4. Variabilidad temporal de las corrientes	55
4.4.5. Variabilidad morfológica con XBeach	57
4.5. Modelación XBeach: Escenario Primavera	59
4.5.1. Condiciones de frontera	59
4.5.2. Variabilidad espacial de las corrientes	61
4.5.3. Variabilidad espacial del oleaje y tensor de radiación	63
4.5.4. Variabilidad temporal de las corrientes	64
4.5.5. Variabilidad morfológica con XBeach	67
4.6. Modelación XBeach: Escenario Verano	68
4.6.1. Condiciones de frontera	68

4.6.2. Variabilidad espacial de las corrientes	70
4.6.3. Variabilidad espacial del oleaje y tensor de radiación	71
4.6.4. Variabilidad morfológica con XBeach	72
Capítulo 5. Discusión	74
Conclusiones	79
Bibliografía	82
Apéndice A. Formulación	91
A.1. Rompimiento de ola	91
A.2. Tensores de radiación	92
A.3. Tensión de cizallamiento del lecho	92
A.4. Cálculo de altura de ola significativa	93
A.5. Brier Skill Scores	93
Apéndice B. Formato de archivos	95
B.1. Rejilla computacional.	95
B.2. Espectro JONSWAP.	96
B.1. Marea.	98

Lista de Figuras

Fig. 1.1. Progresión histórica de publicaciones en revistas arbitradas. Tomado y adaptado de Castelle <i>et al.</i> (2016b).	17
Fig. 2.1. Esquema que ilustra el patrón de flujo característico en la zona de surf en una playa con morfología de barra / canal. Tomado y adaptado de Masselink <i>et al.</i> (2014)	24
Fig. 2.2. Diagrama representativo de los tipos de corrientes de retorno. Tomado y adaptado de Masselink <i>et al.</i> (2014).	27
Fig. 3.1. Ubicación geográfica de Playa Hermosa, Ensenada, Baja California. [Imagen tomada de Ruiz de Alegría-Arzaburu <i>et al.</i> (2017)]. . . .	34
Fig. 3.2. Esquema de trabajo.	36
Fig. 3.3. Nortek AWAC.	37
Fig. 3.4. Equipos utilizados para las mediciones.	39
Fig. 3.5. Perfiles topo-batimétricos medidos entre enero y septiembre 2015. Línea roja representa la línea de costa ($z = 0\text{ m}$) referida al NBMI. . .	40
Fig. 3.6. Dominio computacional, (—) contornos batimétricos medidos y (—) línea de costa (referida al NBMI).	41
Fig. 4.1. Altura de ola significativa, (a) serie de tiempo (nov/14–oct/15), (b) diagrama de caja, (c) diagrama de barra.	45
Fig. 4.2. Serie de tiempo del periodo (izquierda) y dirección de ola (derecha).	46
Fig. 4.3. Perfiles topo-batimétricos (izquierda) y Mapas de Elevación Digital (MED) (derecha).	48
Fig. 4.4. Condiciones de frontera del XBeach para el escenario tormenta.	50
Fig. 4.5. Variabilidad espacial de las corrientes asociadas al oleaje pre-tormenta: instante 1 (izquierda) y 2 (derecha). ▲ – Anclajes virtuales, ◆ – Lugares de referencia.	52
Fig. 4.6. Variabilidad espacial de las corrientes asociadas al oleaje de la tormenta: instante 3 (izquierda) y 4 (derecha).	53

- Fig. 4.7. Variabilidad espacial de la altura media cuadrática del oleaje (H_{rms}) y el tensor de radiación (S_{xx}) para cada uno de los instantes seleccionados. 54
- Fig. 4.8. Serie temporal de la componente transversal (U) y longitudinal (V) de la corriente, marea (Z) y altura de ola significativa (H_s) a 2 m de profundidad obtenidas del XBeach antes (paneles izquierdos), durante (paneles centrales) y después de la tormenta (paneles derechos) en el sur (azul) y norte (rojo). Los valores positivos de U y V representan flujos dirigidos hacia la tierra y hacia el sur, respectivamente. 56
- Fig. 4.9. Serie temporal de la componente transversal (U) y longitudinal (V) de la corriente, marea (Z) y altura de ola significativa (H_s) a 5 m de profundidad obtenidas del XBeach antes (paneles izquierdos), durante (paneles centrales) y después de la tormenta (paneles derechos) en el sur (azul) y norte (rojo). Los valores positivos de U y V representan flujos dirigidos hacia la tierra y hacia el sur, respectivamente. 57
- Fig. 4.10. Diferencias del nivel del lecho marino y perfiles topo-batimétricos para dos transectos. Enero y febrero representan el perfil inicial y final medido, respectivamente. Manning y Cf representan los perfiles finales simulados para ambos coeficientes de fricción. 58
- Fig. 4.11. Condiciones de frontera del XBeach para el escenario primavera. 60
- Fig. 4.12. Variabilidad espacial de las corrientes durante una pleamar (izquierda, instante 1) y una bajamar (derecha, instante 2) durante condiciones morfológicas de primavera. \blacktriangle – Anclajes virtuales, \blacklozenge – Lugares de referencia. 62
- Fig. 4.13. Variabilidad espacial de las corrientes durante una pleamar (izquierda, instante 3) y una bajamar (derecha, instante 4) durante condiciones morfológicas de primavera. 63
- Fig. 4.14. Variabilidad espacial de la altura media cuadrática del oleaje (H_{rms}) y el tensor de radiación (S_{xx}) para cada uno de los instantes seleccionados. 64
- Fig. 4.15. Serie temporal de la componente transversal (U) y longitudinal (V) de la corriente, marea (Z) y altura de ola significativa (H_s) a 2 m de profundidad obtenidas del XBeach para diferentes condiciones de oleaje en el sur (rojo) y norte (azul). Los valores positivos de U y V representan flujos dirigidos hacia la tierra y hacia el sur, respectivamente. 65

- Fig. 4.16. Serie temporal de la componente transversal (U) y longitudinal (V) de la corriente, marea (Z) y altura de ola significativa (H_s) a 5 m de profundidad obtenidas del XBeach para diferentes condiciones de oleaje en el sur (rojo) y norte (azul). Los valores positivos de U y V representan flujos dirigidos hacia la tierra y hacia el sur, respectivamente. 66
- Fig. 4.17. Diferencias del nivel del lecho marino y perfiles topo-batimétricos para dos transectos. Marzo y abril representan el perfil inicial y final medido, respectivamente. Manning y Cf representan los perfiles finales simulados para ambos coeficientes de fricción. 68
- Fig. 4.18. Condiciones de frontera del XBeach para el escenario verano. . . 69
- Fig. 4.19. Variabilidad espacial de las corrientes durante condiciones morfológicas de verano. \blacklozenge – Lugares de referencia. 70
- Fig. 4.20. Variabilidad espacial de la altura media cuadrática del oleaje (H_{rms}) y el tensor de radiación (S_{xx}) para cada uno de los instantes seleccionados. 71
- Fig. 4.21. Diferencias del nivel del lecho marino y perfiles topo-batimétricos para dos transectos. Agosto y septiembre representan el perfil inicial y final medido, respectivamente. Manning y Cf representan los perfiles finales simulados para ambos coeficientes de fricción. 72
- Fig. 5.1. Mapa conceptual de la dinámica de las corrientes teniendo en cuenta la variabilidad morfológica para los distintos escenarios. El mapa se apoya en las simulaciones del modelo hidrodinámico XBeach. Las líneas de color negro representa la corriente longitudinal, y las líneas de color rojo representa las corrientes transversales (o de retorno) y las circulaciones presentes en la zona de estudio. Los rectángulos representan las zonas donde se identificaron canales de retorno teniendo en cuenta los MED (Figura 4.3), la batimetría utilizada fue la de enero, marzo y agosto. 77
- Fig. I. Espectros de frecuencia. 97

Lista de Tablas

Tabla 2.1	Características de campo de las corrientes de retorno. Tomado y adaptado de MacMahan <i>et al.</i> (2006).	29
Tabla 3.1	Resolución espacial utilizada para los cálculos.	41
Tabla 4.1	Estadígrafos de los parámetros de oleaje.	46
Tabla 4.2	Tormentas identificadas en la serie de tiempo.	47
Tabla 4.3	Condiciones de frontera para cada uno de los instantes seleccionados.	50
Tabla 4.4	Condiciones de frontera para cada uno de los instantes seleccionados.	60
Tabla 4.5	Condiciones de frontera para cada uno de los instantes seleccionados.	69
Tabla 5.1	Valores obtenidos del BSS para cada uno de los perfiles topobbatimétricos seleccionados.	76
Tabla I	Definición de los valores obtenidos a partir de BSS.	94

Lista de Abreviaturas

<i>PVC</i>	—	Polyvinyl chloride
<i>GPS</i>	—	Global Positioning System
<i>ADCP</i>	—	Acoustic Doppler Current Profiler
<i>NBMI</i>	—	Nivel Bajamar Medio Inferior
<i>H</i>	—	Altura de onda H_{rms} basada en la energía instantánea de las olas
<i>u</i>	—	Velocidad Gln en el centro de la celda, componente x
<i>v</i>	—	Velocidad Gln en el centro de la celda, componente y
<i>zb</i>	—	Nivel del lecho marino
<i>zs</i>	—	Nivel de la superficie libre del mar
S_{xx}	—	Tensor de radiación, componente x
S_{xy}	—	Tensor de radiación, resultante
S_{yy}	—	Tensor de radiación, componente y

Capítulo 1

Introducción

1.1. Aspectos generales

Las aguas cercanas a la costa ejercen una influencia predominante en los asuntos cotidianos del hombre. La región cercana a la costa frecuentemente exhibe movimientos altamente complicados, y esta complejidad es quizás particularmente prominente en los intrigantes, y a veces confusos, cambios que pueden tener lugar en la morfología de muchas playas.

Para establecer un plan de gestión costera racional para la protección de la costa y la conservación del medio ambiente costero, es esencial tener una comprensión profunda de la dinámica del oleaje y corrientes cerca de la costa. En particular, una predicción precisa y eficiente de las corrientes inducidas por el oleaje, que es responsable del transporte de sedimentos en el área cercana a la costa, es vital y esencial para el éxito de cualquier proyecto de zona litoral.

La circulación de la zona de rompientes, que es impulsada principalmente por el oleaje rompiente (Longuet-Higgins, 1970), transporta sedimentos, contaminantes y partículas flotantes. Variaciones en la altura y dirección del oleaje a lo largo de costas curvas, batimetría irregular y estructuras artificiales causan una circulación compleja en la zona de rompientes, y como consecuencia, las corrientes de retorno y longitudinales promedio que pueden cambiar de dirección y ubicación a lo largo de una isóbata (Shepard e Inman, 1950).

La comprensión física y el modelado matemático de los procesos hidrodinámicos en la zona cercana a la costa son cada vez más interesantes, no solo para la ingeniería costera y la gestión de las zonas costeras, sino también para muchas otras disciplinas, como la oceanografía de mares poco profundos, la ecología y la geología.

El análisis adecuado de la dinámica de la zona de rompientes requiere un conocimiento detallado del oleaje, su turbulencia asociada, y las características morfológicas del fondo marino. Las descripciones de estos comportamientos complejos abundan en la literatura, que se remonta a varias décadas de estudio.

1.2. Antecedentes

La progresión histórica de la investigación científica y el conocimiento en relación a las corrientes de retorno ha estado en constante evolución y desarrollo (Fig. 1.1). Castelle *et al.* (2016b) realizaron una revisión sobre los estudios relacionados con las corrientes de retorno donde se evidencia un marcado y rápido aumento en las últimas dos décadas (Fig. 1.1a).

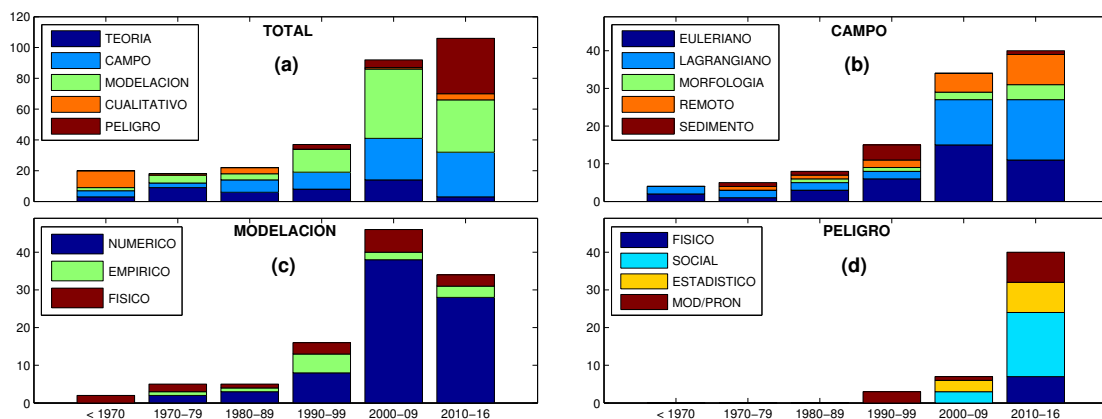


Fig. 1.1: Progresión histórica de publicaciones en revistas arbitradas. Tomado y adaptado de Castelle *et al.* (2016b).

Los primeros estudios sobre las corrientes de retorno fueron de naturaleza cualitativa, proporcionando una revisión descriptiva de sus procesos físicos y los diferentes tipos. Ha habido un notable aumento en los estudios de modelado

numérico, particularmente desde la década 2000-2009, mientras que el número de estudios físicos de laboratorio y modelos empíricos conceptuales se han mantenido relativamente bajos con el tiempo (Fig. 1.1c).

Entre los estudios de modelado numérico, Roelvink *et al.* (2009) desarrollaron el modelo morfodinámico XBeach, de dominio público, robusto y basado en procesos físicos, el cual incluye la retroalimentación entre los forzamientos hidrodinámicos y la batimetría en evolución. Posteriormente, Austin *et al.* (2010) realizaron una investigación con XBeach para determinar la dinámica de las corrientes de retorno controlada por el nivel mareal en una playa macromareal. Generaron una rejilla computacional rectilínea optimizando la resolución espacial a través de la zona de oleaje en el centro del dominio ($\Delta x = 2m, \Delta y = 5m$) con 860 m y 1220 m en las direcciones transversales y longitudinales respectivamente. Entre los principales resultados, obtuvieron que los picos de flujos de velocidad de la corriente de retorno correspondían con el punto máximo del oleaje en rompiente 1.5 horas antes y después de la marea baja.

Entre otros trabajos, se encuentra el realizado por Castelle *et al.* (2016a), que presenta una simulación para dos casos representativos durante condiciones de verano en una playa abierta ubicada en Biscarrosse, al suroeste de Francia. El dominio numérico se extendió aproximadamente entre los 1000 y 2000 m en la dirección transversal y longitudinal respectivamente con una resolución espacial de 10x10 m . Obtuvieron que las velocidades de los flujos oscilaban entre los 0.4 y 0.85 ms^{-1} y mostraron que pequeños cambios en las condiciones de oleaje como el periodo y el ángulo de incidencia pueden tener un profundo impacto en los campos de los flujos.

El aumento en los estudios de modelado es un reflejo de los avances informáticos y una mejor comprensión teórica, así como el rápido aumento en las mediciones de campo de la corriente de retorno (Fig. 1.1b). Esto debido principalmente a los avances tecnológicos y los costos reducidos de los equipos de recopilación de datos.

Esto es evidente a partir del aumento gradual de mediciones eulerianas, que registran el flujo de corriente de retorno en diferentes puntos fijos. Los enfoques eulerianos ofrecen una cobertura espacial limitada, pero han sido particularmente útiles para comprender la variabilidad temporal del flujo de la corriente, así como la modulación de su velocidad y el pulso de flujo a frecuencias de infragravedad (Aagaard *et al.*, 1997; Brander y Short, 2001; MacMahan *et al.*, 2004, 2006; Sonu, 1972).

En la última década ha ocurrido un aumento en las mediciones de campo lagrangianas. Los métodos lagrangianos implican observar o medir trayectorias de paquetes de fluidos específicos a través del sistema de corriente, y son útiles para proporcionar una representación bidimensional de la variabilidad espacial de la circulación de la corriente de retorno, y los patrones de velocidad superficial a lo largo del tiempo (Austin *et al.*, 2014; MacMahan *et al.*, 2010a; McCarroll *et al.*, 2014b; Schmidt *et al.*, 2003; Scott *et al.*, 2016; Spydell *et al.*, 2007; Winter *et al.*, 2014). El movimiento hacia las mediciones de Lagrange recuerda a las primeras mediciones de campo de flujos de corrientes de retorno conducidas en La Jolla, California (Shepard *et al.*, 1941; Shepard e Inman, 1950) utilizando objetos flotantes y drogones.

En términos de estudios relacionados con el peligro de la corriente de retorno, las primeras publicaciones (Davis, 1925; Shepard, 1936; Shepard *et al.*, 1941) reconocieron el riesgo de ahogamiento, pero existía una escasez de investigación especializada sobre los peligros. Sin embargo, desde 2010 ha habido una rápida proliferación de interés en el riesgo, particularmente de los estudios de ciencias sociales (Fig. 1.1d) relacionados con la comprensión humana, la percepción y el comportamiento en relación con el riesgo (Brannstrom *et al.*, 2014; Drozdowski *et al.*, 2012; Woodward *et al.*, 2015).

En resumen, es evidente que el interés científico en las corrientes de retorno es alto, y que el rápido crecimiento continuo está impulsado en medida por estudios relacionados con peligros, seguidos de mediciones de campo y trabajos de modelado.

1.3. Importancia y problemática

Las corrientes de retorno presentan una distribución variable, tanto espacial como temporalmente y es un proceso importante en el transporte de sedimentos en las playas. Además son peligros naturales que pueden arrastrar a los nadadores desprevenidos al mar y actualmente son responsables de miles de ahogamientos por año en todo el mundo (Masselink *et al.*, 2014).

Uno de los principales enfoques en los últimos años en el estudio de las corrientes de retorno es el peligro que estas representan a los nadadores. En muchas ocasiones no estamos bien informados con respecto al peligro real al que nos enfrentamos cuando vamos a las playas. Una de las razones de este trabajo es tener un primer acercamiento a las corrientes de retorno en la playa municipal de Ensenada. Llegar a crear un mapa conceptual de su localización y variabilidad espacio-temporal para lograr crear una serie de medidas que eviten muertes debido a este fenómeno.

En la actualidad se cuenta con poca información referente al tema, por lo tanto un estudio más profundo es necesario. Además de que se cuenta con poca información y datos de campo de estas corrientes, a través del estudio se espera mejorar un poco más al entendimiento de las corrientes de retorno presentes en la playa municipal de Ensenada.

1.4. Objetivos

- Objetivo general:

Determinar la variabilidad morfodinámica asociada a la presencia de corrientes de retorno mediante la modelación numérica.

- Objetivos específicos:

- 1.- Caracterizar las condiciones de oleaje asociado a la presencia de corrientes de retorno.

- 2.- Describir la variabilidad espacio-temporal de las corrientes de retorno.
- 3.- Evaluar los cambios morfológicos asociados a la presencia de corrientes de retorno.

Capítulo 2

Marco Teórico

2.1. Corrientes de retorno

2.1.1. Definición

Las corrientes de retorno se pueden definir como chorros dirigidos hacia el mar, normales a la costa, que son frecuentes en playas arenosas con bancos de arena cercanos a la costa. Estas corrientes se originan dentro de la zona de rompiente y se ensanchan hacia la zona de asomeramiento. Para la formación de las corrientes de retorno se necesita la presencia de flujos dirigidos hacia tierra más débiles y más amplios que en la región vecina a la corriente de retorno, contribuyendo así a las corrientes de alimentación dirigidas a lo largo de la costa, que convergen hacia la corriente de retorno (MacMahan *et al.*, 2006).

Las corrientes de retorno pueden ser definidas también como flujos de movimiento rápido perpendiculares a la costa que se originan en la zona de rompientes. Shepard (1936) introdujo por primera vez el concepto de corriente de retorno. Demostró que estas corrientes solían ser de duración bastante corta, durando varios minutos, y volviéndose a desarrollar en el mismo o en un diferente lugar. Las corrientes de retorno normalmente se alimentan del agua que se mueve a lo largo de la costa desde cualquier lado (Shepard *et al.*, 1941).

El conocimiento de la ocurrencia y los hábitos de estas corrientes bajo todas las condiciones, particularmente en su forma sistemática, será de gran importancia en la comprensión de los procesos involucrados en el equilibrio morfodinámico de la playa (McKenzie, 1958).

2.1.2. Generación

La ruptura del oleaje es la principal fuerza motriz en la hidrodinámica de la zona de rompientes. A través de la ruptura, el oleaje transfiere momento y energía al medio, generando un flujo que propicia el movimiento de una masa de agua en dirección de la propagación de las olas. Por lo tanto, las ondas de ruptura crean una reducción en el flujo de momento de la onda o tensor de radiación (Longuet-Higgins y Stewart, 1964).

El tensor de radiación es el exceso de flujo de momento debido a la presencia del oleaje. Cuando el oleaje rompe, ese momento se transfiere a la columna de agua, forzando corrientes cercanas a la costa. El forzamiento debido a estos gradientes de tensión de radiación es comúnmente varios órdenes de magnitud mayor que el forzamiento debido al viento y al de otras linealidades asociadas al oleaje (Battjes, 1974; Longuet-Higgins y Stewart, 1964; Phillips, 1977).

Las variaciones en la altura del oleaje y su rompimiento crean variaciones espaciales en el tensor de radiación, y así, se manifiestan regiones de mayor ‘configuración’ durante oleaje más alto y roturas más intensas. Es el desequilibrio entre la fuerza asociada al oleaje de ruptura y los gradientes de presión espaciales los que resultan en la generación de flujos de corrientes de retorno. En el caso del oleaje de incidencia oblicua, el oleaje impulsa una corriente a lo largo de la costa (Castelle *et al.*, 2016a) que causa una corriente alimentadora dominante y una corriente de retorno dirigida oblicuamente hacia el mar.

Sin embargo, aunque la variabilidad a lo largo de la costa en la disipación de la energía de las olas de ruptura es crucial para la generación de la corriente de retorno,

otros mecanismos pueden generar vórtices y corrientes de retorno cerca de la costa.

Los vórtices cercanos a la costa también pueden generarse por la inestabilidad de las corrientes intensamente cortadas (Noyes *et al.*, 2004; Oltman-Shay *et al.*, 1989; Özkan-Haller y Kirby, 1999). Por ejemplo, las inestabilidades de cizallamiento de la corriente litoral implican el fortalecimiento, el debilitamiento y las interacciones de vórtices con pares de vórtices que con frecuencia se desprenden mar adentro (Özkan-Haller y Kirby, 1999). Finalmente, las corrientes litorales generadas por oleaje oblicuo pueden desviarse físicamente hacia el mar cuando colisionan con un límite rígido (por ejemplo, promontorio, espigones) o una corriente de orilla opuesta, formando así otro tipo de corrientes de retorno.

En la Fig. 2.1 se muestra el flujo complejo de corrientes generadas por el oleaje en rompiente en una playa con barras de arena transversales a la costa y sus canales asociados (Masselink *et al.*, 2014).

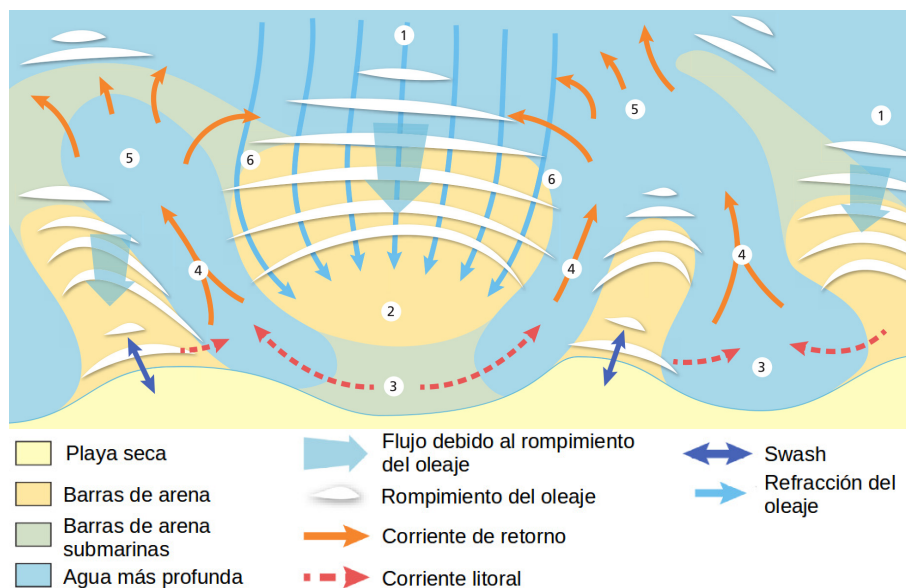


Fig. 2.1: Esquema que ilustra el patrón de flujo característico en la zona de surf en una playa con morfología de barra / canal. Tomado y adaptado de Masselink *et al.* (2014)

La Fig. 2.1 muestra el mecanismo de generación de corrientes de retorno. Debido a la refracción, el oleaje rompe sobre las barras de arena poco profundas (1). Asociado

al rompimiento de las olas, se generan flujos que empujan grandes cantidades de agua hacia la orilla (2). Las llamadas corrientes alimentadoras (3), que están asociadas a las corrientes litorales, se ubican desde la zona de rompiente a lo largo de la costa hacia los canales de retorno. La corriente alimentadora se aleja de la orilla a través del canal formado entre las barras de arena y, el agua comienza a fluir hacia el mar. La corriente hacia el mar más rápida ocurre cuando el canal de retorno está en su punto más estrecho, y esto se conoce como cuello (rip neck) (4).

A partir de aquí el flujo puede hacer dos cosas dependiendo de las condiciones de oleaje y la configuración de las barras y canales de arena:

- Cuando la corriente de retorno fluye a través de las barras de arena y la zona de rompiente, el flujo se extiende y se debilita en la región denominada cabeza (rip head) (5). Finalmente, el flujo desaparece por completo.
- Alternativamente, el flujo de retorno vuelve hacia la zona de rompiente (6) y se une al flujo dirigido hacia la cara de la playa causado por las olas rompientes. Este patrón de flujo se conoce como recirculación.

En la práctica es difícil registrar un patrón de flujo tan complicado, y se han utilizado varias técnicas y herramientas. Entre las técnicas se encuentran estudios lagrangeanos de liberación de colorante y seguimiento de flotadores con GPS (Global Positioning Systems), mientras que existen métodos remotos para identificar la presencia de las corrientes y para examinar los cambios en las etapas de la playa en el tiempo, así como modelos numéricos morfodinámicos.

2.1.3. Clasificación

La variabilidad a lo largo de la costa en la disipación de la energía de las olas de ruptura promediadas en el tiempo puede surgir a partir de una serie de causas: (1) batimetría variable a lo largo de la costa; (2) el enfoque de la energía de las olas reforzado por la refracción de la ola sobre las anomalías batimétricas mar adentro; y

(3) sombreado del oleaje por un límite rígido. Esto es importante ya que estas causas, hasta cierto punto, contribuyen a la existencia de diferentes tipos de corrientes de retorno.

Recientemente, las corrientes de retorno se han diferenciado en función de si ocurren en costa abierta o en playas encajadas, estando la primera lejos de características topográficas permanentes tales como promontorios o estructuras costeras (Castelle *et al.*, 2016b; Dalrymple *et al.*, 2011; MacMahan *et al.*, 2010a; Scott *et al.*, 2014). Aunque esta distinción puede ser subjetiva ya que muchas playas encajadas soportan corrientes de retorno que no están adyacentes a los límites físicos y exhiben las mismas características que las de costa abierta, pudiendo variar en tamaño y ubicación (Brander y MacMahan, 2011; Short, 2007).

La Fig. 2.2 proporciona un resumen de los tipos de corrientes de retorno, destacando las principales conexiones forzadas asociadas con el oleaje, las mareas y la morfología. Se han definido seis tipos fundamentales de corriente de retorno basados en el mecanismo de conducción física dominante. Es importante reconocer que estos tipos de corrientes de retorno discretos forman elementos clave en un espectro complejo en el que, en escenarios del mundo real, los diversos mecanismos de forzamiento a menudo se combinan para producir una respuesta de flujo integrada y dinámica.

La gran mayoría de los estudios se han centrado en las corrientes controladas por los cambios batimétricos, esto debido en gran medida a su prevalencia, a la facilidad logística de la medición y a una replicación relativamente más fácil de los modelos numéricos.

2.1.4. Características

Como mencionamos anteriormente, es difícil registrar un patrón de flujo tan complicado como el de las corrientes de retorno. Debido a que el tipo de patrón de circulación tiene implicaciones para la seguridad de la playa, los investigadores de

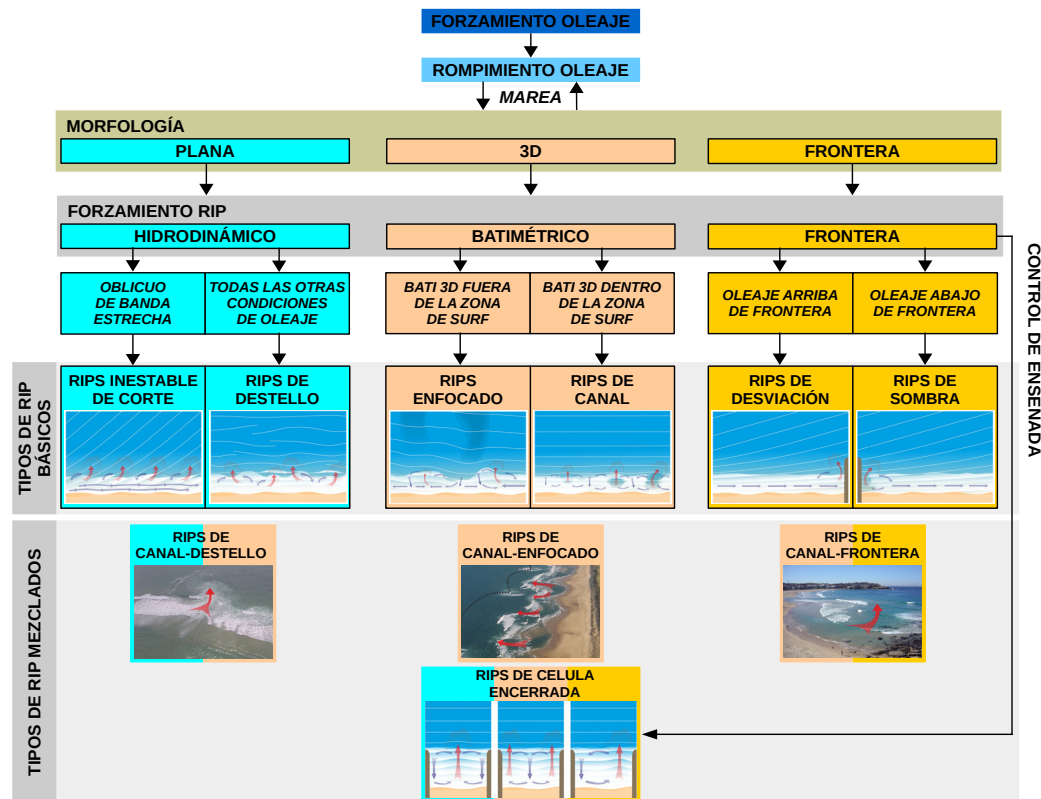


Fig. 2.2: Diagrama representativo de los tipos de corrientes de retorno. Tomado y adaptado de Masselink *et al.* (2014).

todo el mundo han estado tratando de medir el flujo vertical y horizontal en las corrientes de retorno. En un estudio realizado por Masselink *et al.* (2014) utilizaron derivadores (tubos de PVC flotantes que imitan el comportamiento de personas flotando) liberados en la barra de arena submareal y en los canales para determinar trayectorias lagrangeanas a través de sus GPSs. Combinando los datos de un gran número de estos derivadores encontraron tres patrones de circulación distintos en la playa macromareal de estudio:

- un patrón de salida, donde la corriente de retorno sale de la zona de oleaje (patrón 3-4-5 en la Fig. 2.1).
- un patrón de recirculación donde la corriente de retorno a menudo no puede extenderse más allá de la zona de oleaje y vuelve sobre sí misma en forma

de un gran remolino circulante (patrón 3-4-6 en la Fig. 2.1). Algunos de los derivadores se quedaron en la zona de rompiente durante 2 horas y se descubrió que rotaban más de 10 veces durante ese período.

- un patrón costero en el que el flujo de la zona de oleaje está dominado por una fuerte corriente litoral. Este patrón es particularmente común cuando los vientos a lo largo de la costa son fuertes y generan una gran deriva hacia abajo.

Además de sus patrones espaciales, las corrientes de retorno fluctúan en varias escalas temporales, desde minutos hasta semanas. La intensidad de la corriente de retorno aumenta al aumentar la altura de la ola. Por lo tanto, la frecuencia de las tormentas (del orden de días a semanas) puede afectar la naturaleza peligrosa de las corrientes de retorno.

Es sabido también que las mareas afectan la fuerza de las corrientes de retorno (Aagaard *et al.*, 1997; Brander y Short, 2001; Shepard e Inman, 1950; Sonu, 1972) y se intensifican a medida que bajan. Por lo tanto, las mareas bajas, y en particular las mareas bajas en primavera, pueden ser las más peligrosas (Dalrymple *et al.*, 2011). Una explicación es que el efecto de la marea descendente enfatiza los efectos batimétricos. El aumento de la ruptura sobre la barra submareal, una zona de oleaje más amplia y un canal de retorno relativamente más pronunciado serían todos los responsables de aumentar la intensidad. Además, a medida que el nivel del agua desciende aún más, las barras submareales de arena pueden quedar expuestas intermitentemente, canalizando aún más el flujo detrás de la barra (Dalrymple *et al.*, 2011). Las variaciones temporales asociadas con las tormentas y las mareas son bastante predecibles, y la mayoría de los bañistas y salvavidas pueden determinar los tiempos de las corrientes de retorno más peligrosas.

Con base en las observaciones de campo de diversos estudios realizados durante la actividad de la corriente, la velocidad media de la corriente de retorno es de aproximadamente 0.5 ms^{-1} . En la Tabla 2.1 se muestran una serie de estudios

de campo realizados en varias playas a lo largo del mundo y se muestran varias características de cada una de ellas.

Ubicación	U_r (ms^{-1})	U_{max} (ms^{-1})	λ_r (m)	w_r (m)	h_r^* (m)	h_b^* (m)	H_{mo} (m)	T_p (s)	D_{50} (mm)
Skallingen, NLD	0.30	1.70	90	150	1.25	1.0	0.80	8	0.25
Palm Beach, AUS	0.40	2.00	200	60	1.80	1.0	0.75	10	0.35
Muriwai, NZL	0.65	2.00	500	150	1.50	1.0	1.50	14	0.25
Moreton Island, AUS	0.40	1.00	300	35	1.40	1.0	0.50	10	0.20
Torrey Pines, USA	0.20	1.00	300	100	1.25	1.0	0.50	12	0.10
Monterey, USA	0.30	2.00	125	60	1.50	1.0	1.50	12	0.35
SeaGrove, USA	0.35	1.25	60	30	0.80	0.3	0.50	8	0.30
Ensenada, MEX	–	–	–	–	–	–	0.94*	11*	0.25

* Promedio Nov 2014–Oct 2015

Tabla 2.1: Características de campo de las corrientes de retorno. Tomado y adaptado de MacMahan *et al.* (2006).

2.2. Modelos numéricos: XBeach

Los modelos de procesos morfodinámicos intentan predecir la evolución de la batimetría cercana a la costa sujeta a condiciones cambiantes de marea y oleaje. Dos décadas de mediciones de campo y observaciones basadas en video monitoreo han mostrado una alta variabilidad morfológica del fondo cercano a la costa (Dalrymple *et al.*, 2011). Las escalas de tiempo y los procesos morfodinámicos durante condiciones de tormenta son responsables del reestablecimiento de la barra submareal costa afuera, y difieren bastante con respecto a las condiciones moderadas, durante las cuales la variabilidad costera del fondo evoluciona paulatinamente acercando la barra hacia la orilla. Para realizar el modelado, se requiere, de una descripción detallada de la hidrodinámica, y una formulación de transporte de sedimentos preciso, ya que un desajuste en las velocidades de transporte de sedimentos dará como resultado una desviación rápida de los resultados del modelo. Además, las predicciones del modelo dependen de la batimetría inicial.

Los modelos de estabilidad lineal proporcionan información sobre los patrones

más probables que emergen inicialmente de un estado de equilibrio uniforme a lo largo de la costa y un forzamiento constante. En realidad, la fuerza cambia continuamente, y la batimetría nunca es realmente uniforme. Además, debido a que las escalas de tiempo morfodinámicas son significativamente más largas que las escalas de tiempo hidrodinámicas, la playa rara vez, está en equilibrio, por eso se dice que está en equilibrio dinámico. Para dar cuenta de estos efectos, se han desarrollado modelos numéricos morfodinámicos, que incluyen la retroalimentación entre el forzamiento hidrodinámico y la batimetría en evolución.

Como mencionado anteriormente, Roelvink *et al.* (2009) desarrollaron el modelo XBeach, de dominio público y basado en procesos físicos. A través de varios casos de estudio, el modelo cubre una gama de aplicaciones y muestra representar bastante bien la realidad con un conjunto estándar de parámetros. Todo el código y la documentación están disponibles gratuitamente en www.xbeach.org.

El modelo XBeach fue originalmente desarrollado para simular procesos hidrodinámicos y morfodinámicos en costas arenosas de varios kilómetros y escalas temporales de tormentas. Desde su creación, el modelo se ha aplicado a otros tipos de costas y propósitos. Actualmente incluye los procesos hidrodinámicos de transformación de onda corta (refracción, shoaling y rotura), transformación de ondas largas (generación, propagación y disipación), configuración inducida por ondas y corrientes inestables, así como sobrecarga e inundación. Los procesos morfodinámicos incluyen el transporte de sedimentos de fondo y suspendidos, la avalancha de la cara de la duna, la actualización de la cama y la ruptura. Se han incluido los efectos de la vegetación y de las estructuras duras. Este ha sido validado con una serie de casos analíticos, de laboratorio y de campo utilizando un conjunto estándar de parámetros.

XBeach tiene dos modos: un modo hidrostático y otro no hidrostático. En el modo hidrostático, la variación de amplitud de onda corta se resuelve separadamente de las ondas largas, las corrientes y el cambio morfológico. Esto ahorra tiempo

computacional considerable, con el gasto que la fase de las ondas cortas no se simula. Un modelo más completo es el modelo no hidrostático que resuelve todos los procesos incluyendo movimientos de onda corta, pero con más demanda computacional.

2.2.1. Ecuaciones

Para las ondas de baja frecuencia y los flujos medios se usan las ecuaciones de aguas poco profundas. Para tener en cuenta el flujo de masa inducido por la onda y el flujo (retorno) subsiguiente, éstos se echan en una formulación de Media Lagrangiana Generalizada (GLM) promediada en profundidad. En este marco, las ecuaciones de momento y continuidad se formulan en términos de la velocidad Lagrangiana u^L que se define como la distancia que una partícula de agua viaja en un período de onda, dividido por ese período. Esta velocidad está relacionada con la velocidad euleriana u^E y v^E (la velocidad promedio de onda corta observada en un punto fijo) por:

$$u^L = u^E + u^S \quad v^L = v^E + v^S \quad (2.1)$$

Donde u^S y v^S representan la deriva de Stokes en dirección x e y respectivamente. La deriva de Stokes se calcula con (2) en la que la energía de onda corta E_W y la dirección de onda variable del grupo de ondas se obtienen a partir del balance de acción de la onda.

$$u^S = \frac{E_W \cos \theta}{\rho h c} \quad v^S = \frac{E_W \sin \theta}{\rho h c} \quad (2.2)$$

Las ecuaciones de momento GLM resultantes son dadas por:

$$\frac{\partial u^L}{\partial t} + u^L \frac{\partial u^L}{\partial x} + v^L \frac{\partial u^L}{\partial y} - f v^L - v_h \left(\frac{\partial^2 u^L}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u^L}{\partial y^2} \right) = \frac{\tau_{sx}}{\rho h} - \frac{\tau_{bx}^E}{\rho h} - g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{F_x}{\rho h} + \frac{F_{v,x}}{\rho h} \quad (2.3)$$

$$\frac{\partial v^L}{\partial t} + u^L \frac{\partial v^L}{\partial x} + v^L \frac{\partial v^L}{\partial y} - f u^L - v_h \left(\frac{\partial^2 v^L}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v^L}{\partial y^2} \right) = \frac{\tau_{sy}}{\rho h} - \frac{\tau_{by}^E}{\rho h} - g \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{F_y}{\rho h} + \frac{F_{v,y}}{\rho h} \quad (2.4)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial hu^L}{\partial x} + \frac{\partial hv^L}{\partial y} = 0 \quad (2.5)$$

La fuerza de onda en la ecuación de momento de agua superficial se obtiene a partir de una versión dependiente del tiempo de la ecuación de balance de acción de onda, se tiene en cuenta la distribución direccional de la densidad de acción. El balance de la acción de las olas es dado entonces por:

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial c_{gx}A}{\partial x} + \frac{\partial c_{gy}A}{\partial y} + \frac{\partial c_{\theta}A}{\partial \theta} = -\frac{D_w + D_f + D_v}{\sigma} \quad (2.6)$$

En el que la acción de ola A se calcula como:

$$A(x, y, t, \theta) = \frac{S_w(x, y, t, \theta)}{\sigma(x, y, t)} \quad (2.7)$$

Donde θ representa el ángulo de incidencia con respecto al eje x , S_w representa la densidad de energía de onda en cada entrada direccional y σ la frecuencia de onda intrínseca. La frecuencia intrínseca σ y la velocidad del grupo c_g se obtienen a partir de la relación de dispersión lineal. D_w , D_f y D_v son términos de disipación para ondas, fricción y vegetación respectivamente. La frecuencia intrínseca se obtiene por ejemplo con:

$$\sigma = \sqrt{gk \tanh kh} \quad (2.8)$$

Las concentraciones de sedimentos en la columna de agua se modelan usando un sistema de advección-difusión con promediado de profundidad con un término fuente-sumidero basado en las concentraciones de sedimento de equilibrio:

$$\frac{\partial hC}{\partial t} + \frac{\partial hCu^E}{\partial x} + \frac{\partial hCv^E}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x}[D_h h \frac{\partial C}{\partial x}] + \frac{\partial}{\partial y}[D_h h \frac{\partial C}{\partial y}] = \frac{hC_{eq} - hC}{T_s} \quad (2.9)$$

C representa la concentración de sedimento promediado en profundidad que varía en la escala de tiempo del grupo de ondas y D_h es el coeficiente de difusión de sedimentos. El arrastre del sedimento está representado por un tiempo de adaptación T_s , dado por una aproximación simple basada en la profundidad h del agua local y en la velocidad de caída del sedimento w_s .

Capítulo 3

Metodología

3.1. Área de estudio

Playa Hermosa (Fig. 3.1) se localiza en el municipio de Ensenada perteneciente al estado de Baja California. Se encuentra ubicada en la costa noroccidental de la península y comprende la mitad norte de la costa arenosa dentro de la Bahía de Todos Santos (BTS), que está parcialmente protegida del oleaje del Pacífico occidental por las islas Todos Santos (a 17 km de la costa).

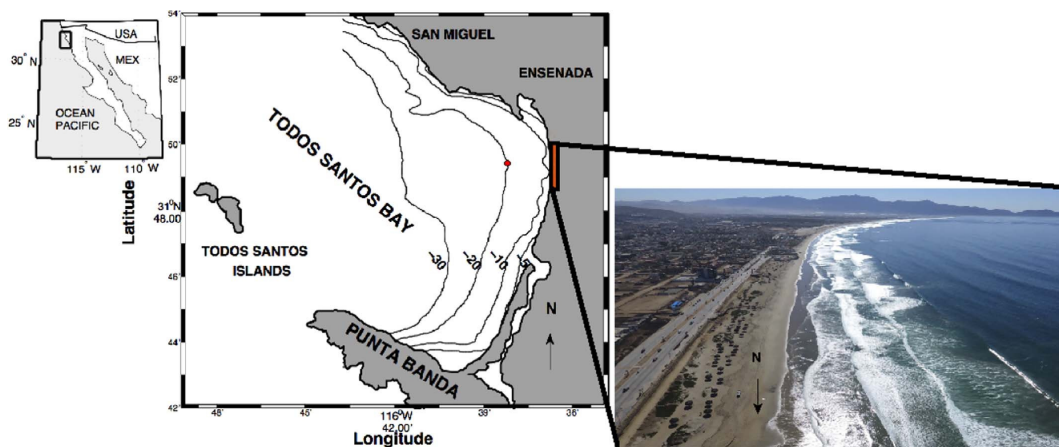


Fig. 3.1: Ubicación geográfica de Playa Hermosa, Ensenada, Baja California. [Imagen tomada de Ruiz de Alegría-Arzaburu *et al.* (2017)].

Los vientos que interactúan en la región presentan velocidades promedio de

aproximadamente 4 ms^{-1} con una dirección predominante del noreste (NE) (Álvarez-Sánchez, 1971). Estos vientos se encuentran fuertemente influenciados por el centro de alta presión localizado en el Océano Pacífico y un centro de baja presión al NE de Baja California, cuya variabilidad espacio-temporal genera cambios estacionales en la dirección y magnitud del viento (Álvarez-Sánchez, 1971).

El tipo de marea es mixto y semidiurno. El oleaje que arriba puede caracterizarse de acuerdo a su origen siendo proveniente del hemisferio Norte, proveniente del hemisferio Sur y oleaje generado por el viento local (Appendini-Albrechtsen, 1998). El oleaje proveniente del hemisferio Norte es el régimen predominante durante la temporada invernal (octubre-abril), es el tipo de oleaje con mayor altura; se origina por los vientos de tormentas en el Golfo de Alaska, por los vientos de tormentas en el Pacífico Central (Hawai) desplazándose a latitudes medias y por los vientos dominantes del Pacífico Nororiental, estas tormentas en su mayoría afectan las costas de California y Baja California (Allan y Komar, 2000, 2002).

El oleaje presenta estacionalidad, donde las mayores alturas se han observado en los meses de diciembre a marzo (Martínez-Díaz de León *et al.*, 1989; Ruiz de Alegría-Arzaburu *et al.*, 2017). El oleaje local se genera por los fenómenos meteorológicos que ocurren cerca de la costa y por los eventos intensos de brisas locales. Este oleaje tiene un periodo corto y su altura variable, aunque en general es pequeña.

3.2. Estructura de trabajo

En la Fig. 3.2 se muestra el esquema de trabajo llevado a cabo durante la investigación. Cada una de los pasos realizados representan un sistema dependiente en el cual todos los elementos se encuentran relacionados entre sí.

Las corrientes de retorno están fundamentalmente dictadas por las interacciones entre el forzamiento hidrodinámico (Sección 3.3), la morfología (Sección 3.4) y la respuesta resultante del flujo dentro del sistema, que actúan en conjunto para

generar flujos costa afuera concentrados en la zona de oleaje. Cada elemento dentro del sistema proporciona retroalimentación al otro, generando una variedad de comportamientos de corriente de retorno tanto en el espacio como en el tiempo.

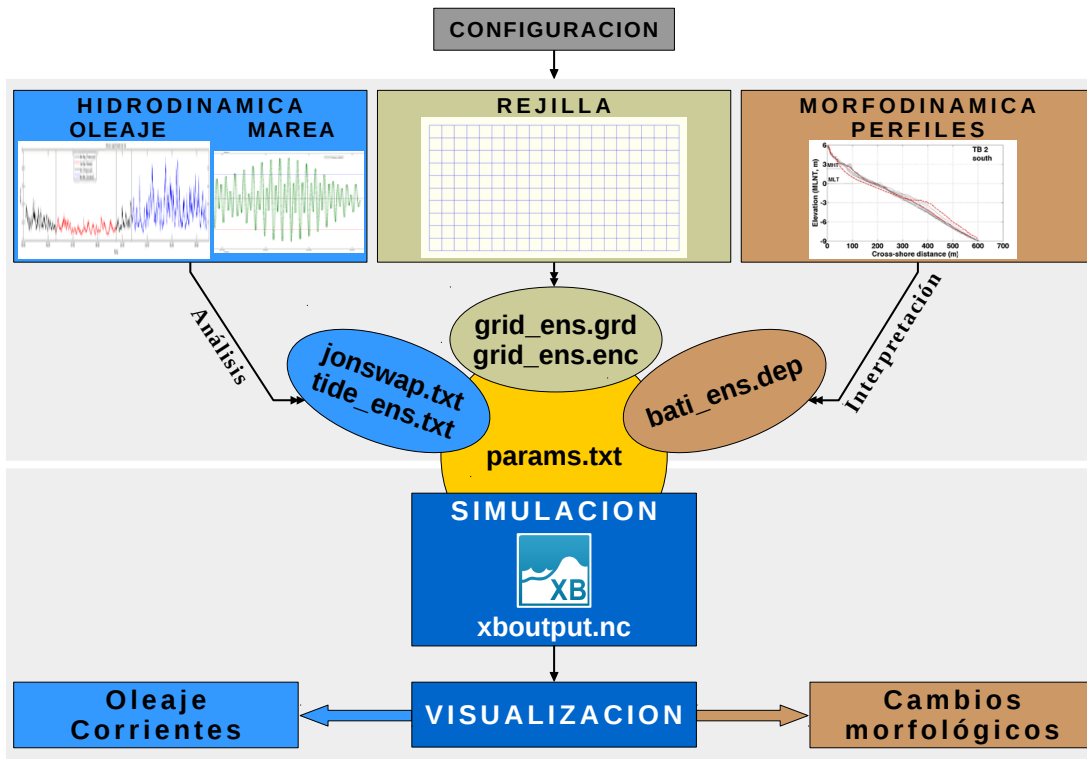


Fig. 3.2: Esquema de trabajo.

El desarrollo de modelos numéricos morfo-dinámicos (Sección 3.5) ha permitido incluir la retroalimentación entre los forzamientos hidrodinámicos y la batimetría en evolución. Estos modelos se utilizan para observar el comportamiento morfológico en respuesta a la fuerza del oleaje y los flujos resultantes en la zona costera.

3.3. Mediciones hidrodinámicas

3.3.1. Oleaje

Los datos de oleaje horarios obtenidos fueron desde noviembre de 2014 a octubre de 2015 con un ADCP a 1 MHz (Fig. 3.3) ubicado a 2.5 km del sitio de estudio a una

profundidad de 20 m. El instrumento se instaló en el lecho marino y proporcionó mediciones costa afuera de los parámetros de la ola incluyendo la altura de ola significativa (H_s), el periodo pico de la ola (T_p) y la dirección de la ola ($^\circ$), además puede medir la velocidad y la dirección de la corrientes en capas de 1 m de espesor desde el fondo hasta la superficie.

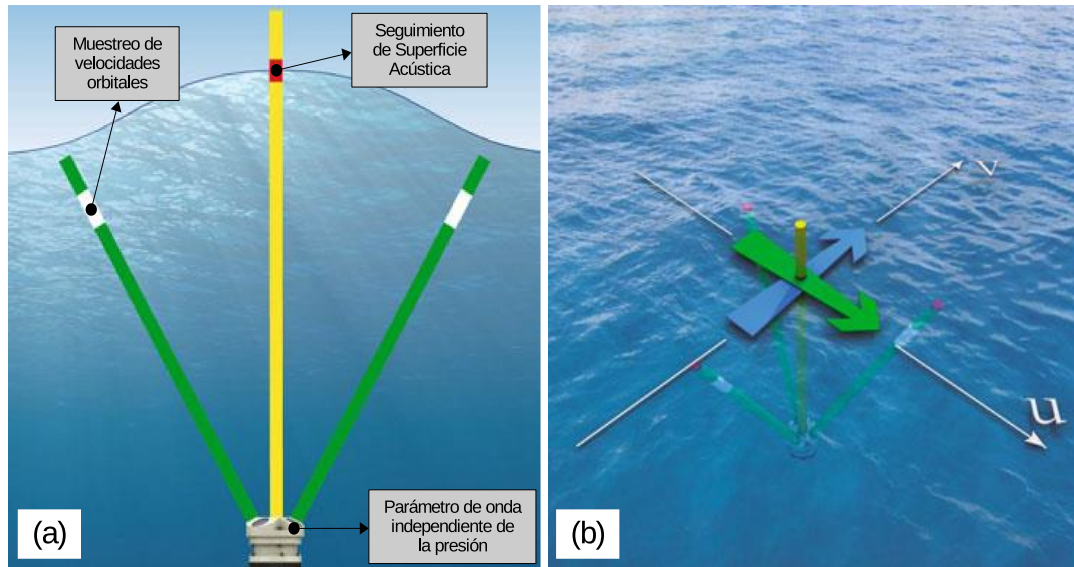


Fig. 3.3: Nortek AWAC.

A partir del procesamiento y análisis de estos parámetros del oleaje se pueden determinar los diferentes escenarios para los forzamientos del modelo numérico XBeach, entre los cuales se incluyen escenarios de calma, de promedio y de tormenta. Estos escenarios se determinaron en dependencia de la época del año y se identificaron tres escenarios para el estudio:

- Periodo de verano (mayo-septiembre).
- Periodo de transición (abril-mayo y octubre).
- Periodo de invierno (noviembre-marzo).

Durante los meses de noviembre a marzo (periodo invernal) se encuentran las mayores H_s de 2-3 m, principalmente debido a la llegada de oleaje lejano asociado

a tormentas formadas en el Pacífico Norte. Este oleaje es el más energético que se puede observar durante el año de medición.

Para identificar las condiciones de oleaje asociado a eventos de tormentas se tomaron en cuenta varios criterios, primeramente que H_s exceda el percentil 95 ($2 m$) durante un periodo de 12 horas, y que presente valores máximos por encima del percentil 99 ($2.3 m$) durante el mismo periodo de tiempo. Además, si $H_s < 2 m$ durante un periodo de 6 horas pero vuelve a sobrepasar este valor durante 12 horas más, se considera que estamos en presencia del mismo evento.

3.3.2. Marea

La marea presente en la zona de estudio es tipo mixta semidiurna, es decir, se registran dos pleamares y dos bajamares al día. La pleamar media superior es de aproximadamente $1.45 m$ (referido al NBMI). La pleamar máxima registrada es de $2.32 m$ y el nivel medio del mar de $0.82 m$. Los datos se obtuvieron de la página <http://predmar.cicese.mx/>, los cuales presentan datos horarios de pronósticos de marea para distintas localidades. Estos pronósticos se basan en datos horarios históricos de nivel del mar, obtenidos por CICESE, la UNAM o la Secretaria de Marina.

3.4. Mediciones morfológicas

Los cambios morfológicos se obtuvieron comparando mediciones topográficas y batimétricas mensuales (concurrentes) en asociación con las mediciones hidrodinámicas. Los perfiles topográficos se midieron utilizando un GPS diferencial (Global Positioning System) con una precisión de $\pm 0.03 m$, y se estableció un valor umbral de elevación de $0.05 m$ para descartar datos erróneos post-procesados como se establece en otros estudios (Coco *et al.*, 2014). Todos los perfiles se midieron hasta el nivel de bajamar media inferior (NBMI) a una frecuencia de $1 Hz$ utilizando un carro de dos

ruedas operado por dos personas a pie. Se siguieron las mismas líneas de transectos en cada tiempo de levantamiento, siguiendo el mapa del controlador del GPS (Fig. 3.4, derecha). Las mediciones fueron referidas en Universal Transverse Mercator (coordenadas Este y Norte en metros), y las elevaciones fueron referenciadas al NBMI local (+ 36.135 *m* desde alturas elipsoidales).



Fig. 3.4: Equipos utilizados para las mediciones.

Los datos batimétricos se obtuvieron utilizando el Sontek M9 HydroSurveyor Accoustic Doppler Current Profiler (ADCP; Fig. 3.4, izquierda) sincronizado con el GPS diferencial y fijado a un bote pequeño o moto acuática. La frecuencia de 0.5 *MHz* fue la utilizada para obtener los datos batimétricos con una exactitud de profundidad corregida de velocidad de sonido de ± 0.02 *m*. De manera similar a Wijnberg y Terwindt (1995), se calculó una precisión de ± 0.1 *m* cuando se incluyeron los errores de las embarcaciones.

Debido a las limitaciones en la adquisición de datos en la zona de rompiente, se aplicó interpolación lineal cuando fue necesario. La combinación de las mediciones topográficas y batimétricas dio como resultado un total de 30 transectos topobatimétricos (TB; Fig. 3.5) espaciados cada 100 *m* longitudinalmente. Los perfiles TB se interpolaron a 0.2 *m* a través de la costa para obtener Mapas de Elevación Digital (MED) para cada periodo de mediciones. Las variaciones morfológicas de la playa se obtuvieron restando MEDs en diferentes periodos de tiempo.

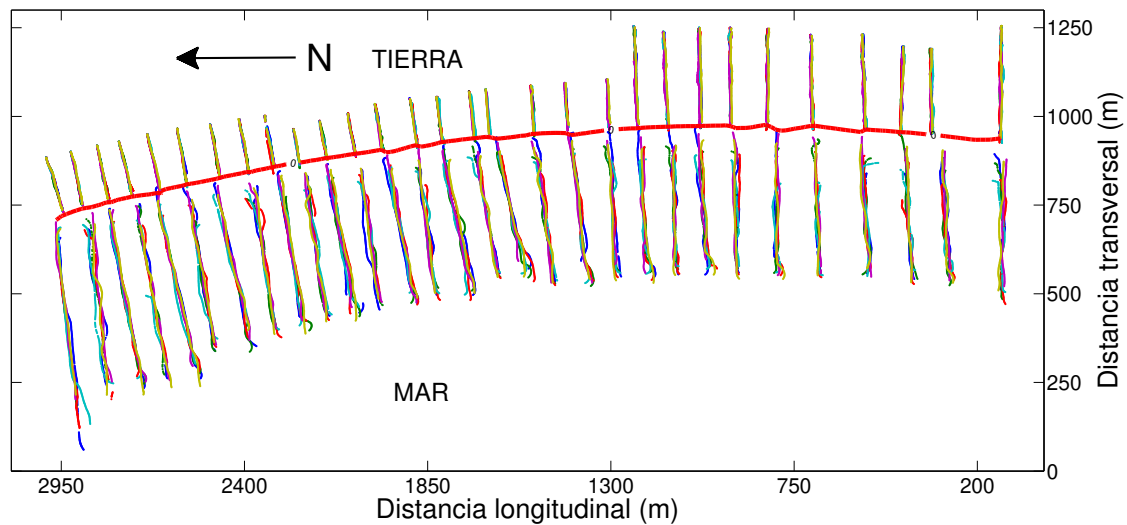


Fig. 3.5: Perfiles topo-batimétricos medidos entre enero y septiembre 2015. Línea roja representa la línea de costa ($z = 0 \text{ m}$) referida al NBMI.

3.5. Modelo numérico

Los cálculos de la modelación numérica se realizaron para varios escenarios tomando en cuenta periodos definidos de varios días (hasta una semana) y considerando condiciones morfológicas variables. Los forzamientos para el modelo fueron las mediciones de oleaje del ADCP y predicciones de mareas, para los escenarios definidos en las diferentes estaciones del año.

3.5.1. Dominio numérico

La rejilla y el archivo de batimetría interpolada se crearon con el Delft3D, utilizando las herramientas RGFGRID y QUICKIN respectivamente, los cuales son compatibles con el Xbeach (Fig. 3.6). En el estudio se utiliza una rejilla ortogonal (ver Apéndice B.1), y se proporcionó mayor resolución en el área de interés de aguas someras, y una baja resolución en la zona más profunda, ahorrando así esfuerzo computacional. La rejilla se definió en el sistema de coordenadas Universal Transverse Mercator (UTM, coordenadas Este y Norte en metros).

El dominio numérico se extendió aproximadamente entre los 3300 y 3300 m en la

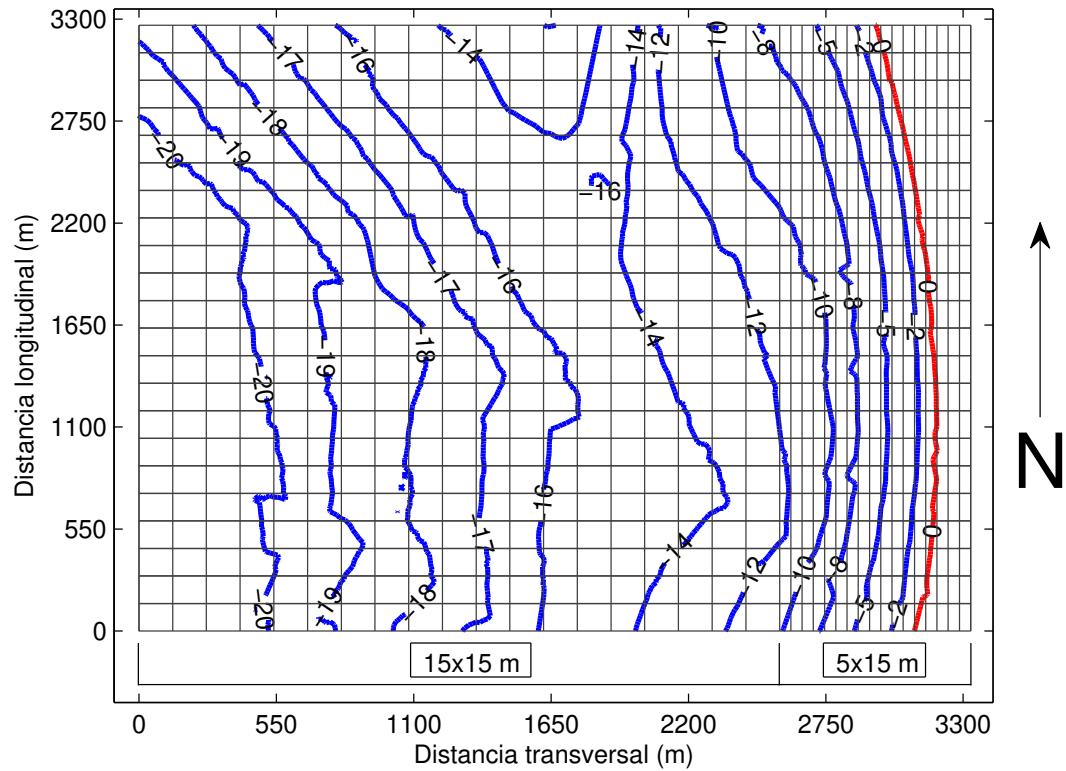


Fig. 3.6: Dominio computacional, (—) contornos batimétricos medidos y (—) línea de costa (referida al NBMI).

dirección transversal y longitudinal. La rejilla computacional generada presenta una resolución espacial de $15 \times 15 \text{ m}$ optimizándola entre los 9 y 10 m de profundidad en la dirección transversal ($\Delta x = 5m, \Delta y = 15m$) (Tabla 3.1). La batimetría medida se interpola a la malla realizada a través del método de triangulación.

Resolución espacial (m)		prof./elev. (m)
Transversal	Longitudinal	Rango (TB)
15	15	$-20 \leq tb < -9$
5	15	$-9 \leq tb < +2.5$

Tabla 3.1: Resolución espacial utilizada para los cálculos.

3.5.2. Parámetros de entrada

El archivo *params.txt* contiene información de la rejilla, batimetría, condiciones hidrodinámicas de frontera, morfología de fondo y resto de parámetros numéricos requeridos para las constantes de las ecuaciones del modelo. A continuación se describen algunos valores por defecto de parámetros y sus unidades utilizados en el presente estudio, además del formato y breve descripción de los archivos adicionales de entrada (ver Apéndice B).

- Dominio numérico y batimetría.

La rejilla en el Delft3D se define mediante el parámetro *gridform*, (delft3d) y se proporciona el archivo mediante el parámetro *xyfile* (malla.grd). Además de la rejilla espacial, XBeach también utiliza una rejilla direccional. Se determina por un ángulo mínimo y máximo y un tamaño de caja direccional utilizando los parámetros *thetamin* (225), *thetamax* (315) y *dtheta* (90) respectivamente. Los ángulos de *thetamin* y *thetamax* están definidos según la convención cartesiana (ángulo w.r.t. del eje x computacional) o según la convención náutica (ángulo w.r.t. grados N, así que de W es 270° N). La convención se elige utilizando el parámetro *thetanaut* (1, náutico).

- Condiciones hidrodinámicas de frontera.

Las condiciones de frontera de oleaje se especifican mediante una serie de espectros paramétricos y se habilitan utilizando la palabra *instat* (41). Para este caso, las mediciones se ajustan a un espectro tipo JONSWAP (ver Apéndice B.2). Las condiciones se definen en un archivo separado referenciado desde el archivo *params.txt* utilizando el parámetro *bcfile*. El XBeach utiliza diferentes formulaciones de rompimiento del oleaje, que se seleccionan utilizando el parámetro *break* (roelvink_daly, Apéndice A.1)

Las condiciones de marea variables en el tiempo pueden aplicarse de varias maneras y se determinan con el parámetro *tideloc* (2), definiendo el límite de la

costa y el límite hacia tierra (ver Apéndice B.3). Las condiciones se definen en un archivo separado referenciado desde el archivo *params.txt* utilizando el parámetro *zs0file*.

- Coeficientes de fricción y sedimento.

La fricción del lecho está influenciada por el coeficiente de fricción adimensional *cf* o mediante la formulación dimensional de Manning (ver Apéndice A.3). Esta debe determinarse mediante el parámetro *bedfriction* (*cf, manning*), para este caso se realizaron simulaciones utilizando ambos coeficientes para realizar una comparación. Para el caso del coeficiente *cf* se definió un valor de 0.003 y para el caso del coeficiente de Manning el valor utilizado fue de $0.02 \text{ sm}^{-1/3}$.

La situación más simple es una simulación con sedimento uniforme. En este caso es suficiente especificar el tamaño de grano uniforme utilizando el parámetro D_{50} (0.00025 *m*) que representa tamaño de grano medio. También se utiliza como parámetro *rhos* (2750 kgm^{-3}) que representa la densidad del sedimento sólido sin poros.

- Variables de salida.

Para las simulaciones se utilizaron tres tipos diferentes de salidas: 1) salida espacial instantánea, 2) tiempo de salida espacial promediada, 3) salida de punto fijo. La cantidad de variables de salida utilizadas para cada tipo está determinada por los parámetros *nglobalvar*, *nmeanvar* y *npoints* respectivamente. Cada uno de estos parámetros toma un valor que indica el número de variables que deben escribirse en el archivo. En total se obtuvieron como salida 8 variables como salida instantánea (H^* , u^* , v^* , zb , zs^* , S_{xx} , S_{xy} , S_{yy}) para todo el dominio, y promediadas cada hora. Además, se obtuvieron salidas en puntos fijos (4 salidas) distribuidos a lo largo de la costa de interés.

*Variables obtenidas para los puntos fijos.

Capítulo 4

Resultados

4.1. Variabilidad del oleaje

La serie temporal de altura de ola significativa (Fig. 4.1) presenta diferencias estacionales a lo largo del periodo de estudio. En invierno se observa un marcado aumento, principalmente durante los meses de diciembre a febrero, con $H_{s_{max}} > 3$ m. Durante el mes de diciembre ocurre la mayor variación de H_s con respecto a su media, la cual es la mayor en la serie de tiempo, siendo $H_s > 1$ m.

Durante los meses de transición, primavera y otoño, se aprecia una disminución de H_s , aunque se observan valores que sobrepasan los 2 m. La media oscila alrededor de 1 m. Estos meses son particularmente importantes ya que puede haber mayor presencia de corrientes de retorno, debido a que la barra submareal, se encuentra en las inmediaciones de la cara de la playa y puede acentuarse con la presencia de canales.

Durante los meses de verano es donde se encuentran las H_s menores. La media oscila entre 0.6 y 0.8 m. La menor variación se encuentra presente durante el mes de julio. Para el estudio se utilizaron diferentes condiciones de H_s para determinar el comportamiento de las corrientes de retorno para los diferentes estados morfológicos de la playa.

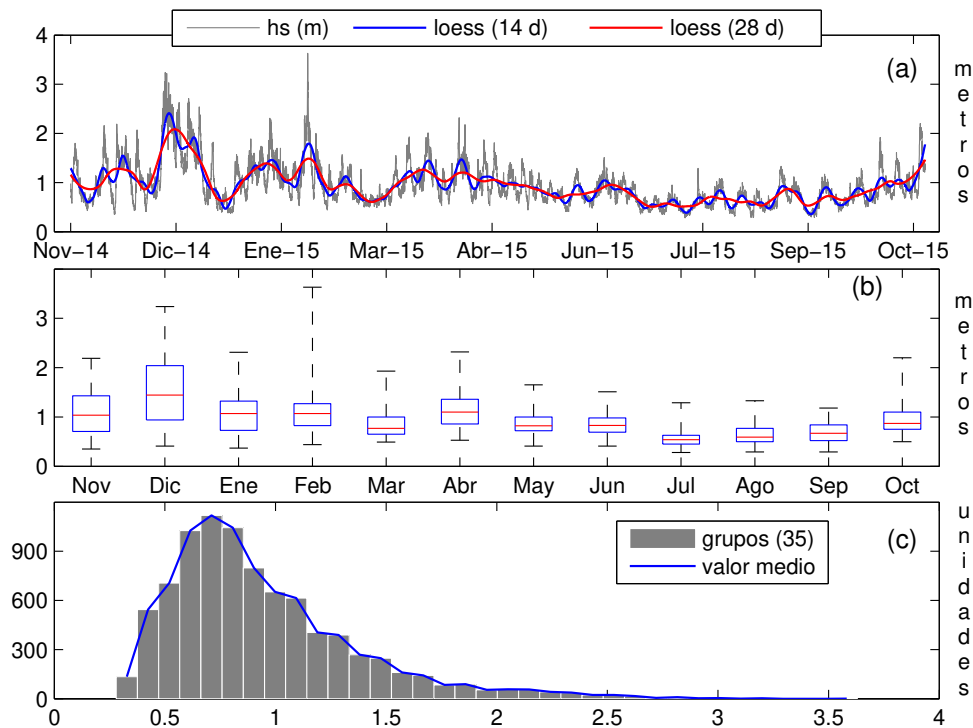


Fig. 4.1: Altura de ola significativa, (a) serie de tiempo (nov/14–oct/15), (b) diagrama de caja, (c) diagrama de barra.

El periodo espectral pico (T_p) tiene un comportamiento variable durante toda la serie de tiempo. Aunque se observa que la media es ligeramente superior durante los meses de invierno ($T_p = 13$ s), los valores máximos y la mayor variación ocurre durante primavera, otoño y verano. Especialmente durante el mes de julio (contrario a H_s), T_p presenta su mayor variación.

En el periodo de invierno el oleaje predominante es de tipo swell u oleaje lejano, debido a que proviene de las tormentas formadas en el Pacífico Norte, y la media se encuentra aproximadamente en $T_p = 13$ s. En los periodos de transición (primavera y otoño) y verano se observa presencia de ambos tipos de oleaje (sea y swell) y la media oscila entre 9 y 10 s. Los máximos de la serie se encuentran durante los meses de abril-mayo ($T_p > 20$ s).

La dirección del oleaje en la zona de estudio presenta una componente oeste durante todo el año ($\pm 270^\circ$), esta condición es debido a que éste llega refractado

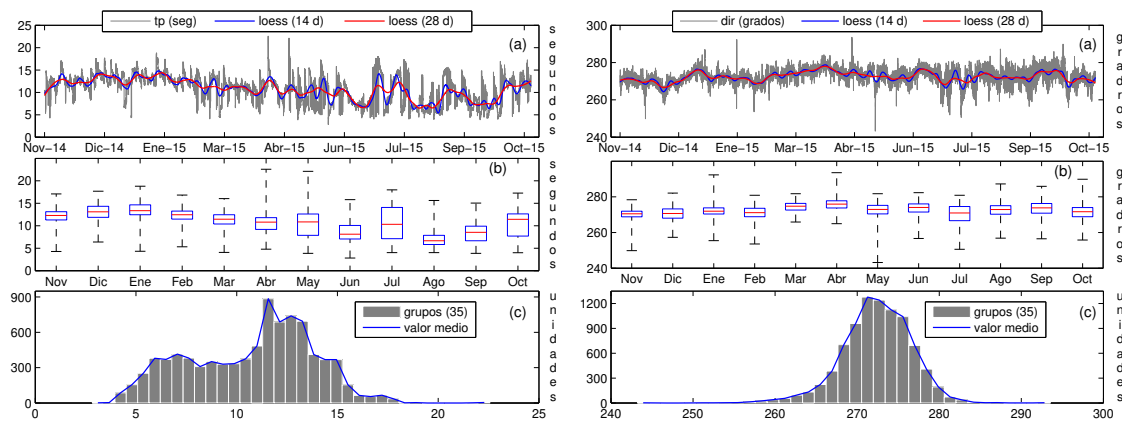


Fig. 4.2: Serie de tiempo del periodo (izquierda) y dirección de ola (derecha).

	Meses	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct
hs (m)	\bar{x}	1.08	1.51	1.05	1.13	0.86	1.13	0.87	0.84	0.55	0.64	0.68	0.97
	σ	0.41	0.64	0.39	0.45	0.28	0.33	0.23	0.19	0.14	0.20	0.20	0.33
tp (s)	\bar{x}	12.07	13.00	13.50	12.28	11.12	10.63	10.50	8.60	10.63	7.61	8.56	10.46
	σ	1.95	2.00	1.81	1.79	2.17	2.35	3.00	2.22	3.87	2.90	2.43	2.97
dir (°)	\bar{x}	270.4	270.5	272.3	271.2	274.4	275.8	272.6	273.7	270.3	272.7	273.4	271.4
	σ	2.63	4.22	3.15	3.49	2.91	3.17	4.03	3.43	5.63	4.01	4.36	4.44

Tabla 4.1: Estadígrafos de los parámetros de oleaje.

a la playa. Los datos se encuentran entre $270^\circ - 280^\circ$, y el rango más variable se encuentra durante el mes de julio aunque no son significativos en ningún caso.

4.2. Identificación de eventos de tormentas

Siguiendo los criterios establecidos en la Subsección 3.3.1 para identificar los eventos de oleaje asociados a tormentas, durante el periodo de estudio se identificaron cinco eventos (Tabla 4.2). El evento de mayor duración ocurrió del 10 de diciembre al 14 de diciembre de 2014 con una duración de 111 horas y $H_{s_{max}}$ de 3.24 m. En total se identificaron cuatro de estos eventos durante el mes de diciembre, comprendidos entre los días 10 y 26, alcanzando máximos por encima de 2.5 m.

Para la modelación numérica de este estudio, se utilizó la quinta tormenta identificada, que ocurrió entre el día 9 y 10 de febrero de 2015 con una duración

de 19 horas y, registró un valor máximo de 3.63 m durante el 10 de febrero a la 06:00.

Tormentas	Inicio	Hora	Final	Hora	Duración (h)	Máximo
Tormenta 1 (T1)	10/12/14	07:03:21	14/12/14	22:03:21	111	3.24
Tormenta 2 (T2)	16/12/14	17:03:21	17/12/14	13:03:21	20	2.63
Tormenta 3 (T3)	21/12/14	04:03:21	21/12/14	17:03:21	13	2.71
Tormenta 4 (T4)	25/12/14	18:03:21	26/12/14	08:03:21	14	2.54
Tormenta 5 (T5)	09/02/14	22:03:21	10/02/14	17:03:21	19	3.63

Tabla 4.2: Tormentas identificadas en la serie de tiempo.

4.3. Variabilidad morfológica estacional

Los cambios morfológicos más significativos se observan desde 5 m de profundidad hasta 3 m de elevación. Durante el periodo de estudio la playa presenta un estado morfológico intermedio aunque posee elementos disipativos y reflectantes, dado que ocurren variaciones significativas a lo largo y a través de la costa.

La variabilidad morfológica está marcada por los periodos estacionales. Durante el invierno, el oleaje energético asociado principalmente a eventos de tormentas que llega a la playa resuspende la arena y la transporta costa afuera. En febrero (Fig. 4.3, izquierda) se observa la presencia de una barra sumergida aproximadamente a los 2 m de profundidad, mientras que en la cara de la playa se observa una disminución de arena, teniendo un perfil de pendiente abrupta. En los MEDs acumulados (Fig. 4.3, derecha) durante los meses de enero y febrero se observa acreción entre 2 y 4 m de profundidad, donde se forma la barra de arena. En este caso la barra es rectilínea a lo largo de la costa, principalmente debido al efecto de un evento de oleaje asociado a una tormenta, que induce que la barra se aleje de la costa, y que, por tanto, haya poca ocurrencia de corrientes de retorno.

Durante los meses de transición (primavera y otoño) se observa un movimiento de la barra hacia la cara de la playa. En este periodo, la barra se ubica aproximadamente

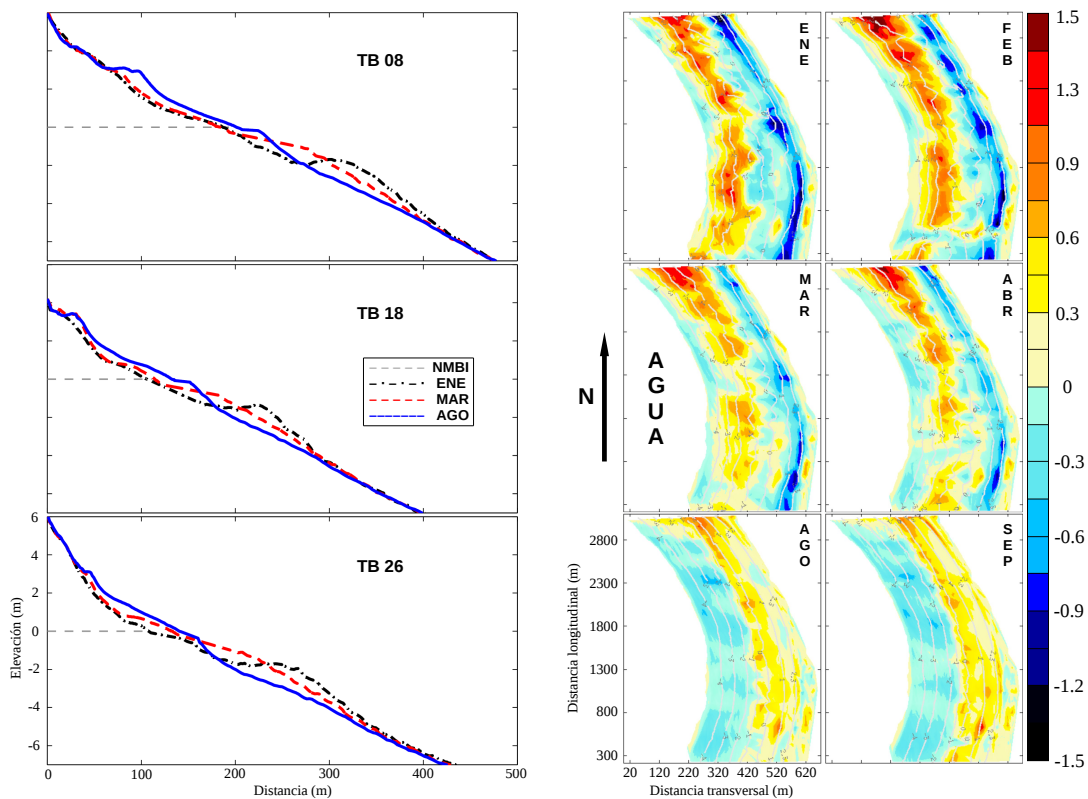


Fig. 4.3: Perfiles topo-batimétricos (izquierda) y Mapas de Elevación Digital (MED) (derecha).

a 1 m de profundidad y, se observa una recuperación de arena en la cara de la playa. Cuando la barra empieza a acercarse a la costa debido a la disminución de la energía del oleaje (marzo y abril) se vuelve rítmica, con variaciones a lo largo de la costa y, se generan canales de retorno, lo cual puede traer consigo una mayor ocurrencia de corrientes de retorno.

Para el verano, la presencia de oleaje poco energético hace que la playa subaérea se recupere por completo, y no se observa la presencia de la barra submareal (agosto). La arena se deposita nuevamente en la cara de la playa y el perfil presenta una pendiente más suave. En los MEDs acumulados (agosto y septiembre) se observa acreción en la zona subaérea y erosión en la zona submareal, desaparecen los canales de retorno por lo que puede ocurrir poca presencia de corrientes de retorno.

Para el presente estudio, se definieron tres diferentes escenarios a modelar. El primer escenario correspondiente a un evento de oleaje asociado a tormentas

(Sección 4.2) durante el mes de febrero, y para ello, se utilizó como topo-batimetría la correspondiente al mes de enero (previo a la tormenta). El segundo escenario corresponde a la primavera (marzo-abril) utilizando las mediciones topo-batimétricas de marzo. El estudio se enfatizará principalmente en estos dos escenarios, serán analizados para entender si son condiciones que favorecen la presencia de corrientes de retorno. El tercer escenario es el correspondiente al verano con las mediciones topo-batimétricas de agosto.

4.4. Modelación XBeach: Escenario Tormenta

4.4.1. Condiciones de frontera

El primer escenario corresponde a un evento de oleaje asociado a una tormenta ocurrido entre el 9 y 10 de febrero de 2015 (Fig. 4.4). Se simuló un total de siete días. El primer día no se tomó en cuenta con el fin de obtener estabilidad numérica, por lo que sólo se analizaron las salidas numéricas a partir del segundo día. Se puede observar como H_s se mantiene entre 1 – 1.5 m hasta finales del 8 de febrero, donde comienza a aumentar progresivamente por encima de los 2 m y hasta alcanzar su máximo de 3.63 m el 10 de febrero. A continuación decae pausadamente siendo $H_s < 1 m$ a finales del día 12. El T_p durante el evento de tormenta se mantuvo entre 12-14 s , mientras, que la dirección fue normal a la costa (oeste). El rango de marea máximo fue de 1.37 m .

Para el análisis de las variables simuladas se eligieron 4 instantes (Tabla 4.3) a lo largo de la serie de tiempo dependiendo de las condiciones de oleaje y marea. Para determinar el efecto de las mareas, se eligieron dos instantes de una bajamar (0.14 m) y una pleamar (1.24 m). En el instante 1 (Febrero 8 2015 01:00) y 2 (Febrero 8 2015 07:00), las condiciones de forzamiento de H_s fueron de 1.69 m y 1.29 m respectivamente, mientras que T_p y la dirección fueron iguales ($T_p = 10 s$ y $dir = 270^\circ$ respectivamente).

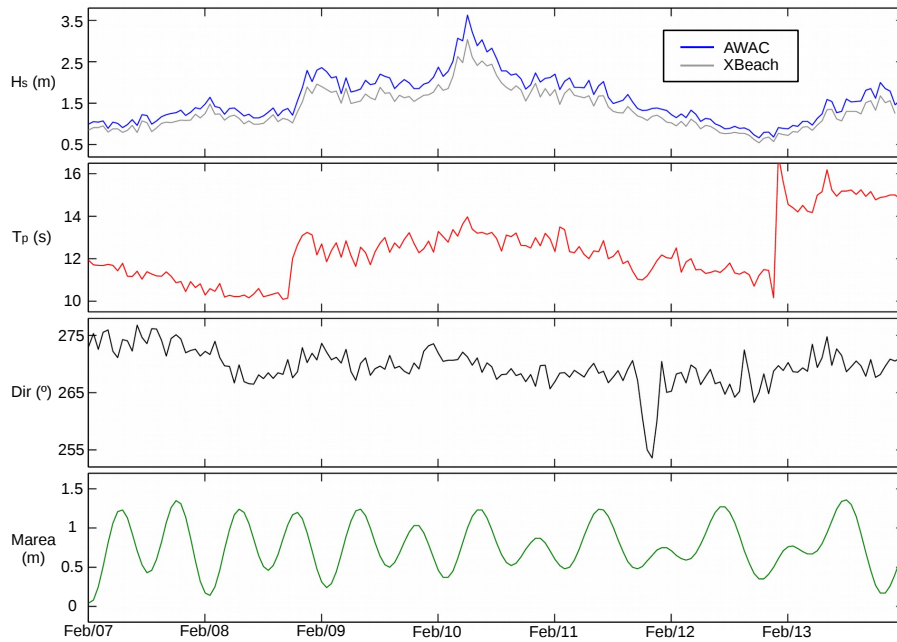


Fig. 4.4: Condiciones de frontera del XBeach para el escenario tormenta.

Para determinar el efecto de H_s sobre la ocurrencia de las corrientes de retorno, los instantes 3 y 4 consistieron en condiciones de oleaje asociado a tormentas de diferente intensidad. En el tercero, el máximo H_s de la tormenta (Febrero 10 2015 06:00) de 3.63 m ($T_p = 13.97\text{ s}$ y $dir = 271^\circ$), mientras que en el último instante (Febrero 10 2015 14:00) disminuyó la energía del oleaje, y H_s fue de 2.28 m ($T_p = 13.11\text{ s}$ y $dir = 268^\circ$). La marea fue de 1 m y 0.56 m respectivamente.

Instantes	Fecha	Hora	H_s (m)	T_p (s)	Dir ($^\circ$)	Marea (m)
1	08/02/15	01:00	1.69	10	270	0.14
2	08/02/15	07:00	1.29	10	270	1.24
3	10/02/15	06:00	3.63	13.97	271	1.00
4	10/02/15	14:00	2.28	13.11	268	0.56

Tabla 4.3: Condiciones de frontera para cada uno de los instantes seleccionados.

Para comparar las salidas del modelo con las mediciones directas se ubicó un anclaje virtual en la posición del ADCP. La variable de salida del modelo (H) representa la altura media cuadrática (H_{rms}), por lo tanto se realizó la conversión

de estos valores a altura de ola significativa (H_s) para realizar la comparación (ver Apéndice A.4). La Fig. 4.4 muestra los resultados de dicha comparación e indica que el modelo reproduce con muy buena aproximación la H_s , las diferencias más significativas se encuentran durante el día anterior, durante y posterior al evento de tormenta, el H_s simulado presenta una disminución en promedio de $\approx -0.35 m$, para el resto de la serie de tiempo las diferencias se encuentran en $\approx -0.15 m$. El patrón para ambas series de tiempo presenta un comportamiento similar.

4.4.2. Variabilidad espacial de las corrientes

En la Fig. 4.5 se muestran los resultados numéricos de las corrientes inducidas por el oleaje. En el instante 1 (Tabla 4.3) se observan a lo largo de la playa dos sistemas de flujos transversales a la costa (Fig. 4.5, izquierda). Ambas se encuentran en la parte centro-sur de la playa (entre Conalep y Laguna). La primera presenta un canal de salida más ancho y se extiende más allá de los 6 m de profundidad; entre 1 y 2 m de profundidad presenta una dirección más hacia el suroeste, y a medida que se aleja de la costa se hace normal a ésta. La segunda, se encuentra al sur y se ve que el flujo de salida se intensifica sobre los 2 m de profundidad hasta 150 m mar adentro, el canal es menos ancho y sobre los 2 m de profundidad se hace normal a la costa. Las mayores velocidades se encontraron entre 1 y 2 m de profundidad entre $0.5 - 0.8 ms^{-1}$.

En el instante 2 (Tabla 4.3) los patrones de flujos cambian (Fig. 4.5, derecha). En la zona norte de la playa se observa una corriente transversal de salida sobre 1 m de profundidad, con una velocidad que alcanza $0.8 ms^{-1}$. Ésta se une a una corriente litoral, y entre el malecón y CONALEP se une a un patrón de recirculación débil ($0.2 - 0.4 ms^{-1}$). También se observa una corriente saliente al sur de CONALEP, aunque más débil y con una dirección predominante hacia el suroeste. En general, las corrientes durante la marea baja se intensifican, principalmente la corriente litoral proveniente con una dirección predominante norte-sur.

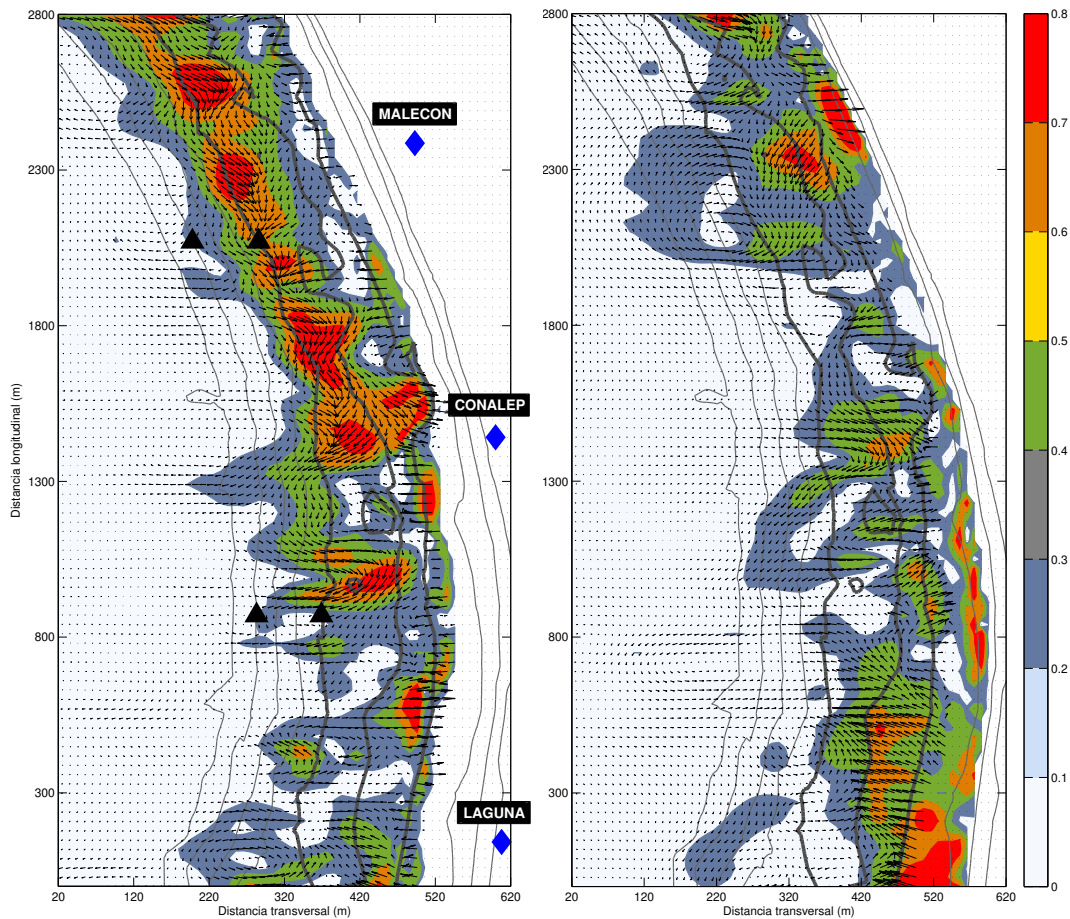


Fig. 4.5: Variabilidad espacial de las corrientes asociadas al oleaje pre-tormenta: instante 1 (izquierda) y 2 (derecha). ▲ – Anclajes virtuales, ◆ – Lugares de referencia.

Para el caso de las condiciones de oleaje asociados al evento de tormenta (instantes 3 y 4, Tabla 4.3), los flujos son más intensos, aunque se observan los patrones ubicados por la misma zona. Durante el máximo de tormenta, ocurre una intensa corriente litoral hasta el norte de CONALEP, y de 2 m a 7 m de profundidad se presencia un flujo transversal con velocidades superiores a 0.8 m s^{-1} (Fig. 4.6, izquierda). La corriente litoral se debilita y vuelve a intensificarse algunos metros al sur. Al sur de Conalep se observa otra corriente intensa y dirigida hacia el suroeste, se extiende longitudinalmente 1000 m hacia el sur y unos cuantos cientos de metros costa afuera. Durante el instante 4 (tabla), se presentan los mismos patrones, aunque con velocidades más débiles que en el instante 3, y mucho menos marcados (Fig. 4.6,

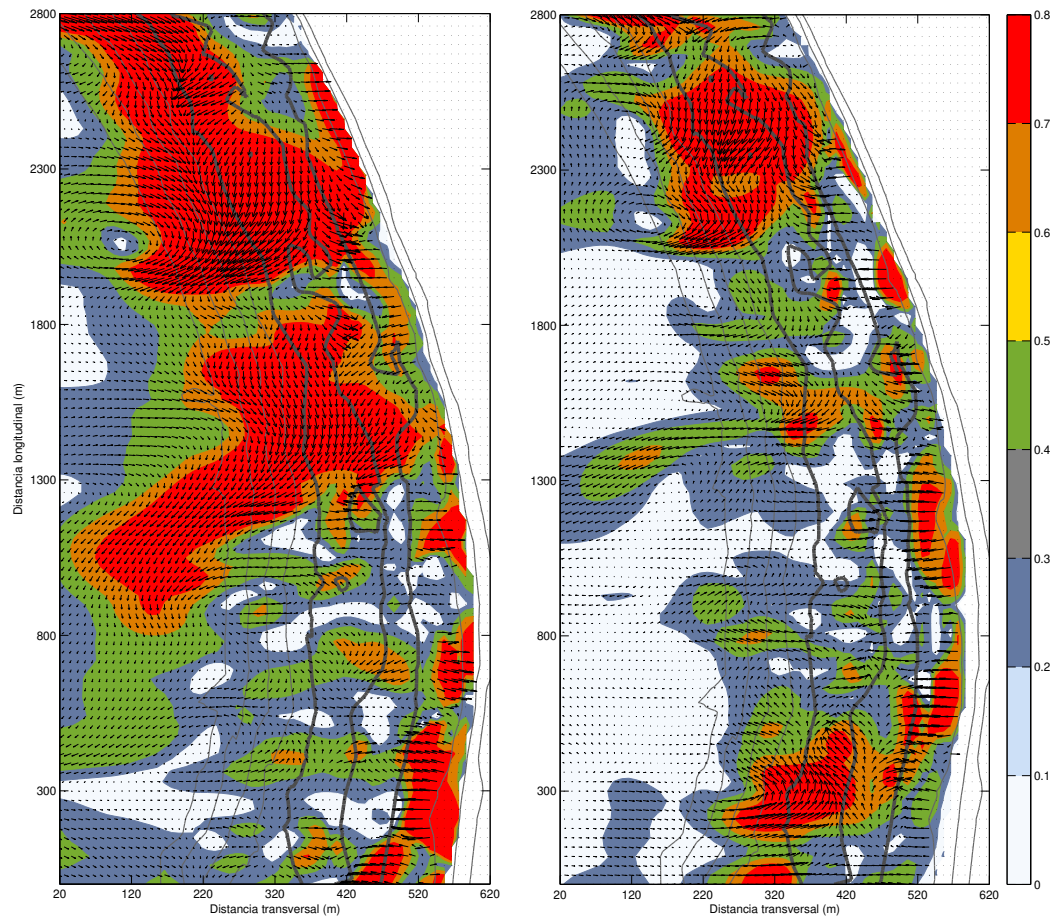


Fig. 4.6: Variabilidad espacial de las corrientes asociadas al oleaje de la tormenta: instante 3 (izquierda) y 4 (derecha).

derecha). Se presencia un flujo sur-norte en la zona de la laguna con velocidades de $0.8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ aunque no presenta un patrón de salida marcado.

4.4.3. Variabilidad espacial del oleaje y tensor de radiación

Al variar la tensión de radiación espacialmente, como ocurre en la zona de rompientes donde H_s se reduce por su rompimiento de la ola, se generan cambios en la elevación y disminución media de la superficie (setup y setdown respectivamente).

Para la propagación de oleaje unidireccional (en la dirección transversal a la playa) el componente del tensor de esfuerzo de radiación de importancia dinámica es S_{xx} (ver Apéndice A.2). La formación de las corrientes de retorno se asocia a las variaciones de los gradientes de presión a lo largo de la costa, y se esperaría que

en las zonas donde rompe el oleaje con menos energía que en zonas aledañas, se encuentren menores valores de S_{xx} y esto favorezca los flujos de salida, que son las corrientes de retorno.

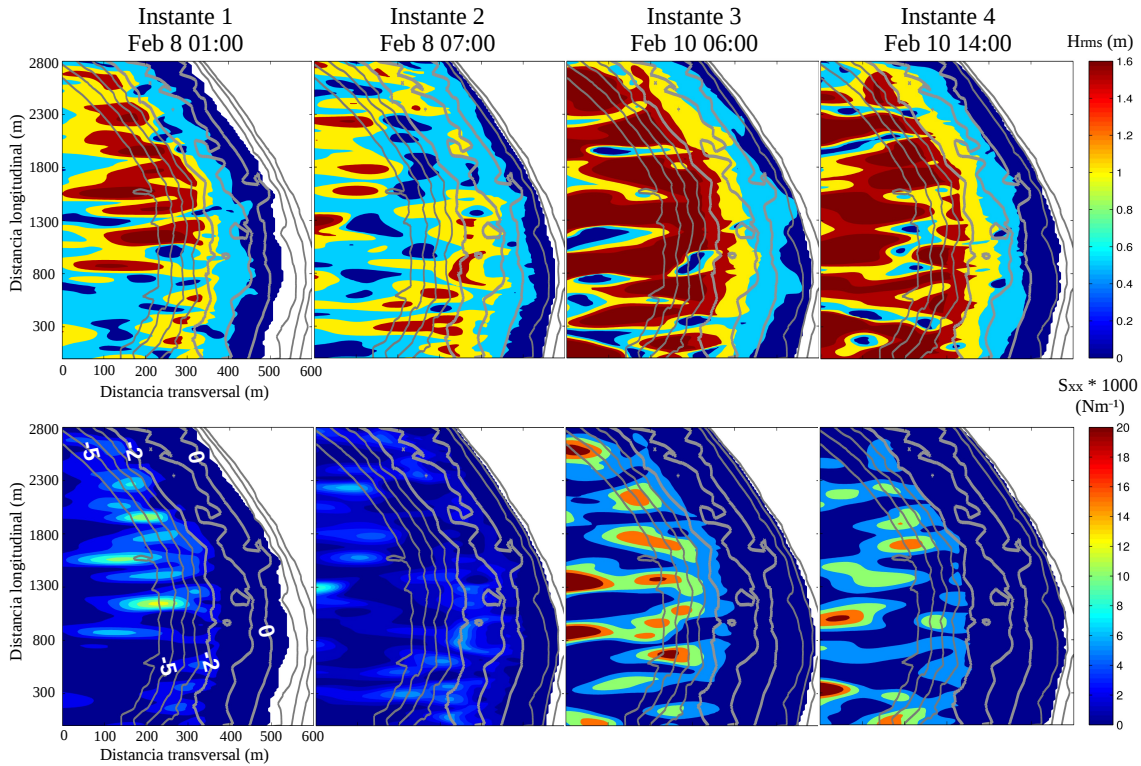


Fig. 4.7: Variabilidad espacial de la altura media cuadrática del oleaje (H_{rms}) y el tensor de radiación (S_{xx}) para cada uno de los instantes seleccionados.

Analizando espacialmente H_{rms} y S_{xx} se observa una estrecha relación entre ambos y las zonas donde se identificaron la presencia de los flujos transversales (Subsección 4.4.3). En estos casos, el oleaje rompe sobre los 2 m de profundidad donde se encuentra ubicada la barra de arena, y a partir de ahí comienza a disminuir H_{rms} de manera uniforme a lo largo de la costa. En la zona de rompimiento del oleaje es donde se observan las mayores variaciones en los tensores de radiación. Para los dos primeros instantes (Tabla 4.3), el oleaje incidente es menos energético, y las tensiones de radiación presentan valores hasta 12 000 Nm^{-1} . Para los instantes (Tabla 4.3) del evento de tormenta hay un aumento en los tensores, encontrándose zonas donde pueden alcanzar hasta los 20 000 Nm^{-1} .

Por la zona del CONALEP se observa una clara disminución de los tensores de radiación, por estas brechas de menor presión es por donde se presentan los flujos transversales.

4.4.4. Variabilidad temporal de las corrientes

A través de anclajes virtuales ubicados en diferentes puntos de la malla numérica se determinó el comportamiento temporal de las corrientes. Se utilizaron 4 anclajes: dos en la región sur a 2 y 5 *m* de profundidad y dos en la región norte en las mismas profundidades.

Para cada anclaje, el modelo numérico brinda salidas de las variables cada segundo. Se utilizaron valores cada 10 *min* y se analizaron tres instantes en la serie de tiempo: 24 horas de la tormenta, durante la tormenta y posterior a la tormenta. La figura Fig. 4.8 muestra la serie de tiempo obtenida para 2 *m* de profundidad, de las componentes *u* (corriente transversal) y *v* (corriente longitudinal) de la corriente, la marea (*Z*) y altura de ola significativa (H_s).

La componente transversal de la corriente (*u*), muestra una dirección predominante costa afuera en el sur antes de la tormenta con velocidades promedios de 0.3 ms^{-1} , y siendo la dirección variable en el norte, pero con velocidades similares. En ambos casos, al final de la serie temporal al aumentar H_s se observa un aumento en velocidad llegando a sobrepasar 0.6 ms^{-1} . Durante la tormenta, incrementa la velocidad en ambas zonas, siendo en el norte los valores predominantemente positivos y en el sur negativos, alcanzado más de 0.9 ms^{-1} . Después de la tormenta, se nota una disminución de la velocidad en ambos anclajes, con valores inferiores a 0.3 ms^{-1} .

La componente longitudinal (*v*) presenta las velocidades mayores durante la tormenta (Fig. 4.8b). Antes de la tormenta la corriente más intensa se encuentra en la zona norte de la playa, alcanzando 1 ms^{-1} al final del periodo, y con dirección marcada hacia el sur, mientras que en el sur ésta corriente es casi nula. Durante la tormenta, las corrientes máximas ocurren cuando H_s es máxima con

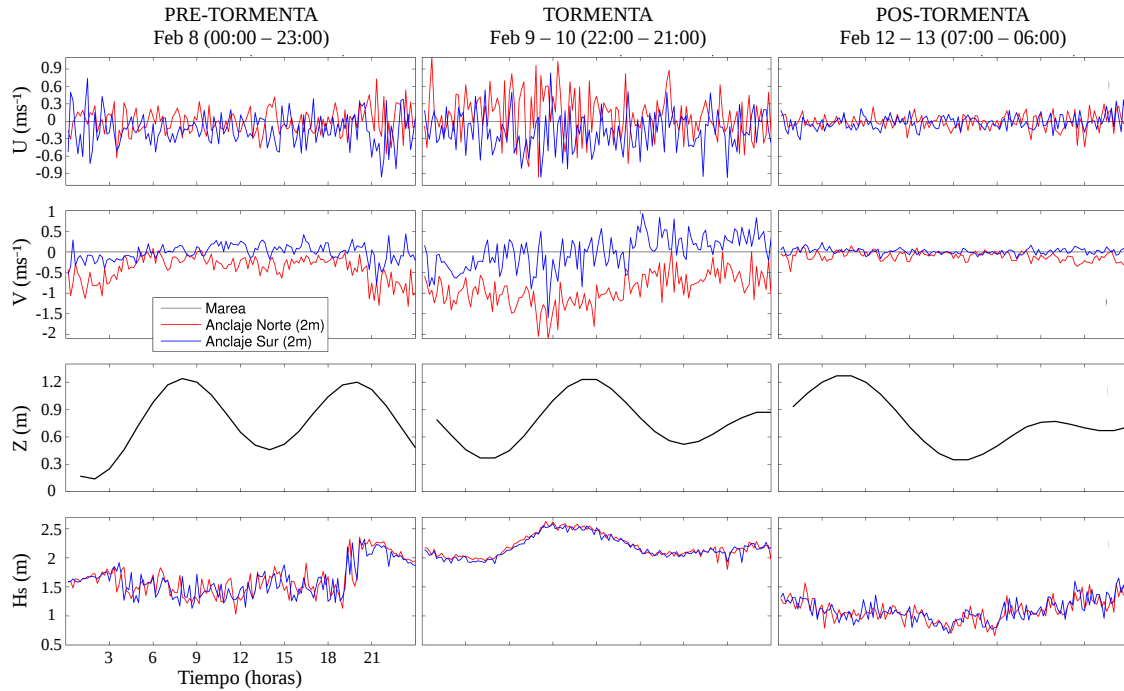


Fig. 4.8: Serie temporal de la componente transversal (U) y longitudinal (V) de la corriente, marea (Z) y altura de ola significativa (H_s) a 2 m de profundidad obtenidas del XBeach antes (paneles izquierdos), durante (paneles centrales) y después de la tormenta (paneles derechos) en el sur (azul) y norte (rojo). Los valores positivos de U y V representan flujos dirigidos hacia la tierra y hacia el sur, respectivamente.

dirección sur y alcanzando $2 ms^{-1}$. Una vez comienza a disminuir H_s , la corriente longitudinal disminuye, incluso cambia de dirección en el anclaje sur, hacia el norte con valores mayores a $0.8 ms^{-1}$. Posterior a la tormenta disminuye considerablemente la corriente, con valores oscilando alrededor de $0.3 ms^{-1}$.

A 5 m de profundidad, durante el evento de tormenta la corriente longitudinal (v) presenta un comportamiento similar al de 2 m de profundidad, aunque existen diferencias en la magnitud de las velocidades. Se observan velocidades transversales de la misma magnitud en ambas profundidades, incluso mayores en ciertos momentos en los 5 m de profundidad. Antes y después de la tormenta se observa un cambio de dirección de la corriente longitudinal en ambas zonas, quizás asociado a la llegada de oleaje poco energético.

En resumen, la corriente predominante es la corriente longitudinal o litoral con

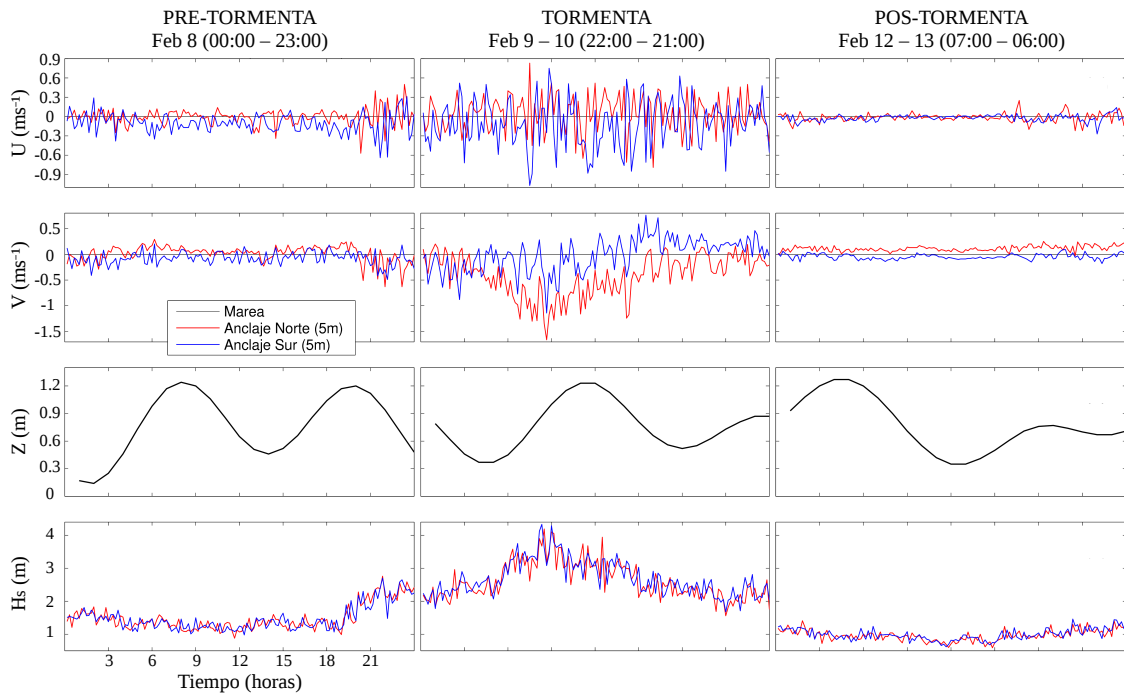


Fig. 4.9: Serie temporal de la componente transversal (U) y longitudinal (V) de la corriente, marea (Z) y altura de ola significativa (H_s) a 5 m de profundidad obtenidas del XBeach antes (paneles izquierdos), durante (paneles centrales) y después de la tormenta (paneles derechos) en el sur (azul) y norte (rojo). Los valores positivos de U y V representan flujos dirigidos hacia la tierra y hacia el sur, respectivamente.

una dirección sur durante la tormenta, con mayores velocidades registradas al norte de la playa. Durante la tormenta se observan corrientes transversales que se extienden varios metros costa afuera. Después de la tormenta disminuye la presencia de estas corrientes, quizás por el alejamiento de la barra submareal.

4.4.5. Variabilidad morfológica con XBeach

Con el fin de determinar numéricamente los cambios morfológicos de la playa asociados a la tormenta, se utilizó la morfología de la playa medida en enero (día 7), y se comparó con la medida en febrero (día 17). Se realizó un análisis del cambio de nivel del lecho marino para dos casos. Para el primer caso, se utilizó la formulación de la fricción de Manning (Apéndice A.3) el cual es un factor dependiente de la profundidad. Un valor típico de Manning para costas arenosas sería de $0.02 \text{ sm}^{-\frac{1}{3}}$.

En el segundo caso, se utilizó el coeficiente de fricción adimensional (C_f) con un valor de 0.003.

Se calcularon las diferencias morfológicas espaciales entre los diferentes casos (Fig. 4.10, panel superior). Se puede observar algunas diferencias entre los resultados del modelo y las mediciones. Las más significativas se encuentran entre los 3 y 5 m de profundidad, donde el XBeach presenta una acumulación de arena no medida, con el coeficiente de fricción de Manning la sobreestimación de los cambios morfológicos es menor. Entre los 3 m de profundidad y 1 m de elevación se presentan diferencias menos significativas entre los casos, las principales se encuentran al sur de playa, hasta aproximadamente 600 m de distancia longitudinal.

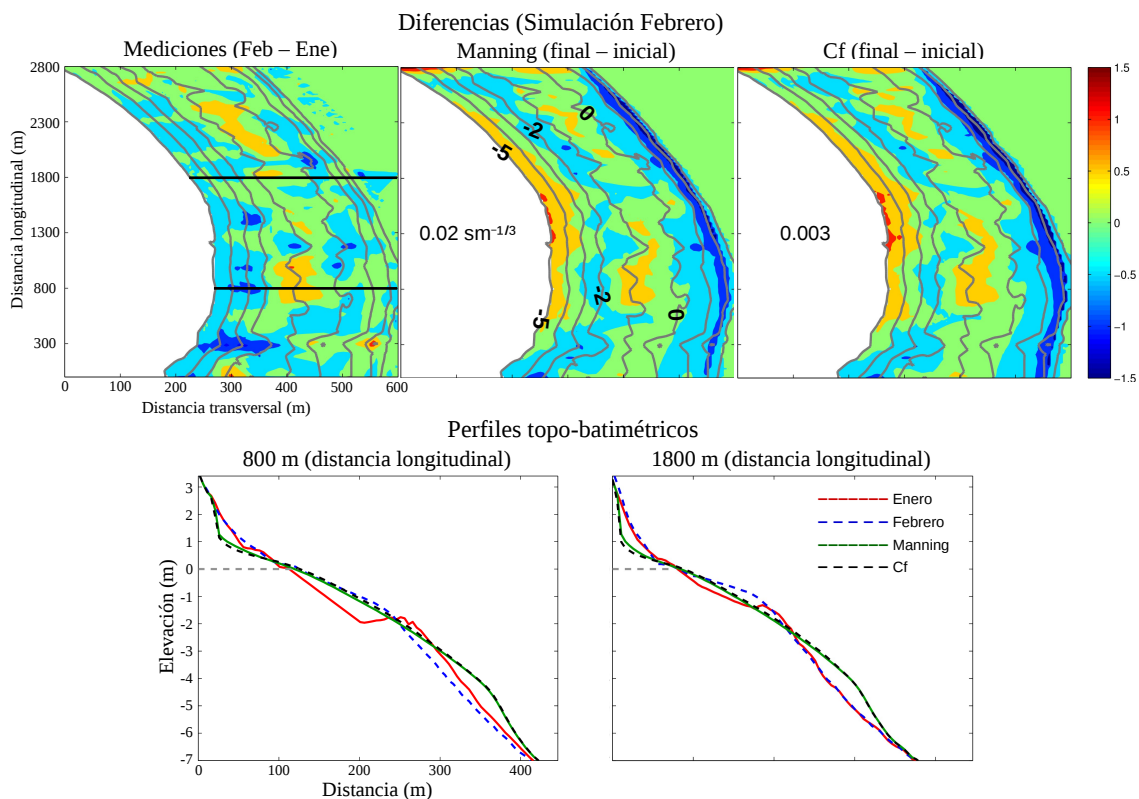


Fig. 4.10: Diferencias del nivel del lecho marino y perfiles topo-batimétricos para dos transectos. Enero y febrero representan el perfil inicial y final medido, respectivamente. Manning y C_f representan los perfiles finales simulados para ambos coeficientes de fricción.

Los perfiles topo-batimétricos extraídos presentan diferencias. El perfil inicial

corresponde al medido en enero, y se hace una comparación entre éste y el medido en febrero y los obtenidos con XBeach utilizando los coeficientes de fricción de Manning y Cf . Los resultados numéricos (hasta 2 m), y consecuentemente también la magnitud de la barra submareal, sobreestiman los cambios morfológicos de la playa subaérea, aunque para el transecto ubicado en los 1800 m las diferencias son menos significativas. En la playa submareal, XBeach presenta un comportamiento diferente, se observa una pérdida de arena que no fue medida en febrero.

En resumen, las simulaciones de XBeach obtenidas con el coeficiente de fricción de Manning ofrece mejores resultados, aunque también difiere un poco de la realidad. Una posible razón para esto, es que XBeach predice los niveles de aceleración de los cambios morfológicos más bajos que las mediciones de campo. La respuesta morfológica de XBeach, muestra erosión en la playa subaérea y deposición de sedimentos más lejos de la costa para la simulación de la tormenta y ambos coeficientes utilizados, lo cual no coincide con la respuesta morfológica de la playa.

4.5. Modelación XBeach: Escenario Primavera

4.5.1. Condiciones de frontera

El segundo escenario corresponde al periodo de primavera, fueron en total 15 días de simulación, entre el 21 de marzo y 4 de abril de 2015 (Fig. 4.11). La H_s se mantiene sobre 1 m hasta finales del 23 de marzo, que comienza a aumentar progresivamente cerca de 2 m. Después decae pausadamente, y se mantiene oscilando sobre 1 m hasta el 1 de abril, donde presenta un aumento nuevamente, hasta cerca de 2 m. El T_p se mantuvo oscilando entre 11 – 12 s, aunque se observan mínimos alrededor de 7 s y en algunos casos sobrepasa 13 s. La dirección se comportó normal a la costa con dirección entre 270° – 280° y el rango de marea varió entre -0.5 – 2 m.

Para el análisis de las variables simuladas, se tomaron 4 instantes (Tabla 4.4) a lo largo de la serie, dependiendo de las condiciones de oleaje y marea. Se tomaron

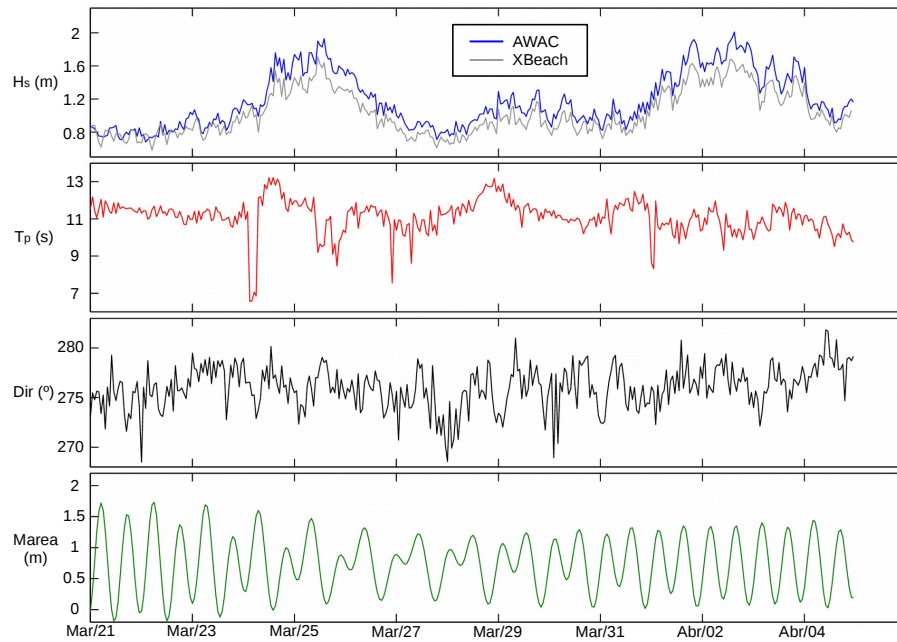


Fig. 4.11: Condiciones de frontera del XBeach para el escenario primavera.

en cuenta los periodos donde ocurren los mínimos y máximos de marea. En los instantes 1 (Marzo 29 2015 13:00) y 2 (Marzo 29 2015 20:00), H_s fue de 0.99 m y 1.04 m respectivamente, el T_p y la dirección fueron relativamente iguales también ($T_p = 11.73 - 11.34$ s y $dir = 275 - 276^\circ$, respectivamente). El valor de la pleamar fue de 1.24 m y la bajamar de 0.04 m.

Para los instantes 3 (Abril 2 2015 16:00) y 4 (Abril 2 2015 22:00) H_s fueron de 1.80 m ($T_p = 10.00$ s y $dir = 275^\circ$) y 1.85 m ($T_p = 10.44$ s y $dir = 274^\circ$) y el nivel de marea fue de 1.35 m y 0.07 m, respectivamente.

Instantes	Fecha	Hora	H_s (m)	T_p (s)	Dir ($^\circ$)	Marea (m)
1	29/03/15	13:00	0.99	11.73	275	1.24
2	29/03/15	20:00	1.04	11.34	276	0.04
3	02/04/15	16:00	1.80	10.00	275	1.35
4	02/04/15	22:00	1.85	10.44	274	0.07

Tabla 4.4: Condiciones de frontera para cada uno de los instantes seleccionados.

La Fig. 4.11 muestra la comparación entre las mediciones del ADCP y las

simuladas por el modelo para la misma posición. Al igual que en el caso anterior, la salida numérica presenta un patrón similar y los valores de H_s son menores, en promedio las diferencias de H_s simulado fue de $\approx -0.15 m$, aunque los días donde H_s medido fue mayor a $1.6 m$, las diferencias fueron en promedio de $\approx -0.25 m$.

4.5.2. Variabilidad espacial de las corrientes

En la Fig. 4.12 se muestran las corrientes inducidas por el oleaje. En el caso del instante 1 (Tabla 4.4), se observa la presencia de varias corrientes de retorno a lo largo de la playa (Fig. 4.12, izquierda). Las más notables se encuentran en la parte central de la playa (entre CONALEP y Laguna). los flujos de salida son de $0.5 - 0.7 ms^{-1}$, estrechos y llegan a disiparse en los $4 m$ de profundidad, los más intensos de salida se encuentra entre 0 y $1 m$ de profundidad. En el norte de la playa también se presenta una corriente saliente por la zona del malecón, más ancho y con velocidades de $0.3 - 0.4 ms^{-1}$.

En el segundo instante (Tabla 4.4) se observa una intensificación de la corriente de retorno (Fig. 4.12, derecha). En la zona norte de la playa predomina una corriente litoral bien marcada con dirección sur, con velocidades que pueden alcanzar los $0.8 ms^{-1}$. Por la zona del CONALEP se observa una corriente de retorno en los $2 m$ de profundidad y alcanza unos $100 m$ costa afuera con velocidades entre $0.5 - 0.7 ms^{-1}$. El otro patrón marcado se encuentra en la parte más al sur de la playa, posiblemente asociado a la presencia de un canal en la zona, que se acentúa en marea baja, las velocidades ronda los $0.5 ms^{-1}$ (Fig. 4.3). En general las corrientes se intensifican durante la marea baja, principalmente la corriente litoral con dirección predominante hacia el sur, aunque durante la marea alta es posible que los canales de retorno se acentúen más e induzcan más presencia de corrientes de retorno.

En los instantes 3 (Fig. 4.13, izquierda) y 4 (Fig. 4.13, derecha) las corrientes son más intensas que en el caso anterior, debido a las mayores H_s . Las corrientes de retorno se presentan más alejadas de la costa y con una mayor intensidad. En el

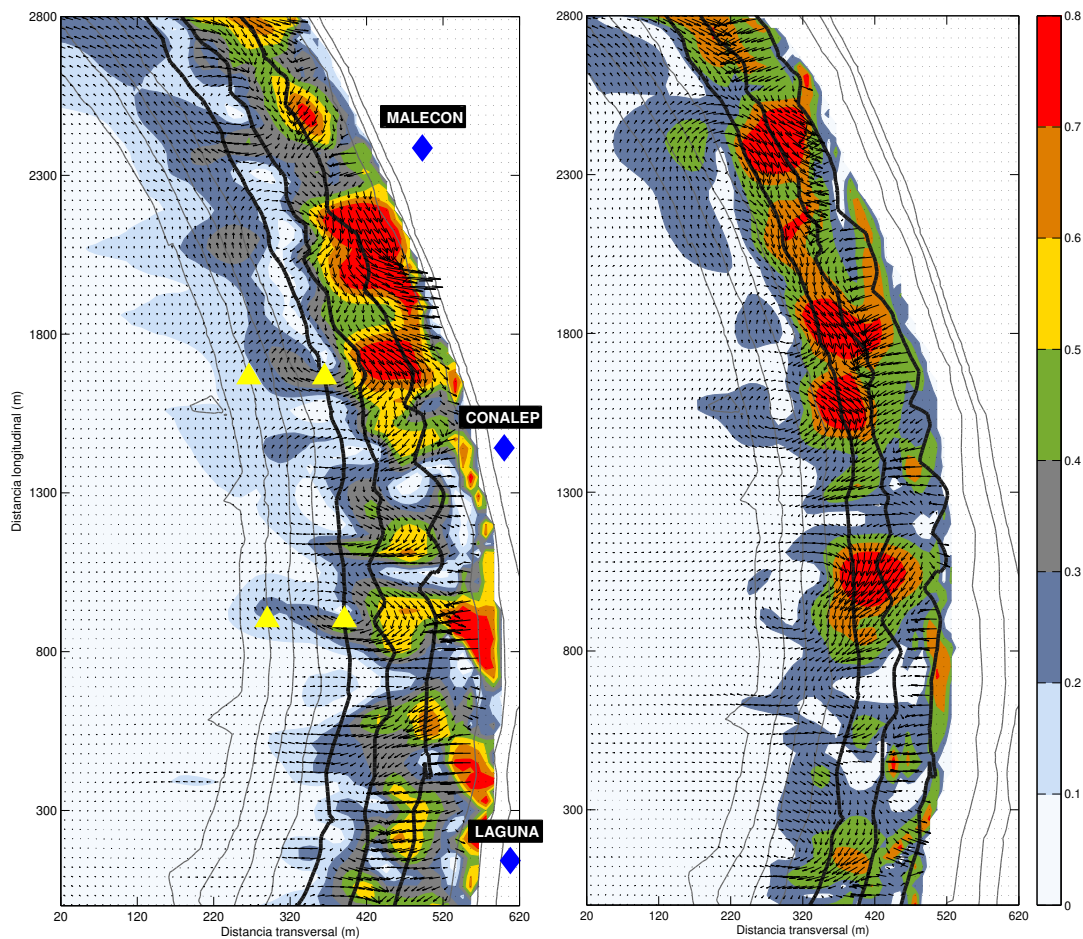


Fig. 4.12: Variabilidad espacial de las corrientes durante una pleamar (izquierda, instante 1) y una bajamar (derecha, instante 2) durante condiciones morfológicas de primavera. ▲ – Anclajes virtuales, ◆ – Lugares de referencia.

instante 3 (Tabla 4.4) durante la marea alta se observa nuevamente flujos de salida más marcados, mientras en el instante 4 (Tabla 4.4), los flujos van dirección suroeste. Exceptuando la zona norte, las corrientes de retorno se presentan en la misma zona. Las velocidades alcanzan 0.8 ms^{-1} en ambos casos con la excepción del flujo presente en la zona más al sur de la playa, el cual presenta mayores velocidades en pleamar, aunque durante bajamar se aleja más costa fuera.

En resumen, las corrientes litorales y de retorno se intensifican durante la bajamar, aunque las corrientes de retorno durante la pleamar se observan más normales a la costa, y en algunos casos, las velocidades oscilan en el mismo rango. Se identificaron tres zonas donde las corrientes de retorno se presentan, ubicadas

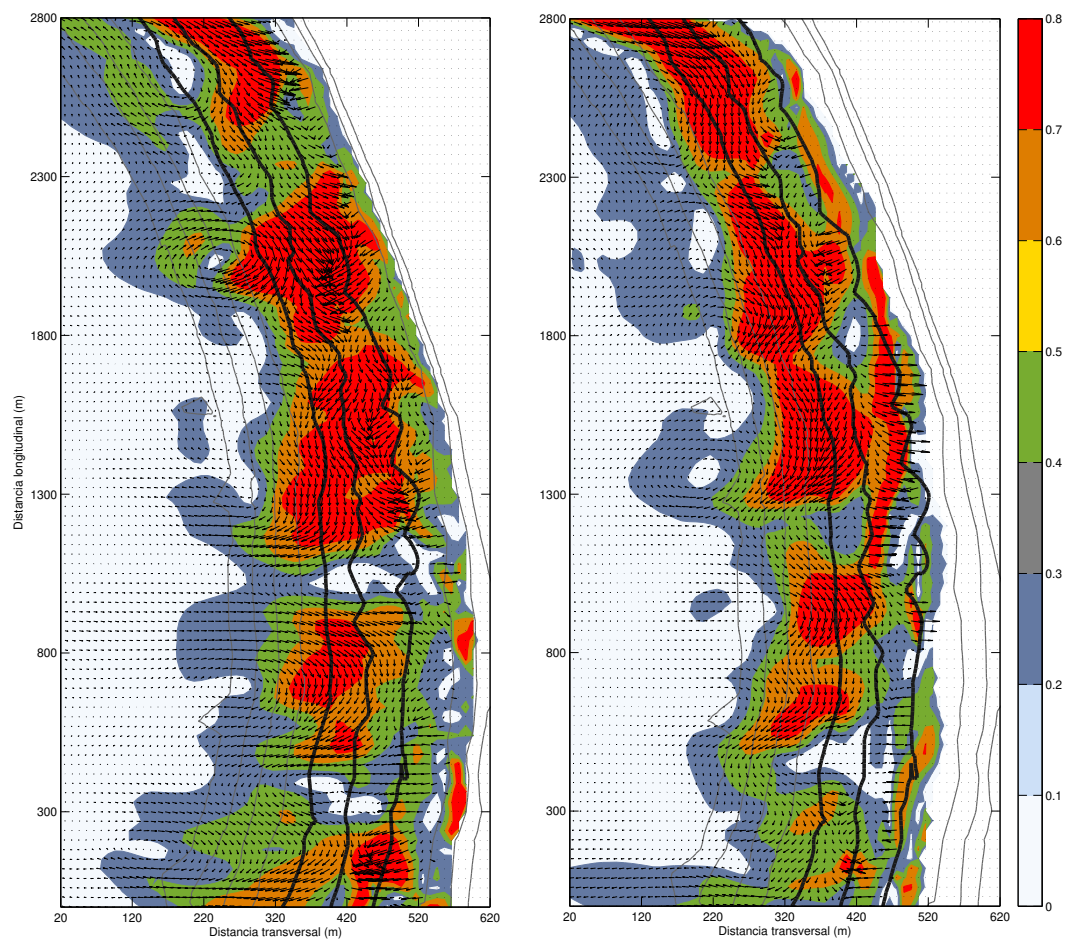


Fig. 4.13: Variabilidad espacial de las corrientes durante una pleamar (izquierda, instante 3) y una bajamar (derecha, instante 4) durante condiciones morfológicas de primavera.

desde CONALEP hasta la Laguna, en el extremo sur del área de estudio.

4.5.3. Variabilidad espacial del oleaje y tensor de radiación

Al igual que en el caso anterior se graficó la variabilidad espacial del oleaje y la tensión de radiación (Fig. 4.14) para ver su relación con el comportamiento de las corrientes de retorno.

En este caso el oleaje rompe entre 2 – 3 *m* de profundidad, a partir de ahí comienza a disminuirse H_{rms} de manera uniforme a lo largo de la costa. En la zona de rompimiento se observan las mayores variaciones en los tensores de radiación.

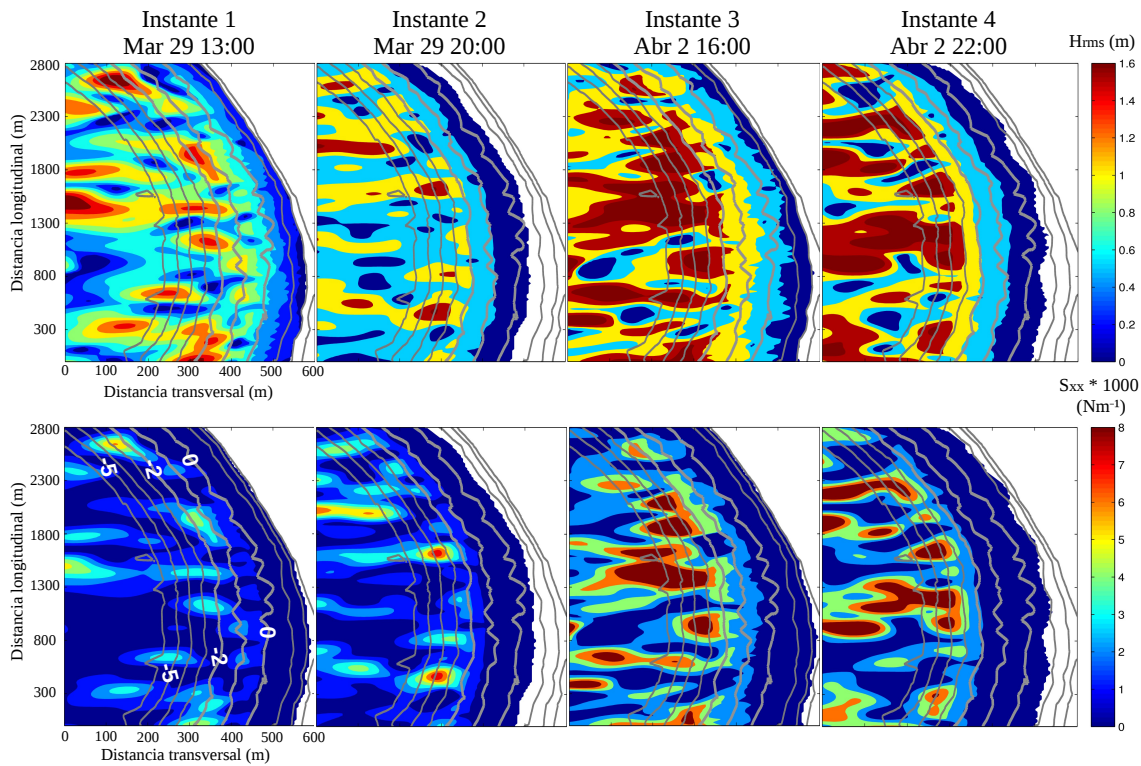


Fig. 4.14: Variabilidad espacial de la altura media cuadrática del oleaje (H_{rms}) y el tensor de radiación (S_{xx}) para cada uno de los instantes seleccionados.

Para los dos primeros instantes (Tabla 4.4), el oleaje que llega es menos energético (menos H_{rms}) y las tensiones de radiación presenta valores de $4\ 000\ Nm^{-1}$, aunque se presentan zonas de mayores valores. Para los instantes 3 y 4 (Tabla 4.4), hay un aumento en los tensores de radiación, encontrándose zonas donde pueden alcanzar hasta $8\ 000\ Nm^{-1}$.

4.5.4. Variabilidad temporal de las corrientes

A través de anclajes virtuales ubicados en el dominio del XBeach a 2 y 5 m de profundidad, se analizó la variabilidad temporal de las corrientes cada 10 minutos. Se tuvieron en cuenta dos etapas en la serie de tiempo, de 48 horas cada una, teniendo en cuenta condiciones de H_s diferentes entre periodos. La figura Fig. 4.15 muestra la serie de tiempo obtenida para los 2 m de profundidad, las variables analizadas son las componente u (corriente transversal) y v (corriente longitudinal) de la corriente,

la marea (Z) y altura de ola significativa (H_s).

Las componentes de la corriente durante el primer periodo presenta variaciones a 2 m de profundidad. La componente transversal (u) (Fig. 4.15a) tanto en el sur como norte presentan direcciones variables en el tiempo y las velocidades oscilan en 0.3 ms^{-1} . Con relación a la marea se observa un ligero aumento en las velocidades durante las bajamares aunque no llega a ser significativo. En el caso del segundo periodo las velocidades aumentan, debido al aumento de H_s , y no se define un patrón característico para las bajamares y pleamares, los mayores valores de la componente se pueden presentar para ambos casos.

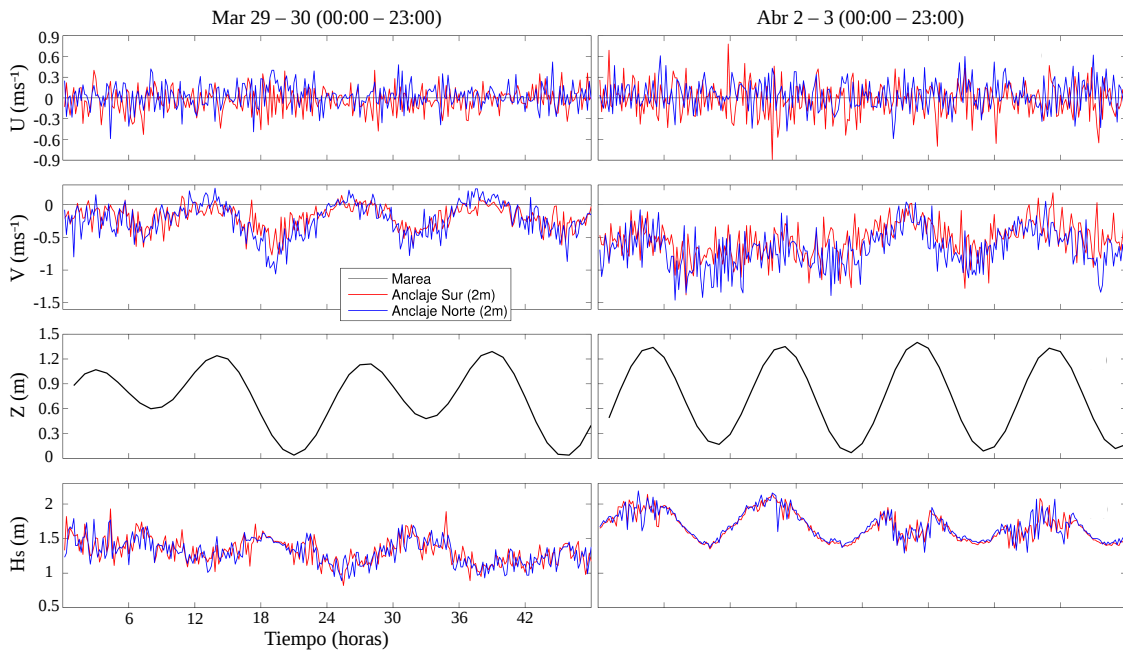


Fig. 4.15: Serie temporal de la componente transversal (U) y longitudinal (V) de la corriente, marea (Z) y altura de ola significativa (H_s) a 2 m de profundidad obtenidas del XBeach para diferentes condiciones de oleaje en el sur (rojo) y norte (azul). Los valores positivos de U y V representan flujos dirigidos hacia la tierra y hacia el sur, respectivamente.

La componente longitudinal (v) durante ambos periodos presenta un patrón bien marcado, se puede observar cómo durante la presencia bajamar aumenta la velocidad en ambos periodos con dirección sur (Fig. 4.15). Como aspecto interesante, mencionar que la H_s durante la pleamar también aumenta, sin embargo las corrientes

longitudinales disminuyen, por lo que depende exclusivamente del nivel de marea. Las velocidades para el primer periodo alcanzan 0.5 ms^{-1} , mientras que para el segundo periodo son de $0.5 - 1.0 \text{ ms}^{-1}$, alcanzando máximos cercanos a 1.5 ms^{-1} .

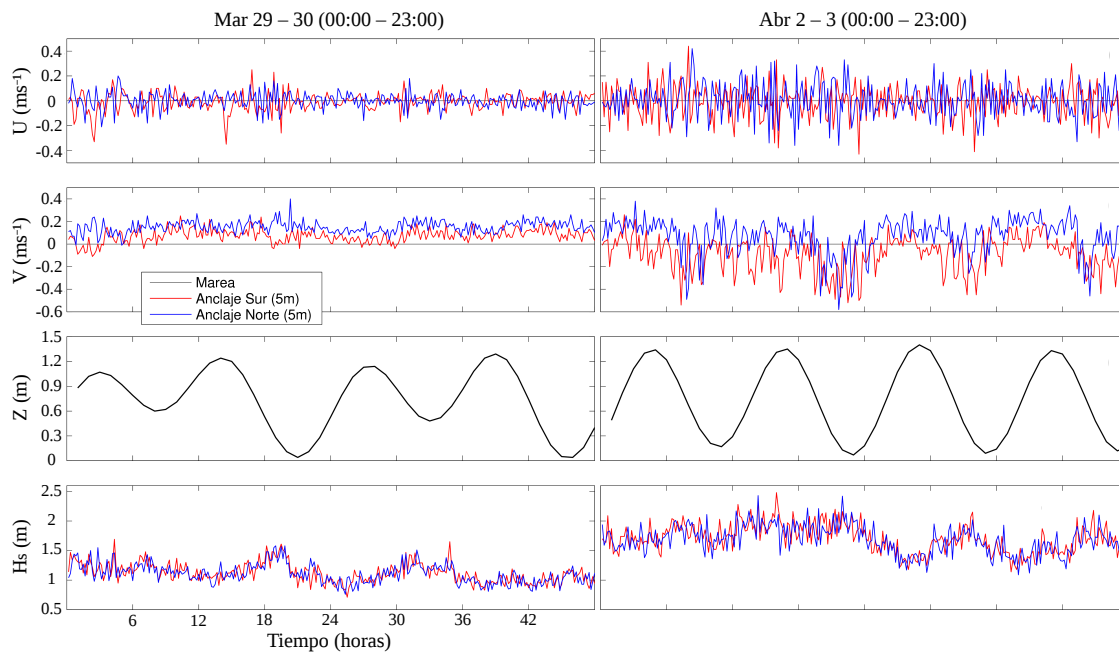


Fig. 4.16: Serie temporal de la componente transversal (U) y longitudinal (V) de la corriente, marea (Z) y altura de ola significativa (H_s) a 5 m de profundidad obtenidas del XBeach para diferentes condiciones de oleaje en el sur (rojo) y norte (azul). Los valores positivos de U y V representan flujos dirigidos hacia la tierra y hacia el sur, respectivamente.

A los 5 m de profundidad, la velocidad transversal durante el primer periodo presenta velocidades pequeñas, aunque ocurre un aumento en las primeras 24 horas, durante la pleamar. Para el segundo periodo, se observa un aumento en las velocidades, y en ambos casos variables en dirección. Para la corriente longitudinal, en el primer periodo se observa un cambio de dirección con velocidades de hasta 0.2 ms^{-1} , esto puede ser debido a circulaciones presentes en la zona. Para el segundo periodo, se observa un cambio de dirección en el norte durante la pleamar, y en el sur predomina una dirección sur. Las velocidades aumentan durante las bajamareas, siendo hasta mayores de 0.5 ms^{-1} .

En resumen, la corriente predominante es la corriente litoral con dirección sur a 2

m de profundidad, mientras que a $5 m$ de profundidad predomina una corriente con dirección norte, cuya magnitud aumenta durante la bajamar. La corriente transversal presenta grandes variaciones de dirección.

4.5.5. Variabilidad morfológica con XBeach

El modelo se forzó con la morfología de marzo (día 17), y se comparó la morfología medida de abril (día 14) con las salidas numéricas de XBeach. Se realizó un análisis del cambio batimétrico usando los dos coeficientes fricción explicados en el análisis del caso anterior.

Primeramente se calcularon las diferencias espaciales para las mediciones y las simuladas por XBeach (Fig. 4.17, panel superior). Las diferencias más significativas se encuentran entre $2 - 5 m$ de profundidad a lo largo de la costa. Entre esas profundidades las diferencias obtenidas por XBeach presentan una acumulación de arena, aunque para el caso del coeficiente de fricción de Manning, sobreestima menos los cambios morfológicos. Además, la acumulación se trasladó costa adentro.

Realizando una comparación entre perfiles topo-batimétricos medidos y simulados, se presentan diferencias. El perfil medido inicial de marzo se compara con el medido de abril y los obtenidos por XBeach. Comparando la respuesta de XBeach con los dos coeficientes de fricción en los $800 m$ hay diferencias en todo el perfil, desde los $5 m$ de profundidad, aunque utilizando el coeficiente de Manning se obtienen mejores resultados. En el transecto ubicado a los $1800 m$ las diferencias son menores, aunque para el rango entre $0 - 2 m$ de profundidad, el perfil se mantiene igual al de marzo y presenta una pérdida de arena con respecto a abril. También se observa buenos resultados con coeficiente Cf , aunque en sentido general, reproduce con más exactitud desde $2 m$ de profundidad y entre $5 - 7 m$ de profundidad para el perfil ubicado en los $1800 m$ de distancia longitudinal.

En resumen, las simulaciones obtenidas usando el coeficiente de Manning, presentan mejores resultados morfológicos con XBeach, aunque ambos perfiles

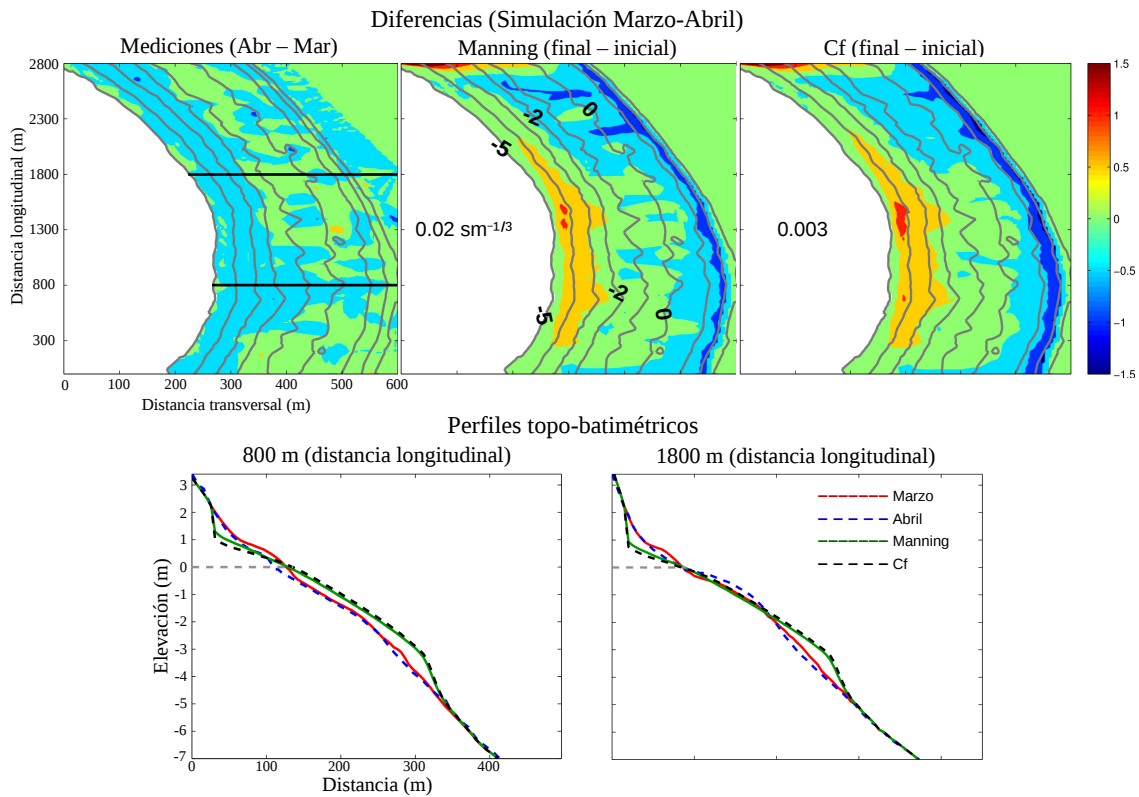


Fig. 4.17: Diferencias del nivel del lecho marino y perfiles topo-batimétricos para dos transectos. Marzo y abril representan el perfil inicial y final medido, respectivamente. Manning y Cf representan los perfiles finales simulados para ambos coeficientes de fricción.

difieren un poco de la realidad. Por tanto, el modelo no parece poder simular el acercamiento de la barra hacia la playa.

4.6. Modelación XBeach: Escenario Verano

4.6.1. Condiciones de frontera

El tercer escenario corresponde al periodo de verano, fueron en total 5 días de simulación, entre el 9 de agosto y 13 de agosto de 2015 (Fig. 4.18). Para este escenario se utilizó una serie de tiempo sintética para la dirección ($dir = 255^\circ$), con el fin de observar el comportamiento del flujo de la corriente. La H_s se mantiene entre 0.3 – 0.7 m en la serie de tiempo, alcanzando un máximo de 0.84 m el 13 de agosto. El

T_p se mantuvo oscilando entre 6 – 7 s, aunque el día 11 de agosto sobrepasa 13 s. El rango de marea varió entre -0.1 – 1.8 m.

Para el análisis de las variables simuladas, se tomaron 2 instantes (Tabla 4.5) a lo largo de la serie de tiempo, dependiendo del T_p y similares valores de H_s y marea. En el instante 1 (Agosto 11 2015 04:00), H_s fue de 0.45 m, T_p de 12.70 s y marea de 1.48 m. En el instante 2 (Agosto 12 2015 05:00), H_s fue de 0.52 m, mientras T_p de 5.25 s y marea de 1.40 m.

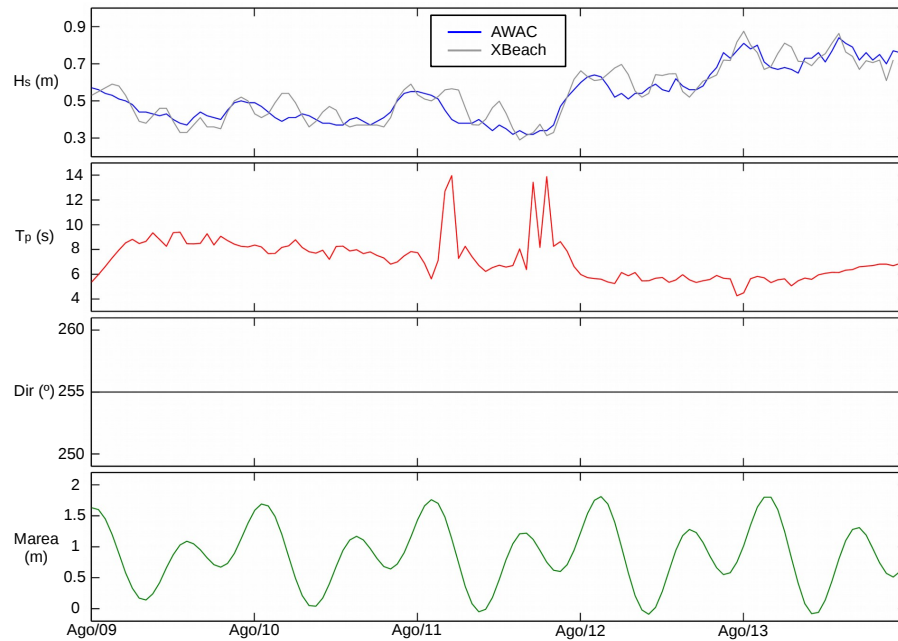


Fig. 4.18: Condiciones de frontera del XBeach para el escenario verano.

La comparación entre las mediciones del ADCP y las simuladas por el modelo (Fig. 4.18) en la misma ubicación muestra valores similares, para este caso las diferencias promedio a lo largo de ambas series de tiempo es de $\approx \pm 0.05$ m.

Instantes	Fecha	Hora	H_s (m)	T_p (s)	Dir ($^\circ$)	Marea (m)
1	11/08/15	04:00	0.45	12.70	255	1.48
2	12/08/15	05:00	0.52	5.25	255	1.40

Tabla 4.5: Condiciones de frontera para cada uno de los instantes seleccionados.

4.6.2. Variabilidad espacial de las corrientes

En la Fig. 4.19 se muestran las corrientes inducidas por el oleaje. En el caso del instante 1 (Tabla 4.5), se observa entre la Laguna y Conalep una corriente longitudinal con dirección norte y velocidades de hasta 0.6 ms^{-1} . Ésta corriente disminuye en intensidad en la zona de Conalep, y a medida que avanza hacia el norte de la playa, volviéndose casi nula por la zona del Malecón. No se observan corrientes transversales a lo largo de la costa.

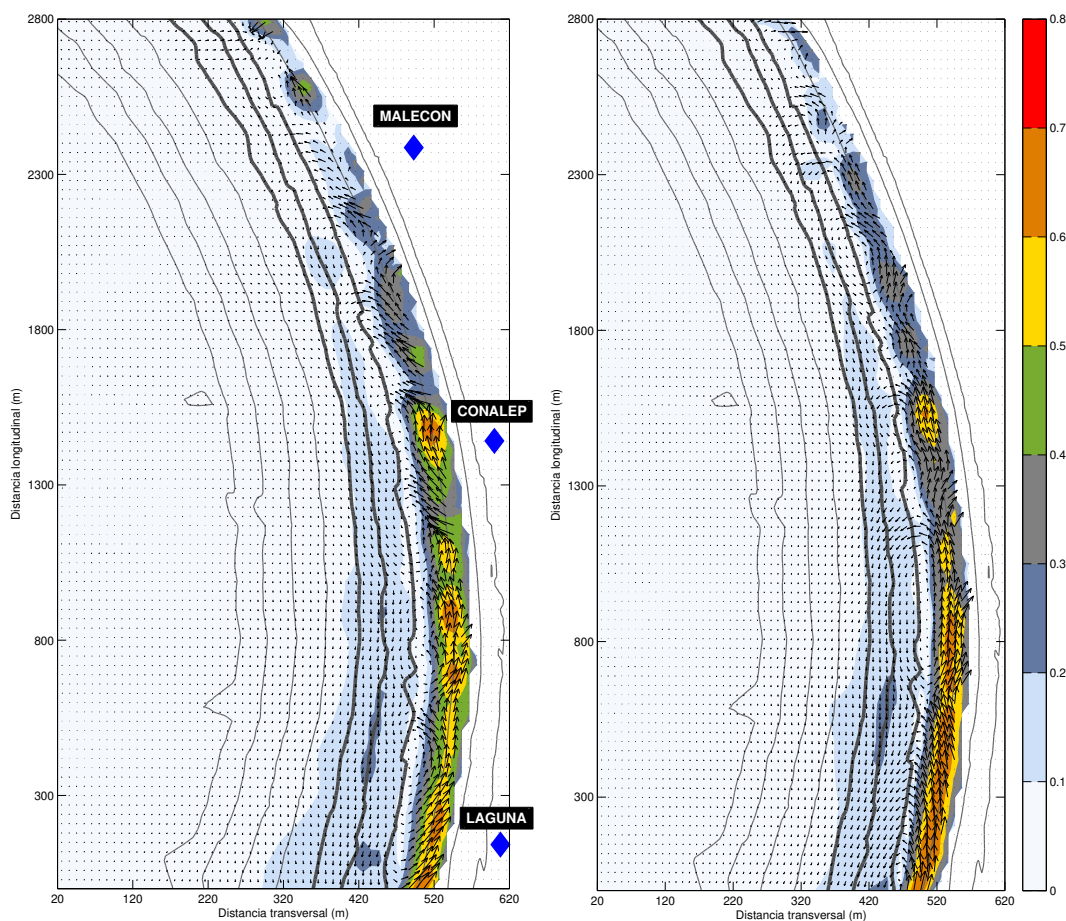


Fig. 4.19: Variabilidad espacial de las corrientes durante condiciones morfológicas de verano. \blacklozenge – Lugares de referencia.

En el segundo instante (Tabla 4.5) se observa una corriente longitudinal ligeramente más intensa en la zona de la Laguna. Ésta corriente presenta una dirección norte, con velocidades de hasta 0.7 ms^{-1} , y comienza a disminuir también

en la zona de Conalep. En el norte de la playa las intensidades de la corriente se hacen casi nula, y no hay presencia de corrientes transversales.

En resumen, la corriente litoral presenta una dirección norte, por tanto, el oleaje incidente con dirección oeste sudoeste, cambia el patrón de ésta corriente, y no se identificó presencia de corrientes de retorno. La arena se incorporó a la playa subaérea, y no hay presencia de la barra de arena submareal, esto trae consigo que no existan los canales de retorno. Para este escenario, no se analizó la variabilidad temporal de las corrientes.

4.6.3. Variabilidad espacial del oleaje y tensor de radiación

En este caso el oleaje rompe en la línea de costa ($z = 0$, referida al NBMI), con algunas zonas donde $H_{rms} \approx 0.7 \text{ m}$. El oleaje que llega es menos energético en relación a los casos anteriores, por lo tanto, son menores las variaciones en los tensores de radiación. Para el primer instante (Tabla 4.5) los tensores de radiación presenta valores de 400 Nm^{-1} , mientras que el segundo instante (Tabla 4.5) presenta valores mayores de $\approx 600 \text{ Nm}^{-1}$.

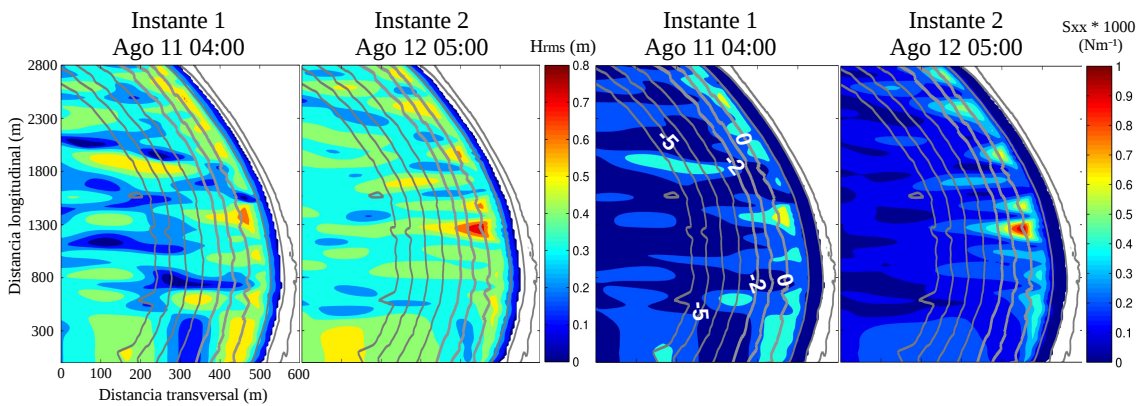


Fig. 4.20: Variabilidad espacial de la altura media cuadrática del oleaje (H_{rms}) y el tensor de radiación (S_{xx}) para cada uno de los instantes seleccionados.

4.6.4. Variabilidad morfológica con XBeach

El modelo se forzó con la morfología de agosto (día 3), y se comparó la morfología medida de septiembre (día 1) con las salidas numéricas de XBeach. Se realizó un análisis del cambio batimétrico usando los dos coeficientes fricción explicados en el análisis de los casos anteriores.

Las diferencias espaciales más significativas entre las mediciones y las simuladas por XBeach (Fig. 4.21, panel superior) se encuentran entre 0 – 2 m de profundidad a lo largo de la costa, aunque en el sur de la playa (Laguna), las diferencias obtenidas por XBeach son más próximas a las mediciones. Entre esas profundidades las diferencias obtenidas por XBeach presentan una acumulación de arena, aunque para el caso del coeficiente de fricción Cf , sobreestima menos los cambios morfológicos.

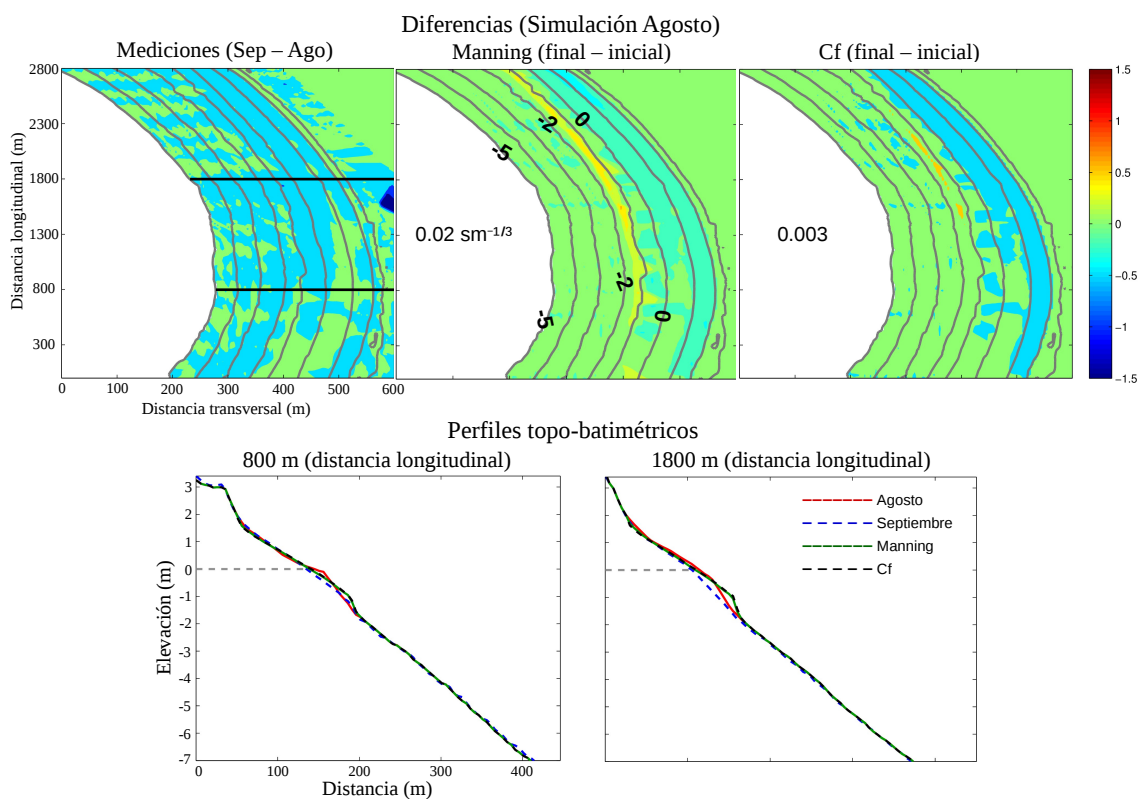


Fig. 4.21: Diferencias del nivel del lecho marino y perfiles topo-batimétricos para dos transectos. Agosto y septiembre representan el perfil inicial y final medido, respectivamente. Manning y Cf representan los perfiles finales simulados para ambos coeficientes de fricción.

La comparación entre perfiles topo-batimétricos medidos y simulados presentan menos diferencias con relación a los casos anteriores. El perfil medido inicial de agosto se compara con el medido en septiembre y los obtenidos por XBeach. Comparando la respuesta de XBeach con los dos coeficientes de fricción en los 800 m , los perfiles presentan un comportamiento similar. En el transecto ubicado a los 1800 m las principales diferencias se encuentran entre 0 – 2 m de profundidad, los perfiles simulados presentan una acumulación de arena. En resumen, en este caso se obtienen mejores resultados que en los casos anteriores, las simulaciones usando ambos coeficientes de fricción se acercan bastante a la realidad.

Capítulo 5

Discusión

Se obtiene que las velocidades medias de éstas corrientes de salida son del orden de 0.3 ms^{-1} y alcanzan hasta los 0.7 ms^{-1} , cuando H_s está entre $0.5 - 1 \text{ m}$. Las intensidades de las corrientes de retorno concuerdan con otros estudios (Aagaard *et al.*, 1997; Brander y Short, 2001; MacMahan *et al.*, 2005; Smith y Largier, 1995; Sonu, 1972). Por ejemplo Aagaard *et al.* (1997) obtienen que durante la primavera con rangos de marea de $\approx 1.9 \text{ m}$, $H_s = 0.8 \text{ m}$ y $T_p = 8 \text{ s}$, las velocidades de las corrientes de retorno oscilaron entre $0.31 - 0.47 \text{ ms}^{-1}$, con máximos que alcanzaron los 0.6 ms^{-1} , y en presencia de canales de retorno y por Brander y Short (2001) en una playa intermedia, con un rango de marea de 1.6 m durante la primavera y presencia de canales de retorno, encontraron que las velocidades medias de las corrientes de retorno aumentaron cuando $H_s = 0.54 - 0.71 \text{ m}$ y $T_p = 10 - 11 \text{ s}$, y fueron de 0.3 ms^{-1} , con máximos de 0.7 ms^{-1} durante las bajamares. MacMahan *et al.* (2005) en una playa con rango de marea de 2 m encontraron velocidades medias de las corrientes de retorno de 0.3 ms^{-1} , con velocidades máximas de $0.4 - 0.65 \text{ ms}^{-1}$ para un H_s que variaba entre $0.9 - 1.6 \text{ m}$. En resumen, las magnitudes de las corrientes de retorno obtenidas con XBeach en Playa Hermosa durante oleaje de baja energía en primavera, son similares a otras playas con parecido rango mareal y características del oleaje incidente.

Sin embargo en condiciones de tormenta ($H_s > 3\text{ m}$), MacMahan *et al.* (2005) encontraron que las velocidades medias horarias máximas de las corrientes de retorno fueron cercanas a 1 ms^{-1} , y las velocidades promediadas por minuto se aproximan a 2 ms^{-1} . En Playa Hermosa se obtuvieron velocidades promedios (en 10 min) de 0.6 ms^{-1} y máximos de 0.9 ms^{-1} , de menor magnitud. Castelle *et al.* (2016a) a través del modelo XBeach obtuvieron que para condiciones de oleaje lejano ($T_p = 10\text{ s}$) y normal a la costa ($dir = 288^\circ$) había corrientes de retorno variables a lo largo de la playa y con patrones de recirculación asociadas a canales de retorno, y con velocidades de entre $0.4 - 0.85\text{ ms}^{-1}$. Para el caso de primavera en Playa Hermosa se presentaron condiciones hidrodinámicas similares y se encontraron velocidades entre $0.3 - 0.8\text{ ms}^{-1}$ con presencia de varias corrientes de retorno a lo largo de la costa. La principal diferencia se presenta en las corrientes alimentadoras, las cuales en playa Hermosa se dirigen hacia el sur, mientras que Castelle *et al.* (2016a) las reportan en ambas direcciones (norte y sur).

La variación en el nivel del mar asociado a la marea también puede variar significativamente la velocidad del flujo en el transcurso de unas pocas horas (Brander y Short, 2001; Bruneau *et al.*, 2009; MacMahan *et al.*, 2005). Bruneau *et al.* (2009) en una playa con barras submareales persistente, y presencia de canales de retorno y con un rango mareal de $3.3 - 3.8\text{ m}$, obtuvieron velocidades de las corrientes de retorno entre $0.3 - 0.8\text{ ms}^{-1}$ ($H_s = 0.8-3.0\text{ m}$, $T_p = 8 - 11\text{ s}$). Lo principal a destacar fue que durante la marea baja, la barra submareal emerge del agua y el oleaje no puede inducir corrientes alimentadoras ni de retorno, mientras que al aumentar el nivel del mar, el oleaje rompe en la barra e impulsan la generación o activación de la corriente de retorno. En Playa Hermosa durante el periodo de primavera se presentan características similares. Cuando la marea es baja, la barra submareal queda casi unida de la línea de costa, por lo que la presencia de las corrientes de retorno es poco evidente, aunque se observa la presencia de corrientes litorales de 0.8 ms^{-1} . Las salidas numéricas espaciales muestran que el oleaje durante

la bajamar rompe antes de la barra, mientras que en pleamar rompe sobre la barra, favoreciendo la presencia de corrientes de retornos.

En concordancia con Bruneau *et al.* (2009), en este trabajo se obtiene que la velocidad máxima de la corriente de retorno ocurre cerca de la bajamar para oleaje de baja energía ($H_s = 0.5 - 1 m$), y durante pleamar cuando aumenta la energía del oleaje incidente ($H_s > 1.5 m$). Por tanto las corrientes de retorno no necesariamente se intensifican durante la bajamar, también depende de la energía del oleaje incidente y la ubicación de la barra submareal, por lo tanto, las corrientes de retorno pueden presentarse, y ser en ocasiones más intensas, durante los niveles máximos de marea.

En cuánto a la variabilidad morfológica, para proporcionar una medida objetiva de cuán buenos son los perfiles de playa previstos, se utilizó el Brier Skill Score (BSS), que representa una medida de la precisión de una predicción (ver Apéndice A.5). El BSS se ha aplicado al modelado de la morfodinámica costera (Davidson *et al.*, 2010; Pedrozo-Acuña *et al.*, 2006; Sutherland *et al.*, 2004; Van Rijn *et al.*, 2003), siendo una clasificación particularmente útil, que incluye contribuciones debidas a errores en la predicción de amplitud, fase y media.

Rangos (m)	Tormenta				Primavera				Verano			
	800 m		1800 m		800 m		1800 m		800 m		1800 m	
	M	Cf	M	Cf	M	Cf	M	Cf	M	Cf	M	Cf
2 - 0	< 0	< 0	< 0	< 0	0.33	< 0	< 0	< 0	0.66	0.68	0.87	0.83
0 - -2	0.95	0.99	0.36	0.57	< 0	< 0	< 0	0.34	0.32	0.13	< 0	< 0
-2 - -5	0.28	0.07	< 0	< 0	< 0	< 0	< 0	< 0	0.00	0.00	0.00	0.00

Tabla 5.1: Valores obtenidos del BSS para cada uno de los perfiles topo-batimétricos seleccionados.

Este estudio analiza el BSS para tres rangos de profundidad (Tabla 5.1). Los mejores resultados se obtienen para el escenario de tormenta y el escenario de verano. Para el caso de la tormenta en $0 - -2 m$ y en el verano entre $2 - 0 m$. En general, el modelo presenta mejor precisión en el rango $0 - -2 m$ y para el transecto ubicado a los $800 m$ (Fig. 4.10, Fig. 4.17, Fig. 4.21).

En los estudios anteriores, las corrientes de retorno están asociadas a canales de retorno que se presentan a lo largo de la playa. La Fig. 5.1 muestra la relación existente entre los canales de retorno y estas corrientes en la zona de estudio. En el escenario de la tormenta se observa una corriente litoral fuerte, con una circulación al sur del Malecón y una corriente transversal oblicua a la costa en la zona del Conalep, aunque en esa zona, mediante el análisis de los MED (Fig. 4.3) se observa un canal, esta corriente está asociada principalmente a la intensa corriente litoral que sale costa afuera por esa zona. En el escenario de verano, se presenta una corriente litoral débil y que va disminuyendo en intensidad hacia el norte. Durante estos dos escenarios no hay presencia de corrientes de retorno.

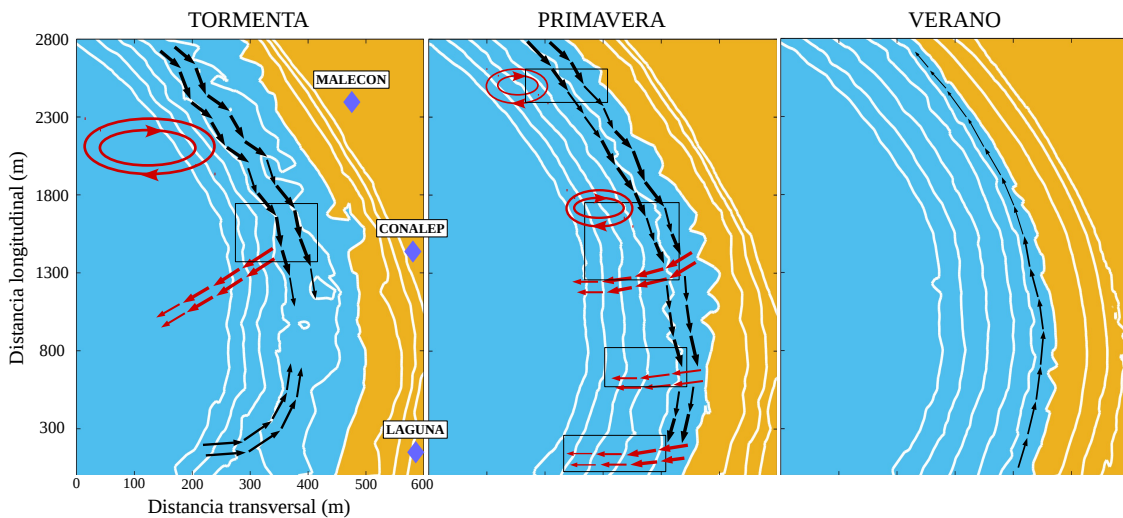


Fig. 5.1: Mapa conceptual de la dinámica de las corrientes teniendo en cuenta la variabilidad morfológica para los distintos escenarios. El mapa se apoya en las simulaciones del modelo hidrodinámico XBeach. Las líneas de color negro representa la corriente longitudinal, y las líneas de color rojo representa las corrientes transversales (o de retorno) y las circulations presentes en la zona de estudio. Los rectángulos representan las zonas donde se identificaron canales de retorno teniendo en cuenta los MED (Fig. 4.3), la batimetría utilizada fue la de enero, marzo y agosto.

La mayor ocurrencia y presencia de las corrientes de retorno, se encuentran durante la primavera, en este escenario se identificaron un total de 4 canales, siendo los principales, el ubicado por la zona del CONALEP y la Laguna. En el presente estudio, mediante las simulaciones obtenidas por el XBeach se observa la presencia

de corrientes de retorno casi permanentes en las dos zonas antes mencionadas. En la zona del Conalep, se indentificó un canal de retorno amplio, con un sistema de circulación al norte, y una corriente de retorno al sur, de manera permanente y variando longitudinalmente (hacia el norte o hacia el sur). En la Laguna también se identificó una corriente de retorno permanente, que puede alcanzar varios cientos de metros costa afuera. En la zona del Malecón se activa y desactiva una circulación, generalmente débil, pero también asociada a un canal de retorno. Al norte de la Laguna, también se activa y desactiva un sistema de corriente de retorno, esta varía longitudinalmente y por lo general es una corriente débil. En cada uno de los escenarios predomina una corriente litoral con dirección sur. En resumen, el presente estudio mediante el Xbeach, y con relación a otros, verificó la presencia de corrientes de retorno asociadas a canales en Playa Hermosa.

Conclusiones

Las velocidades máximas de las corrientes de retorno ocurren dentro de la zona de oleaje y son forzados por la energía del oleaje entrante, e influenciados por la elevación de la marea y la forma de la morfología. Las condiciones de oleaje en el caso del evento de tormenta determinan la intensidad de las corrientes litorales y transversales, a medida que se incrementa la energía del oleaje se intensifican ambas corrientes, presentando los máximos de velocidad durante los máximos de altura de ola significativa. A partir de la disminución de la altura del oleaje, las intensidades disminuyen y se observan flujos débiles. Para el caso de primavera la presencia e intensidad de ambas corrientes no depende directamente de las condiciones de oleaje. En este caso se observa una mayor influencia de los efectos de marea, durante sus máximos y mínimos, aunque principalmente las corrientes litorales estarán dominadas por este efecto.

En cuanto a la variabilidad espacio-temporal de las corrientes, durante el caso del evento de tormenta se presenta una corriente litoral dominante con magnitudes que llegaron a alcanzar durante el evento de tormenta promedios de 1.5 ms^{-1} durante instantes cada 10 minutos y máximos de hasta 2 ms^{-1} . Los flujos transversales se presentan al norte de la playa y en el centro sobre la zona del Conalep con velocidades máximas de hasta 0.9 ms^{-1} . Para el caso de primavera se presenta una circulación combinada de corriente litoral de magnitud entre $0.5 - 1.0 \text{ ms}^{-1}$ alcanzando máximos de hasta 1.5 ms^{-1} con dirección predominante norte-sur con presencia de corrientes de retorno, ubicándose las más significativas en la zona del CONALEP y la Laguna

con magnitudes entre los $0.2 - 0.7 \text{ m s}^{-1}$.

Los cambios morfológicos para ambos casos presentan diferencias con respecto a las mediciones reales, en la parte submareal se observa principalmente en la zona donde comienza la barra de arena en su lado más alejado de la costa, y para el sur de la playa. Para la playa subaérea las principales diferencias se observan durante el evento de tormenta y presenta comportamientos similares para ambas regiones de la playa.

Recomendaciones

Para futuros trabajos, uno de los aspectos para tener en cuenta es la resolución temporal. Las corrientes de retorno pueden activarse y desactivarse en el orden de los minutos, y mejorando el tiempo de análisis entre las salidas numéricas permitiría realizar un estudio con más exactitud y precisión.

En la parte morfológica, sería necesario realizar una calibración o ajuste del modelo para obtener resultados más aproximados a los reales. Para este estudio se realizó una simulación con el sedimento uniforme, un estudio más profundo para la utilización de los distintos parámetros que brinda el modelo brindaría mejores resultados.

Bibliografía

- Aagaard, T., Greenwood, B., y Nielsen, J. (1997). Mean currents and sediment transport in a rip channel. *Marine Geology*, 140:25–45.
- Allan, J. C. y Komar, P. D. (2000). Are ocean wave heights increasing in the eastern north pacific?. *EOS*, 81:561, 566–567.
- Allan, J. C. y Komar, P. D. (2002). Nearshore-process climates related to changing deep-water wave conditions. *Shore and Beach*, 70:31–40.
- Álvarez-Sánchez, L. G. (1971). Vientos en la Bahía Todos Santos, Baja California. *Ciencias Marinas*, 4:81–89.
- Appendini-Albrechtsen, C. M. (1998). Plan de manejo de la erosión costera para Playas de Rosarito, Baja California, México. *Tesis de maestría, Facultad de Ciencias Marinas, UABC. Ensenada, B.C., México.*
- Austin, M., Scott, T., Brown, J., Brown, J., MacMahan, J., Masselink, G., y Russell, P. (2010). Temporal observations of rip current circulation on a macro-tidal beach. *Continental Shelf Research*, 30:1149–1165.
- Austin, M. J., Masselink, G., Scott, T. M., y Russell, P. E. (2014). Water-level controls on macro-tidal rip currents. *Continental Shelf Research*, 75:28–40.
- Battjes, J. A. (1974). *Computation of Set-Up, Longshore Currents, Run-Up and Overtopping Due to Wind-Generated Waves*. Tesis doctoral, Delft, The Netherlands: Delft University of Technology, 244 pp.

- Bowen, A. J. e Inman, D. L. (1969). Rip currents, 2: Laboratory and field observations. *Journal of Geophysical Research*, 74:5479–5490.
- Brander, R. W. (1999). Sediment transport in low-energy rip current systems. *Journal of Coastal Research*, 15:839–849.
- Brander, R. W. y MacMahan, J. H. (2011). Future challenges for rip current research and outreach. *S. Leatherman, J. Fletemeyer (Eds.), Rip Currents: Beach Safety, Physical Oceanography and Wave Modeling*, CRC Press:1–29.
- Brander, R. W. y Short, A. D. (2001). Flow kinematics of low-energy rip current systems. *Journal of Coastal Research*, 17(2):468–481.
- Brannstrom, C., Trimble, S., Santos, A., Brown, H. L., y Houser, C. (2014). Perception of the rip current hazard on galveston island and north padre island, texas. *Natural Hazards*, 72:1123–1138.
- Bruneau, N., Castelle, B., Bonneton, P., Pedreros, R., Almar, R., Bonneton, N., Bretel, P., Parisot, J. P., y SÁ©nÁ©chal, N. (2009). Field observations of an evolving rip current on a meso-macrotidal well-developed inner bar and rip morphology. *Continental Shelf Research*, 29:1650–1662.
- Bühler, O. y Jacobson, T. E. (2001). Wave-driven currents and vortex dynamics on barred beaches. *Journal of Fluid Mechanics*, 449:313–339.
- Castelle, B. y Coco, G. (2013). Surf zone flushing on embayed beaches. *Geophysical Research Letters*, 40:2206–2210.
- Castelle, B., McCarroll, R. J., Brander, R. W., Scott, T., y Dubarbier, B. (2016a). Modelling the alongshore variability of optimum rip current escape strategies on a multiple rip-channelled beach. *Natural Hazards*, 81:663–686.
- Castelle, B., Scott, T., Brander, R. W., y McCarroll, R. J. (2016b). Rip current types, circulation and hazard. *Earth-Science Reviews*, 163:1–21.

- Coco, G., Senechal, N., Rejas, A., Bryan, K. R., Capo, S., Paristo, J. P., Brown, J. A., y MacMahan, J. H. M. (2014). Beach responses to a sequence of extreme storms. *Geomorphology*, 204:493–501.
- Cook, D. O. (1970). The occurrence and geologic work of rip currents off southern California. *Marine Geology*, 9(3):173–186.
- Dalrymple, R. A. (1975). A mechanism for rip current generation on an open coast. *Journal of Geophysical Research*, 80(24):3485–3487.
- Dalrymple, R. A. y Lanan, G. A. (1976). Beach cusps formed by intersecting waves. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 87:57–60.
- Dalrymple, R. A. y Lozano, C. J. (1978). Wave-current interaction models for rip currents. *Journal of Geophysical Research*, 83(C12):6063–6071.
- Dalrymple, R. A., MacMahan, J. H., Reniers, A. J. H. M., y Nelko, V. (2011). Rip currents. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 43:551–581.
- Daly, C., Roelvink, D., van Dongeren, A., de Vries, J., y McCall, R. (2010). Short wave breaking effects on low frequency waves. *Coastal Engineering Proceedings*, 1(32):20.
- Davidson, M. A., Lewis, R. P., y Turner, I. L. (2010). Forecasting seasonal to multi-year shoreline change. *Coastal Engineering*, 57:620–629.
- Davis, W. M. (1925). The undertow myth. *Science*, 61:206–208.
- Drozdowski, D., Shaw, W., Dominey-Howes, D., Brander, R., Walton, T., Gero, A., Sherker, S., Goff, J., y Edwick, B. (2012). Surveying rip current survivors: preliminary insights into the experiences of being caught in rip currents. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12:1201–1211.
- Fowler, R. E. y Dalrymple, R. A. (1990). Wave group forced nearshore circulation. *In Proc. 22nd Int. Conf. Coast. Eng.*, pp. 729–742. Washington, DC: ASCE.

- Guza, R. T. e Inman, D. L. (1975). Edge waves and beach cusps. *J. Geophys. Res.*, 80:2997–3012.
- Guza, R. T. y Thornton, E. B. (1989). Measuring surf zone dynamics: A general measurements. *In Nearshore Sediment Transport*, ed. R.J Seymour, pp. 51–60. New York: Plenum.
- Haller, M. C. y Dalrymple, R. A. (2001). Rip current instabilities. *Journal of Fluid Mechanics*, 433:161–192.
- Haller, M. C., Dalrymple, R. A., y Svendsen, I. A. (2002). Experimental study of nearshore dynamics on a barred beach with rip channels. *Journal of Geophysical Research*, 107(C6):3061.
- Huntley, D. A., Guza, R. T., y Thornton, E. B. (1981). Field observations of surf beat. 1. Progressive edge waves. *J. Geophys. Res.*, 86:6451–6466.
- Johnson, D. y Pattiaratchi, C. (2004). Transient rip currents and nearshore circulation on a swell-dominated beach. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 109(C2):C02026.
- Kennedy, A. y Thomas, D. (2004). Drifter measurements in a laboratory rip current. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 109(C8):C08005.
- Kennedy, A. y Zhang, Y. (2008). The stability of wave-driven rip current circulation. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 113(C3):C03031.
- Komar, P. D. (1971). Nearshore cell circulation and the formation of giant cusps. *Geological Society of America Bulletin*, 82:2643–2650.
- Lamb, H. (1945). *Hydrodynamics*. New York: Dover. 6th ed.
- Lippmann, T. C. y Holman, R. A. (1990). The spatial and temporal variability of sand bar morphology. *J. Geophys. Res.*, 95(C7):11575–11590.

- Long, J. W. y Özkan-Haller, H. T. (2009). Low frequency characteristics of wave group-forced vortices. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 114(C8):C08004.
- Longuet-Higgins, M. S. (1970). Longshore currents generated by obliquely incident sea waves: 1. *Journal of Geophysical Research*, 75:6778–6789.
- Longuet-Higgins, M. S. y Stewart, R. W. (1964). Radiation stresses in water waves; a physical discussion, with applications. *Deep-Sea Research*, 11:529–562.
- MacMahan, J. H., Brown, J., Brown, J., Thornton, E. B., Reniers, A. J. H. M., Stanton, T., Henriquez, M., Gallagher, E., Morrison, J., Austin, M. J., Scott, T. M., y Senechal, N. (2010a). Mean lagrangian flow behavior on an open coast rip-channeled beach: a new perspective. *Marine Geology*, 268:1–15.
- MacMahan, J. H., Reniers, A. J. H. M., y Thornton, E. B. (2010b). Vortical surf zone velocity fluctuations with O(10) minute period. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 115(C6):C06007.
- MacMahan, J. H., Reniers, A. J. H. M., Thornton, E. B., y Stanton, T. P. (2004). Infragravity rip current pulsations. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 109(C1):C01033.
- MacMahan, J. H., Thornton, E. B., y Reniers, A. J. H. M. (2006). Rip current review. *Coastal Engineering*, 53:191–208.
- MacMahan, J. H., Thornton, E. B., Reniers, A. J. H. M., Stanton, T. P., y Symonds, G. (2008). Low-energy rip currents associated with small bathymetric variations. *Marine Geology*, 255:156–164.
- MacMahan, J. H., Thornton, E. B., Stanton, T., y Reniers, A. J. H. M. (2005). RIPEX: observations of a rip current system. *Marine Geology*, 218:118–134.

- Martínez-Díaz de León, A., Nava-Button, C., y Ocampo-Torres, F. (1989). Estadística del oleaje en la Bahía de Todos Santos, B.C., de septiembre 1986 a agosto de 1987. *Ciencias Marinas*, 15(3):1–20.
- Masselink, G. (1995). Group bound long waves as a source of infragravity energy in the surf zone. *Continental Shelf Research*, 15(13):1525–1547.
- Masselink, G., Austin, M., Scott, T., y Russell, P. E. (2014). Rip currents: researching a natural hazard. *Geography Review*, 27(3):37–41.
- McCarroll, R. J., Brander, R. W., MacMahan, J. H., Turner, I. L., Reniers, A. J. H. M., Brown, J. A., Bradstreet, A., y Sherker, S. (2014a). Evaluation of swimmer-based rip current escape strategies. *Natural Hazards*, 71:1821–1846.
- McCarroll, R. J., Brander, R. W., Turner, I. L., Power, H. E., y Mortlock, T. R. (2014b). Lagrangian observations of circulation on an embayed beach with headland rip currents. *Marine Geology*, 355:173–188.
- McKenzie, P. (1958). Rip-current systems. *Journal of Geology*, 66(2):103–113.
- Munk, W. H. (1949). The solitary wave theory and its application to surf problems. *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 51(3):376–424.
- Noyes, T. J., Guza, R. T., Elgar, S., y Herbers, T. H. C. (2004). Field observations of shear waves in the surf zone. *Journal of Geophysical Research*, 109(C1):C01031.
- Oltman-Shay, J., Howd, P. A., y Birkemeier, W. A. (1989). Shear Instabilities of the Mean Longshore Current 2. Field Observations. *Journal of Geophysical Research*, 94(C12):18031–18042.
- Özkan-Haller, H. T. y Kirby, J. T. (1999). Nonlinear evolution of shear instabilities of the longshore current: A comparison of observations and computations. *Journal of Geophysical Research*, 104(C11):25953–25984.

- Pedrozo-Acuña, A., Simmonds, D. J., Otta, A. K., y Chadwick, A. J. (2006). On the cross-shore profile change of gravel beaches. *Coastal Engineering*, 53:335–347.
- Phillips, O. M. (1977). *The dynamics of the upper ocean*. Cambridge University Press, 336 pp.
- Reniers, A., Roelvink, J., y Thornton, E. (2004). Morphodynamic modeling of an embayed beach under wave group forcing. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 109(C1):C01030.
- Reniers, A. J. H. M., MacMahan, J., Thornton, E. B., Stanton, T. P., Henriquez, M., Brown, J. W., Brown, J. A., y Gallagher, E. (2009). Surf zone retention on a rip channelled beach. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 114(C10):C10010.
- Roelvink, D., Reniers, A., van Dongeren, A., van Thiel de Vries, J., McCall, R., y Lescinski, J. (2009). Modeling storm impacts on beaches, dunes and barrier islands. *Coastal Engineering*, 56(11-12):1133–1152.
- Ruiz de Alegría-Arzaburu, A., Vidal-Ruiz, J. A., García-Nava, H., y Romero-Arteaga, A. (2017). Seasonal morphodynamics of the subaerial and subtidal sections of an intermediate and mesotidal beach. *Geomorphology*, 295(2017):383–392.
- Ryrie, S. (1983). Longshore motion due to an obliquely incident wave group. *Journal of Fluid Mechanics*, 137:273–284.
- Schmidt, W., Woodward, B., Millikan, K., Guza, R., Raubenheimer, B., y Elgar, S. (2003). A gps-tracked surf zone drifter. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 20:1069–1075.
- Scott, T., Masselink, G., Austin, M. J., y Russell, P. (2014). Controls on macrotidal rip current circulation and hazard. *Geomorphology*, 214:198–215.

- Scott, T. M., Austin, M., Masselink, G., y Russell, P. (2016). Dynamics of rip currents associated with groynes-field measurements, modeling and implications for beach safety. *Coastal Engineering*, 107:53–69.
- Seymour, R. J. (ed. 1989). Nearshore sediment transport. New York: Plenum.
- Shepard, F. P. (1936). Undertow, rip tide “rip current”. *Science*, 84:181–182.
- Shepard, F. P., Emery, K. O., y La Fond, E. C. (1941). Rip currents: a process of geological importance. *Journal of Geology*, 49:337–369.
- Shepard, F. P. e Inman, D. L. (1950). Nearshore circulation related to bottom topography and wave refraction. *Transactions of the American Geophysical Union*, 31(2):196–212.
- Short, A. D. (1985). Rip-current type, spacing and persistence, Narrabeen Beach, Australia. *Marine Geology*, 65:47–71.
- Short, A. D. (2007). Australian rip systems - friend or foe? *Journal of Coastal Research*, SI, 50:7–11.
- Short, A. D. y Brander, R. W. (1999). Regional variations in rip density. *Journal of Coastal Research*, 15(3):813–822.
- Smith, J. A. y Largier, J. L. (1995). Observations of nearshore circulation: rip currents. *Journal of Geophysical Research*, 100(C6):10967–10975.
- Sonu, C. J. (1972). Field observations of nearshore circulation and meandering currents. *Journal of Geophysical Research*, 77:3232–3247.
- Spydell, M. S., Feddersen, F., Guza, R. T., y Schmidt, W. E. (2007). Observing surfzone dispersion with drifters. *Journal of Physical Oceanography*, 37:2920–2939.

- Sutherland, J., Peet, A. H., y Soulsby, R. L. (2004). Evaluating the performance of morphological models. *Coastal Engineering*, 51:917–939.
- Tang, E. C. S. y Dalrymple, R. A. (1989). Nearshore circulation: rip currents and wave groups. In *Nearshore Sediment Transport Study*, ed. R.J Seymour, pp. 205–229. New York: Plenum.
- Van Rijn, L. C., Walstra, D. J. R., Grasmeyer, B., Sutherland, J., Pan, S., y Sierra, J. P. (2003). The predictability of cross-shore bed evolution of sandy beaches at the time scale of storms and seasons using process-based profile models. *Coastal Engineering*, 47:295–327.
- Wijnberg, K. M. y Terwindt, J. H. J. (1995). Extracting decadal morphological behaviour from high-resolution, long-term bathymetric surveys along the holland coast using eigenfunction analysis. *Mar. Geol.*, 126:301–330.
- Winter, A. R., van Dongeren, M. A. d. S., y van Thiel de Vries, J. S. M. (2014). Rip currents under obliquely incident wind waves and tidal longshore currents. *Coastal Engineering*, 89:106–119.
- Woodward, E., Beaumont, E., Russell, P., y Macleod, R. (2015). Public understanding and knowledge of rip currents and beach safety in the uk. *International Journal of Aquatic Research and Education*, 9(1):46–69.
- Wright, L. D. y Short, A. (1984). Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology*, 56:93–118.

Apéndice A. Formulación

A.1. Rompimiento de ola

En la formulación de la disipación debida al rompimiento del oleaje la idea es calcular la disipación con una fracción de las ondas de rompimiento (Q_b) multiplicada por la disipación por evento de rompimiento.

La fracción de rompimiento de ola se determina con la altura de ola media-cuadrada (H_{rms}) y la altura de ola máxima (H_{max}). La altura máxima de ola se calcula como la relación de la profundidad del agua (h) más una fracción de la altura de ola (δH_{rms}) utilizando un índice de rompiente γ . En la formulación para H_{rms} el ρ representa la densidad del agua y g la constante gravitacional. La energía total de las olas E_w se calcula integrándose sobre los bins direccionales de las olas.

$$\overline{D_w} = 2 \frac{\alpha}{T_{rep}} Q_b E_w \quad (\text{Ec. I})$$

$$Q_b = 1 - \exp\left(-\left(\frac{H_{rms}}{H_{max}}\right)^n\right), \quad H_{rms} = \sqrt{\frac{8E_w}{\rho g}}, \quad H_{max} = \gamma \cdot (h + \delta H_{rms}) \quad (\text{Ec. II})$$

$$E_w(x, y, t) = \int_0^{2\pi} S_w(x, y, t, \theta) d\theta \quad (\text{Ec. III})$$

Alternativamente, la formulación de Daly *et al.* (2010) establece que las olas están rompiendo completamente si la altura de las olas excede un umbral (γ) y dejan de romperse si la altura de las olas cae por debajo de otro umbral (γ_2).

$$\begin{cases} Q_b = 1 & \text{si } H_{rms} > \gamma h \\ Q_b = 0 & \text{si } H_{rms} < \gamma h \end{cases} \quad (\text{Ec. IV})$$

A.2. Tensores de radiación

Dada la distribución espacial de la acción de las olas (y por lo tanto de la energía de las olas), las tensiones de radiación pueden ser evaluadas usando la teoría de ondas lineales y se describe como:

$$\begin{aligned} S_{xx,w}(x, y, t) &= \int \left(\frac{C_g}{C} (1 + \cos^2\theta) - \frac{1}{2} \right) S_w d\theta \\ S_{xy,w}(x, y, t) &= S_{yx,w}(x, y, t) = \int \sin\theta \cos\theta \frac{C_g}{C} S_w d\theta \\ S_{yy,w}(x, y, t) &= \int \left(\frac{C_g}{C} (1 + \sin^2\theta) - \frac{1}{2} \right) S_w d\theta \end{aligned} \quad (\text{Ec. V})$$

A.3. Tensión de cizallamiento del lecho

La fricción del lecho asociada a las corrientes medias y a las ondas largas se incluye mediante la formulación de la tensión de cizallamiento del lecho (τ_b). Utilizando el enfoque de Ruessink et al. (2001) se calcula con:

$$\begin{aligned} \tau_{bx}^E &= c_f \rho u_E \sqrt{(1.16 u_{rms})^2 + (u_E + v_E)^2} \\ \tau_{by}^E &= c_f \rho v_E \sqrt{(1.16 u_{rms})^2 + (u_E + v_E)^2} \end{aligned} \quad (\text{Ec. VI})$$

En la fórmula de Manning deberá especificarse el coeficiente de Manning (n). Manning puede ser visto como un valor Chézy dependiente de la profundidad y un valor típico de Manning para costas arenosas sería del orden de $0.02 \text{ sm}^{-\frac{1}{3}}$. El coeficiente de fricción se calcula a partir de:

$$c_f = \frac{gn^2}{h^{\frac{1}{3}}} \quad (\text{Ec. VII})$$

A.4. Cálculo de altura de ola significativa

La variable de salida H en el modelo representa altura de ola media cuadrática (H_{rms}) basada en la energía instantánea de las olas. Para obtener la altura de ola significativa (H_s) se necesitan hacer algunos cálculos, los cuales se realizan se muestran a continuación:

- **Altura de ola infragravitatoria:**

$$H_{rms, lf} = 2\sqrt{2}\sqrt{\text{var}(zs)} \quad (\text{Ec. VIII})$$

- **Altura de ola corta:**

$$H_{rms, hf} = H_{mean} \quad (\text{salida de XBeach}) \quad (\text{Ec. IX})$$

- **Altura de ola total (H_{rms}, H_s):**

$$H_{rms, total} = \sqrt{(H_{rms, lf})^2 + (H_{rms, hf})^2} \quad (\text{Ec. X})$$

$$H_{s, total} = \sqrt{2}(H_{rms, total}) \quad (\text{Ec. XI})$$

A.5. Brier Skill Scores

El Brier Skill Scores (BSS) puede descomponerse en términos de las anomalías en la predicción $Y' = Y - B$, y las mediciones $X' = X - B$. Las desviaciones estándar en las anomalías predicha y observada están dadas por $\sigma_{Y'}$ y $\sigma_{X'}$, respectivamente. El BSS puede escribirse como:

$$\text{BSS} = \frac{\alpha - \beta - \gamma + \varepsilon}{1 + \varepsilon} \quad (\text{Ec. XII})$$

con los términos que se establecen a continuación:

$$\alpha = r_{Y',X'}^2 \quad \beta = \left(r_{Y',X'} - \frac{\sigma_{Y'}}{\sigma_{X'}} \right)^2$$

$$\gamma = \left(\frac{\bar{Y}' - \bar{X}'}{\sigma_{X'}} \right)^2 \quad \varepsilon = \left(\frac{\bar{X}'}{\sigma_{X'}} \right)^2 \quad (\text{Ec. XIII})$$

Aquí

r	coeficiente de correlación lineal.
α	es una medida de error de fase, cuando la arena se mueve a la posición incorrecta. El modelado perfecto de la fase da $\alpha=1$.
β	es una medida del error de amplitud, cuando se mueve un volumen incorrecto de arena. El modelado perfecto de fase y amplitud da $\beta=0$.
γ	es una medida del error medio del mapa, cuando el nivel medio del lecho marino predicho es diferente al medido. Un modelado perfecto de la media da $\gamma=0$.
ε	es un término de normalización, que sólo se ve afectado por los cambios medidos en la predicción de la línea de base.

La siguiente tabla muestra la interpretación del BSS.

Clasificación	BSS
Excelente	1.0 – 0.5
Bueno	0.5 – 0.2
Razonable/justo	0.2 – 0.1
Pobre	0.1 – 0.0
Malo	< 0.0

Tabla I: Definición de los valores obtenidos a partir de BSS.

Apéndice B. Formato de archivos

B.1. Rejilla computacional.

Descripción del archivo:

Registro	Descripción
	Los registros que empiezan con un asterisco (*) se ignorarán.
1	Sistema de coordenadas (Cartesiano o Esférico)
2	Valor omitido = $-9.99999000000000000000024E+02$. Si no se da este registro 0.0 se asumirá como valor omitido.
3	El número de puntos de la rejilla en la dirección m y n .
4	Tres valores reales (no utilizados).
5 a K+5	Una etiqueta y un número de registro, componente x de las coordenadas de todos los puntos en la dirección m , empezando por la fila 1 hasta la fila $nmax$, con tantos registros como requiera $mmax$. Este conjunto de registros se repite para cada fila hasta $n = nmax$.
K+5 a 2K+4	Conjunto similar de registro para la componente y

K es el número de registros a especificar para todas los puntos de la rejilla en un conjunto de coordenadas x e y .

Restricciones:

- La rejilla debe ser ortogonal.
- Los elementos de entrada en un registro están separados por uno o más espacios en blanco.

Ejemplo:

```

*
* Deltares, RGFGGRID Version 4.20.00.34496, Jun 17 2014, 15:15:54
* File creation date: 2018-05-02, 08:37:18
*
Coordinate System = Cartesian
Missing Value      =      0.000000000000000000E+00
    315      215
0 0 0
ETA=  1  5.34406000000E+05  5.34421000000E+05  5.34436...
      5.34481000000E+05  5.34496000000E+05  5.34511...
ETA=  2  5.34406000000E+05  5.34421000000E+05  5.34436...
      5.34481000000E+05  5.34496000000E+05  5.34511...
ETA=  3  5.34406000000E+05  5.34421000000E+05  5.34436...
      5.34481000000E+05  5.34496000000E+05  5.34511...
ETA=  1  3.51975000000E+06  3.51975000000E+06  3.51975...
      3.51975000000E+06  3.51975000000E+06  3.51975...
ETA=  2  3.51976500000E+05  3.51976500000E+05  3.51976...
      3.51976500000E+05  3.51976500000E+05  3.51976...
ETA=  3  3.51978000000E+05  3.51978000000E+05  3.51978...
      3.51978000000E+05  3.51978000000E+05  3.51978...

```

B.2. Espectro JONSWAP.

Para el espectro JONSWAP cada línea del archivo de definición del espectro contiene una definición paramétrica de un espectro, y además la duración durante la cual se utiliza dicho espectro durante la simulación. XBeach no reutiliza archivos de espectro variable en el tiempo. Por lo tanto, la duración total de todos los espectros debe coincidir como mínimo con la duración de la simulación. El nombre del archivo se puede elegir libremente, pero el formato de archivo es fijado como sigue y todos los parámetros deben estar presentes en todas las líneas:

<Hm0>	<Tp>	<mainang>	<gammajsp>	<s>	<duration>	<dbtc>
-------	------	-----------	------------	-----	------------	--------

Descripción del archivo:

Parámetro	Descripción
Hm0	Altura de ola significativa (m)
Tp	Periodo pico (s)
mainang	Ángulo de ola principal ($^{\circ}$)
gammajsp	Factor de mejora pico en la expresión JONSWAP ($-$)
s	Coefficiente de propagación direccional ($-$)
duration	Tiempo de duración (s)
dbtc	Resolución temporal ($-$)

Como ejemplo, el archivo de definición de espectro JONSWAP presentado anteriormente tiene el siguiente aspecto para uno de los casos simulados en el presente estudio.

Ejemplo:

0.99	11.93	273.02	3.30	16.35	3600	1
1.05	11.71	275.33	3.30	18.34	3600	1
1.04	11.69	272.55	3.30	14.53	3600	1

Como complemento a continuación se muestra la forma del espectro para diferentes alturas de ola significativa y un periodo pico constante (11 s).

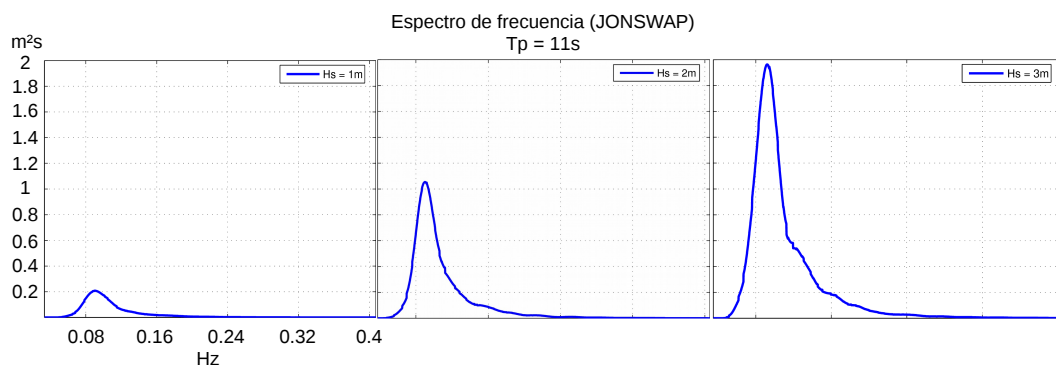


Fig. I: Espectros de frecuencia.

B.1. Marea.

La señal de marea será interpolada al paso horario local de la simulación XBeach; por lo tanto, la resolución de las señales sólo necesita ser suficiente para resolver el fenómeno de nivel de agua de interés. Las señales de marea no son reutilizadas, por lo tanto la señal debe ser al menos tan larga como el tiempo de simulación. El archivo presenta el siguiente formato y se pone un ejemplo para uno de los casos simulados en el presente estudio.

<time 1>	<zs 1,1>	<zs 2,1>
<time 2>	<zs 1,2>	<zs 2,2>
<time 3>	<zs 1,3>	<zs 2,3>
Ejemplo:		
0	0.04	0.00
3600	0.08	0.00
7200	0.25	0.00