

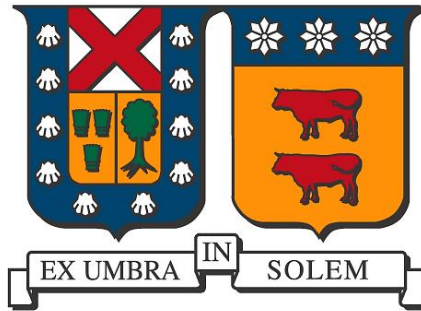
2017

CUANTIFICACIÓN BIDIMENSIONAL DE LA DISIPACIÓN DE ENERGÍA EN LA ZONA DE ROMPIENTE

DÍAZ MACÍAS, HAROLD CRISTIAN

<http://hdl.handle.net/11673/19923>

Repositorio Digital USM, UNIVERSIDAD TECNICA FEDERICO SANTA MARIA



UNIVERSIDAD TÉCNICA FEDERICO SANTA MARÍA
DEPARTAMENTO DE OBRAS CIVILES
VALPARAÍSO - CHILE

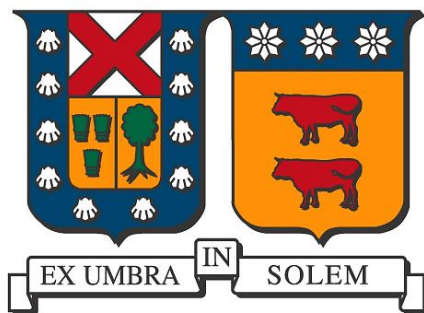
CUANTIFICACIÓN BIDIMENSIONAL DE LA DISIPACIÓN DE ENERGÍA EN LA ZONA DE ROMPIENTE

HAROLD CRISTIAN DÍAZ MACIAS

Ingeniero Civil

Magíster en Ciencias de la Ingeniería Civil

Agosto de 2017



UNIVERSIDAD TÉCNICA FEDERICO SANTA MARÍA

DEPARTAMENTO DE OBRAS CIVILES

VALPARAÍSO - CHILE

CUANTIFICACIÓN BIDIMENSIONAL DE LA DISIPACIÓN DE ENERGÍA EN LA ZONA DE ROMPIENTE

Memoria de Título y Tesis de Grado presentada por

HAROLD CRISTIAN DÍAZ MACIAS

Como requisito parcial para optar al título de

Ingeniero Civil

Y al grado de

Magíster en Ciencias de la Ingeniería Civil

Profesor Guía

Dr. Patricio Andrés Catalán Mondaca

Agosto de 2017

TITULO DE LA TESIS:

CUANTIFICACIÓN BIDIMENSIONAL DE LA DISIPACIÓN DE
ENERGÍA EN LA ZONA DE ROMPIENTE

AUTOR:

HAROLD CRISTIAN DÍAZ MACIAS

TRABAJO DE TESIS, presentado en cumplimiento parcial para el título de **Ingeniero Civil** y el grado **Magíster en Ciencias de la Ingeniería Civil** de la Universidad Técnica Federico Santa María.

Nombre Prof. Guía

Patricio Catalán Mondaca

Nombre Miembro 1 Comisión

Patricio Winckler Grez

Nombre Miembro 2 Comisión

Rodrigo Cienfuegos Carrasco

Valparaíso, Chile, Agosto de 2017

AGRADECIMIENTOS

No quisiera contar todas las historias de estos años, pero sin resumirla de alguna manera, se hace imposible agradecer de manera correcta a las personas con las que hemos recorrido este camino. Se hace complejo individualizar, siempre van a quedar historias y personas que nos entregaron algo, así que desde un comienzo digo que si no lo (a) menciono no se sienta conmigo que sepa que cada persona que encontré en este camino me enseñó algo.

La escuela del barrio, Arturo Pratt Chacón o la Escuela 100 de la Pichi-Pelluco. Ahí me tomo la profe María Eugenia que a punta de coscachos y librazos (a la antigua) tenía relativamente en orden a un curso de unos 45 cabros chicos dispuestos a terremotear todo lo que se les pusiera por delante. Escuela de la población, que me recuerda siempre de dónde vengo y para quien debo trabajar. Luego mi breve paso por el engendro de la educación particular subvencionada, donde rescato a buenos amigos como Pablo. Para terminar esta etapa de preparación, el emblemático Liceo de Hombres Manuel Montt, donde quisiera agradecer a toda su planta profesores que nos enseñaron que nuestras diferencias sociales no eran obstáculo alguno para llegar a ser los orgullosos artistas, deportistas, abogados, ingenieros y médicos que son mis otrora compañeros.

Luego nos vamos de lleno a la Universidad y con ella llegaron dos grandes amigos Joselyn y Javier, sin ustedes en esos primeros años de estudio 24/7 probablemente hubiera sido otra la historia de este recién de ingeniero, gracias por su gran compañía en esta etapa, sobre todo en esos estudiosos primeros años. Por esos años también comenzó la amistad con el Rai al cual me dirigiré en breve (omegaaa!). Los primeros años para algunos son de harto carrete, la verdad es que a mí se me soltaron las trenzas harto después (aun tenía pelo) y era harto más ñoño de lo que soy ahora, gracias cabros por quemar blocks cuadriculados como locos y entregar lo poco de plata que teníamos al mítico Dakan (Q.E.P.D.) en fotocopias.

Luego de esos ñoños años, vino la ruptura, el desencanto, el primero encuentro con el mundo real, nos reventó en la cara uno de los movimientos sociales más grandes de la década, nuestro querido 2011. Un año para mí y para muchos, de quiebre irreconciliable con nuestra realidad, el cual hizo imposible cerrar puertas y ventanas para quedarse de brazos cruzados. Fue ahí donde comencé a militar políticamente en la UNE (con los UNE y los ex UNE, no se peleen) y compartir con los compañeros que conformarían la Federación De Estudiantes dos años más tarde (nuestro querido ampliado). Parte importante de mi pensamiento crítico se lo debo a ustedes compañeros, por eso y muchas cosas, gracias. Si no los individualizo es porque sabemos que nuestra lucha es más grande que nuestros nombres, ya que hacer de este rincón del planeta un lugar más digno donde vivir es una tarea colectiva sin egos ni destacamentos.

¡Después me mande a cambiar, el escape y la apertura de mente! Obvio no todo es estudio y trabajo en la vida. Suecia vaya lugar para comenzar a descubrir el mundo y hacer grandes amigos con los cuales reencontramos de cuando en vez.

La vuelta y el cierre (vaya cierre pa' largo), 2014 Federación De Estudiantes, egreso, y una decisión que me sacó del camino habitual del ingeniero al menos por un par de años. Decidí conocer el mundo de la ciencia y en esto quisiera agradecer a el Pato por darme la oportunidad de echar a volar las pocas neuronas que aún me quedaban luego de una larga carrera de Ingeniería Civil.

Creo que tienes merecidas unas palabras. Como ya lo dijo un gran amigo, sabes pulir lo mejor de tus estudiantes con gran dedicación, sin ser una piedra en el zapato transmites de la necesidad de trabajar duro por el conocimiento, lo cual logras con el ejemplo y por sobre todo con pasión por lo que haces. Después de todo sin esas dos cualidades es difícil ser maestro. Gracias Pato por las oportunidades que me diste. Por ese proyecto FONDECYT que costó, pero salió, se agradece a CONICYT a través de su proyecto FONDECYT 1170415, por el apoyo prestado en la realización de esta tesis.

¡Capítulo aparte es este gran cierre son ustedes, Le Salita!!! Uno a uno. Pablo, grandes conversaciones con su botellón de exportación, has sido parte importante de la inspiración de esta etapa con tu trabajo dedicado y honesto, pones la vara alta a quienes trabajan contigo amigo. Rai, sigue cocinando así por los siglos de los siglos amén, gran ejemplo en este camino, vende humo como pocos (broma amigo), gracias a ti también. Felipe el rey del humo, siempre dispuesto a ayudar durante esos días oscuros de tesis, gracias. Ale, siempre serás la reina de la sala, gracias por tu ayuda y llevarnos dulces en esos días que dan ganas de nah!. Billy gracias por recordarme cada tanto que se puede salir a tomar un cafecito pa' conversar. Pacheco gran compañía amigo, pelando gente nos faltaba solo la estufa a leña para sentirnos en nuestro querido sur (dejemos a Osorno y Puerto fuera de esto). También Joaquín como olvidar nuestras maratones con el Pancho en proyecto, sus galindos o el parto de hidrodinámica. José y nuestro (en realidad mi) sufrimiento con los matemáticos locos. Diego y nuestro proyecto hidráulico pisoteado por un grande, Sthowas. Gracias a todos por su amistad sincera y desinteresada.

Nicol y Toty no podía olvidarme de ustedes sin que se sientan, sería como pedirles lo imposible, como imposible era estudiar en nuestras super juntas de estudio.

Se que quedan infinitos nombres e historias que contar gracias Negro, Gabi, Charbel, Cami del mar, Jose Allende, Jorge, Chio, Miranda, Marianisha, Vane, Jorge, Tefy y si sigo escribo otra tesis. Tampoco quiero dejar afuera a los amigos del circo, que me han entregado su amistad y espíritu para seguir mejorando siempre colectivamente, también usted siéntase parte de esto.

Y como en todo, lo mejor se guarda para el final...

Quiero agradecer a ustedes Mamá y Papá, por sembrar la semilla de la pregunta, por hacer de mi infancia un lugar feliz donde solo importaba las preguntas infinitas que tenía, tanto así que me regalaron un libro para que me quedara callado (broma) “una pregunta para cada día”, después el de los dinosaurios, las enciclopedias, el señor de los anillos como olvidarlo. Gracias infinitas por entregarme todo cuanto han tenido para darme, un hogar, la familia, dos hermanas inteligentes, multifacéticas y hermosas, en fin, gracias. Pero para ser justos agradecer a Inés por su cariño y entrega por tantos años. A toda la familia geográficamente lejana, abuelos y tíos que siempre se han hecho presente en ese camino.

Para ti compañera de vida, pareja, amiga, inspiración, para ti todo mi agradecimiento y amor por acompañarme todos estos años, has sido una de las más grandes fuentes de inspiración, por tu eterna lucha sin descanso para alcanzar tus sueños. Constanza esto también es tuyo.

En definitiva este logro es de todos ustedes.

Harold.

RESUMEN

La zona de rompiente es un área altamente dinámica donde los procesos hidrodinámicos y morfodinámicos interactúan a diferentes escalas temporales y espaciales. En este contexto, uno de los principales objetivos de la ingeniería y ciencia costeras es desarrollar una capacidad predictiva del comportamiento de la zona en cuestión, con la finalidad de lograr seguridad, desarrollo sustentable y actividades económicas sostenibles en el tiempo.

Uno de los procesos más importantes es la disipación de la energía organizada de las olas, principalmente generadas en altamar. Esta disipación no solo provoca la atenuación del oleaje incidente a medida que éste se propaga, sino que también resulta en una transferencia de momentum desde un movimiento de olas organizado y generalmente periódico, hacia cantidades medias. Relevantes, entre otras cantidades, resultan ser los flujos medios, es decir, corrientes medias tanto en la dirección paralela como perpendicular a la costa.

La importancia de la disipación del oleaje llevó a Holman y Haller, (2013) a argumentar que medir de manera directa la disipación de energía del oleaje, es equivalente a medir los forzantes de los flujos medios en la zona cercana a la costa. Por tanto, contar con una metodología para estimar los campos bidimensionales de disipación es conveniente con el fin de lograr capacidad predictiva y de análisis de los procesos costeros de la zona de rompiente.

La metodología desarrollada en el presente trabajo considera la utilización de sensores remotos (radares y cámara de video) para lograr la medición temporal y espacial del rompimiento del oleaje, y con ello, determinar los parámetros fundamentales de disipación de energía. La validación de la metodología propuesta se realiza de manera cualitativa contrastando la ocurrencia de corrientes medias perpendiculares a la costa (corrientes *rip*) con los gradientes medios de disipación, mediante la relación propuesta por Bonneton et al. (2010).

Dentro de los resultados se destaca la obtención de la estructura y variabilidad espacial de los campos bidimensionales de disipación de energía del oleaje. Asimismo, se obtiene una buena correlación entre estos campos de disipación y la existencia de patrones de circulación como corrientes *rip*.

Palabras claves: Dinámica de la rompiente, hidrodinámica, ingeniería costera, medición remota, FRF.

ABSTRACT

The nearshore is the narrow portion of the oceans in contact with the continental lands. Despite its relatively limited extent, it is an extremely dynamic area where hydrodynamic and morphodynamic processes interact at a wide range of temporal and spatial scales. At the same time, it is one of the areas of most dear to humans, for reasons that span from recreational to economic activities. A large portion of human population lives close to the nearshore, therefore, its understanding is essential not only for scientific reasons, but also for society. In this context, one of the overarching goals of coastal science is to develop a predictive capability of this environments' behavior, for safety, sustainable development and economic sustainability.

An important process is the dissipation of organized wave energy, which results not only in the attenuation of waves as they propagate, but also transfers momentum from the wave organized motion to wave-induced mean quantities. Relevant among these mean quantities are the forcing of mean flows (i.e. currents, both cross-shore and alongshore) and varying mean water levels. Previous work has shown that surf zone hydrodynamics can be sensitive to the details of wave energy dissipation.

The importance of wave energy dissipation led Holman and Haller, 2013 to argue that a direct measurement of wave energy dissipation is equivalent to measuring the mean flow forcing in the nearshore. Therefore, a robust methodology to estimate wave dissipation from remote sensing data is required.

As a main result, we have obtained the two-dimensional, horizontal plane, dissipation fields with good agreement in contrast with a rip current occurring during one of the dataset analyzed.

Keywords: Breaking dynamics, hydrodynamic, coastal engineering, remote sensing, FRF.

GLOSARIO

<i>ADCP</i>	Del acrónimo en inglés Acoustic Doppler Current Profiler, medidor acústico de corrientes
<i>Backscattering</i>	Mecanismo de retro-dispersión de señal de radar
<i>Bar trough</i>	Zona entre la barra sumergida y la línea de costa
<i>Inner surf</i>	Zona cercana a la costa entre la zona de rompimiento y el swash
<i>Joint probability density function</i>	Función de densidad de probabilidad conjunta
<i>Low grazing angles</i>	Ángulos rasantes pequeños
<i>Offshore</i>	Aguas adentro
<i>Outer bar</i>	Barra sumergida
<i>Probability density functions</i>	Función de densidad de probabilidad
<i>Rip channel</i>	Canal de corriente de retorno
<i>Rip</i>	Corriente de retorno perpendicular a la costa, en dirección hacia el mar
<i>Roller</i>	Interfaz agua aire que viaja con la ola rompiente
<i>Sea spikes</i>	Olas empinadas
<i>Set-down</i>	Baja en el nivel medio del mar
<i>Set-up</i>	Alza en el nivel medio del mar
<i>Spray</i>	Mezcla de agua y aire que es expulsada al aire por las olas en el proceso de rompimiento
<i>Swash</i>	Zona de transición entre el mar y la costa, intermitentemente expuesta al atmosfera y al oleaje
<i>Timestacks</i>	Representación gráfica de alguna característica en un mapa bidimensional en el tiempo
<i>Time$\bar{x}$</i>	Imagen promediada en el tiempo
<i>Whitecapping</i>	Espuma de olas empinadas o micro-rompimiento
τ	Esfuerzo de corte entre el roller y la ola
L_r	Largo de roller en la dirección de propagación
θ	Ángulo de inclinación de la ola rompiente
ρ'	Densidad del roller
A	Área cubierta por el roller
g	Aceleración de gravedad
L'_r	Largo de roller corregido, en la dirección de propagación
D_r	Disipación de energía producto del rompimiento en la dirección de propagación
T	Periodo de tiempo
ω	Vorticidad en la zona cercana a la costa
$\bar{\omega}$	Vorticidad media en la zona cercana a la costa
$\bar{u}$	Velocidad media en el eje x
v	Velocidad en el eje y
u	Velocidad en el eje x
e_k	Vector unitario en la dirección de propagación
U_{rip}	Velocidad total de corriente rip

U_{ig}	Aporte de velocidad producto de procesos en la frecuencia de infragravedad a la corriente rip
U_{VLF}	Aporte de velocidad producto de procesos en frecuencias muy bajas a la corriente rip
U_{mean}	Aporte de velocidad producto de cantidades medias a la corriente rip
U_{tide}	Modulación por mareas de la velocidad de corrientes rip
γ^2	Coherencia al cuadrado
λ	Frecuencia en análisis espectral
S_{rv}	Función de correlación entre la señal de radar y video
S_r	Función de densidad espectral de la señal radar
S_v	Función de densidad espectral de la señal video
T_p	Período peak del oleaje
H_s	Altura significativa de oleaje
U	Velocidad de viento
I	Intensidad de retorno en video
I^t	Umbral de intensidad de video
I_{max}	Intensidad de video que corresponde al máximo de <i>pdf</i>
$\overline{I_{max}}$	Intensidad máxima media sobre todo el dominio espacio-temporal de la corrida de video
σ_0	Intensidad de retorno normalizada de radar
σ_0^t	Umbral de retorno
σ_{max}	Intensidad de radar que corresponde al máximo de <i>pdf</i>
pdf	Función de densidad de probabilidades
pdf'	Primera derivada de la función de densidad de probabilidades
pdf''	Segunda derivada de la función de densidad de probabilidades
C	Celeridad del oleaje
C_{xmin}	Componente x de celeridad mínima de propagación del oleaje
C_{Ymin}	Componente y de celeridad mínima de propagación del oleaje
X_c	Coordenada x del centroide de área en rompimiento
Y_c	Coordenada y del centroide de área en rompimiento
α	Ángulo de propagación del oleaje
L'_{rx}	Componente x del largo corregido de roller
L'_{ry}	Componente y del largo corregido de roller
D_{rx}	Componente x de la disipación de energía del roller
D_{ry}	Componente y de la disipación de energía del roller
ρ_{roller}	Densidad media de roller
ρ_{sea}	Densidad media del mar

Índice General

AGRADECIMIENTOS	0
RESUMEN.....	2
ABSTRACT.....	3
GLOSARIO.....	4
Índice de figuras	8
Índice de tablas	11
INTRODUCCIÓN.....	12
Capítulo 1	14
1. MARCO TEÓRICO Y REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA	14
1.1. Dinámica de la rompiente.....	14
1.1.1. El oleaje y la disipación de energía.....	14
1.1.2. Modelo de Duncan para la disipación de energía del roller, 1981. (D81) 16	
1.1.3. Circulación costera.....	17
1.1.4. Corrientes de Retorno (rip)	18
1.2. Medición remota.....	21
1.2.1. Medición remota por imágenes en el rango óptico (video)	22
1.2.2. Medición remota por radar.....	22
1.2.3. Aplicaciones de mediciones remotas.....	22
Capítulo 2	25
2. OBJETIVOS E HIPÓTESIS.....	25
2.1. Objetivo general	25
2.2. Objetivos específicos.....	25
2.3. Hipótesis.....	25
Capítulo 3	26
3. METODOLOGÍA DE TRABAJO	26
3.1. Obtención de datos.....	26
3.2. Procesamiento de datos y detección de oleaje rompiente	28
3.2.1. Análisis de correlación de señales	28

3.2.2.	PDFs y JPDF	29
3.2.3.	Auto-determinación de umbrales de detección.....	31
3.2.4.	Cálculo y almacenamiento de información espacio-temporal del rompimiento.....	34
3.3.	Cálculo del campo de disipación.....	35
3.3.1.	Cálculo en la dirección de propagación del oleaje.	35
3.3.2.	Expansión al plano horizontal (2-D).....	36
3.4.	Validación	37
Capítulo 4		40
4.	RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	40
4.1.	Características de los set de datos y análisis de correlación.	40
4.2.	PDFs y JPDF de la zona de rompiente.	44
4.3.	Umbrales y detección.....	47
4.4.	Aislación de eventos y características del rompimiento.....	53
4.5.	Campos de disipación de energía (2-D).....	58
4.6.	Validación	63
4.6.1	Análisis espacial.....	66
4.6.2	Análisis temporal	67
4.7.	Fuentes de error y trabajo futuro	71
4.8.	Resumen.....	74
CONCLUSIONES		75
REFERENCIAS.....		76
ANEXO A.....		79
A.1.-	Ecuación de momentum no conservativa.....	79
A.2.-	Ecuación de vorticidad.....	80

Índice de figuras

Figura 1.1: Esquema representativo de generación de oleaje.	14
Figura 1.2: Esquema conceptual del rompimiento de olas en la costa. Donde L es la longitud de onda, h la profundidad y H la altura de ola.....	15
Figura 1.3: Esquema de transferencia energética al incluir la interacción Ola-Roller. Fuente: apuntes de hidrodinámica costera, Dr. Patricio Catalán.....	16
Figura 1.4: Esquema representativo de ola en rompimiento según Duncan, (1981).....	17
Figura 1.5: Esquema representativo de formación de corrientes rip, tomado de Macmahan et al. (2006).....	18
Figura 1.6: Esquema representativo de formación de corrientes rip, según Bonneton et al., (2010)	20
Figura 3.1: Ubicación y sistemas de referencia. a) Sistema de referencia y campos de visión de los instrumentos utilizados. b) Ubicación de instrumentos en vista satelital.	27
Figura 3.2: a) Imagen de referencia de la instalación del radar. b) Sistema de cámaras ARGUS III.....	27
Figura 3.3: Definición de zonas de trabajo en la zona de rompiente.....	29
Figura 3.4: Ejemplo de PDFs y JPFD normalizados. a) PDF de radar. b) PDF de video c)JPFD	30
Figura 3.5: Ejemplo del comportamiento del PDF de radar en zona de rompiente a) PDF bi-modal de radar en run1, cámara 3 b) PDF uni-modal de radar en run2, cámara 1.	32
Figura 3.6: Definición de zonas de trabajo en JPFD, líneas rojas segmentadas representan los umbrales It y $\sigma 0t$. Alta intensidad de frecuencia representada en rojo, baja intensidad de frecuencia en azul: 1) zona de no rompiente, 2) zona de rompiente, 3) zona de espuma remanente, 4) zona de olas empinadas.	33
Figura 3.7: Esquema representativo visto en planta de la medición de largo de roller $L'r$	35
Figura 3.8: Esquema representativo visto en planta de la descomposición de largo de roller $L'r$, donde $L'rx$ y $L'ry$ proyecciones de $L'r$, α es el ángulo de propagación en el sistema local de la ola.	37
Figura 3.9: Mapas de retorno de radar para run-2 a) Mapa de retorno para un instante dado. b) Mapa de retorno promediado sobre 100 Tp . Escala de colores intensidad de retorno dB.	39
Figura 4.1 : Condiciones de oleaje, viento y marea para run1 (izquierda) y run2 (derecha), línea negra vertical indica las corridas usadas en el análisis. a) Altura significativa de ola Hs para run1 b) periodo peak Tp para run1 c) θw dirección media relativa al eje x del sistema coordinado FRF para run1 d) Velocidad del viento, U , para run1 e) Nivel de marea para run1. e), f), g), h), i) análogos para run2.	41
Figura 4.2: Promedios temporales de imagen de video con campo de visión de cámaras y zona de rompiente superpuestos. En blanco campo de visión de cámara0, cámara1 y cámara 3 y en verde zona de rompiente. a) Timex de video run1 b) Timex de video run2.	42
Figura 4.3: Promedios temporales de imagen de video, radar y análisis de coherencia entre señales de radar y video. a) Timex de radar para run1 b) Timex de video para run1 c) Coherencia al cuadrado entre las señales de video y radar para run1. d), e) y f) análogas para run2. ...	43

Figura 4.4: PDFs de la zona de rompiente para run1. Asteriscos corresponden a cámara 1, cuadrados a cámara 3, a) PDFs de video para run1 en ambas cámaras b) PDFs de radar en campo de visión de ambas cámaras.....	44
Figura 4.5: JPDFs de la zona de rompiente para run1 a) JPDF para run1 en cámara 1 b) JPDF para run1 en cámara 3.....	45
Figura 4.6 : PDFs de la zona de rompiente para run2. Triangulos corresponden a cámara 0, asteriscos a cámara 1 y cuadrados a cámara 3, a) PDFs de video para run1 en cámaras 0,1 y 3 b) PDFs de radar para run1 en cámaras 0,1 y 3.....	46
Figura 4.7: JPDFs de la zona de rompiente para run2 a) JPDF para run1 en cámara 0 b) JPDF para run1 en cámara 1 c) JPDF para run1 en cámara 3.....	46
Figura 4.8: PDFs de la zona de rompiente para run1 en cámara 3, línea vertical, cian corresponde a umbral automático por primer criterio; verde y rojo, segundo y tercer criterio respectivamente. a) PDF de video para run1 en campo de visión de cámara 3 b) PDF de radar para run1 en campo de visión de cámara 3.	48
Figura 4.9: PDFs de la zona de rompiente para run2 en cámara 3, Línea vertical, cian corresponde a umbral automático por primer criterio, verde y rojo, segundo y tercer criterio respectivamente. a) PDF de video para run2 en campo de visión de cámara 3 b) PDF de radar para run2 en campo de visión de cámara 3.	48
Figura 4.10: Ejemplos de JPDFs de la zona de rompiente en cámara 3 con sus respectivos umbrales automáticamente seleccionados para a) run1 y b) run2.....	50
Figura 4.11: Timestack de video y radar en $y = 690$ m (cámara 3) en run1 con máscaras de rompimiento para diferentes pares de umbrales $\sigma 0t, It$. En amarillo intervalo mostrado a la derecha. En cian $-28\text{ dB}, 50$, rojo $-28\text{ dB}, 85$ y verde $-28\text{ dB}, 150$. a) Timestack de radar en $y = 690$ m b) Timestack de video en $y = 690$ m.....	51
Figura 4.12 : Timestack de video y radar en $y = 690$ m (cámara 3) en run2 con máscaras de rompimiento para diferentes pares de umbrales $\sigma 0t, It$. En amarillo intervalo mostrado a la derecha En cian $-58\text{ dB}, 103$, rojo $-28\text{ dB}, 103$ y verde $-20\text{ dB}, 103$. a) Timestack de radar en $y = 690$ m b) Timestack de video en $y = 700$ m.....	52
Figura 4.13: Imagen de video con mascara de rompimiento en rojo para la cámara 3 de run1. Valores numéricos corresponden al identificador asignado al área en rompimiento.....	53
Figura 4.14: Múltiples ejemplos de eventos aislados en run1, campo de visión cámara 3. En rojo mascara de rompimiento; en escala de grises promedio temporal de imagen de video sobre duración de evento.....	55
Figura 4.15: Superior: evento aislado en forma triangular en run1. Inferior: en rojo cambio local del centroide de área; en verde cambio total del centroide área de evento.....	56
Figura 4.16: Superior: evento aislado en forma triangular en run1. Inferior: en rojo desplazamiento local cuadro a cuadro, del centroide de área, en verde desplazamiento total del centroide área de evento.....	56
Figura 4.17: Histogramas de ángulos estimados. En rojo ajuste de distribución normal. Líneas verticales, verde: media, azules: dos veces la desviación estándar a) Histograma de ángulos estimados para run1 b) Histograma de ángulos estimados para run2.....	58
Figura 4.18: Múltiples ejemplos de áreas de rompimiento (en blanco con fondo negro) con su correspondiente medición de largo para cada posición en el eje y. Línea negra con cuadrados: largo medido sin rotar, línea azul con asteriscos: largo medido considerando rotación.....	59

Figura 4.19: Serie de tiempo de largo promedio de eventos por cuadro en línea negra continua. Media móvil de longitud Tp de la serie de tiempo anterior en línea verde continua. a) caso run1 b) caso run2.....	60
Figura 4.20: Mapas de disipación de energía promediados sobre diferentes escalas temporales. a) y b) Mapas de disipación a 1 Tp para run1 y run2. c) y d) Mapas de disipación a 100 Tp para run1 y run2.....	62
Figura 4.21: Batimetria usada en run1. Izquierda: mapa de contorno de la Batimetría utilizada en run1. Centro: curvas de nivel sobre timex de video. Derecha: curvas de nivel sobre timex de radar.	63
Figura 4.22: Batimetria usada en run2. Izquierda: mapa de contorno de la batimetría utilizada en run1. Centro: curvas de nivel sobre timex de video. Derecha: curvas de nivel sobre timex de radar.	64
Figura 4.23: Mapa que ejemplifica la generación local de vorticidad luego del paso de una ola debido al gradiente de disipación. En rojo gradiente positivo (vorticidad positiva), en azul gradiente negativo (vorticidad negativa). a) cuadro de video que muestra en amarillo área en rompimiento con sus respectivas zonas de generación local de vorticidad b) vorticidad generada luego del paso de una ola.	65
Figura 4.24: a) Mapa de retorno de radar promediado sobre 10 Tp para run1, en línea negra segmentada zona de rompimiento. b) Mapa del rotor de la disipación sobre 10 Tp en run1.	66
Figura 4.25: a) Mapa de retorno de radar promediado sobre 10 Tp para run2, en línea negra segmentada zona de rompimiento. b) Mapa del rotor de la disipación sobre 10 Tp en run2.	67
Figura 4.26: a) Mapa de retorno de radar promediado sobre 100 Tp en run1 b) Mapa de retorno de radar promediado sobre 100 Tp en run2. Zonas blancas en a) corresponden a señales fuera de rango.	68
Figura 4.27: a) Timestack del gradiente de disipación promediado sobre la zona de rompiente para run1 b) Gradiente promediado sobre la zona de rompiente para cada cuadro en líneas grises. En línea roja segmentada promedio sobre toda la duración de la corrida en run1.	69
Figura 4.28: a) Timestack del gradiente de disipación promediado sobre la zona de rompiente para run2 b) Gradiente promediado sobre la zona de rompiente para cada cuadro en líneas grises. En línea roja segmentada promedio sobre toda la duración de la corrida en run1.	70
Figura 4.29: Evolución temporal de la razón $D81F$ para run1 (a) y run2 (b).	73

Índice de tablas

Tabla 4.1: Clima de oleaje de aguas profundas para run1 y run2.....	40
Tabla 4.2: Umbrales de video automáticamente seleccionados.	49
Tabla 4.3: Umbrales de radar automáticamente seleccionados (dB).....	49

INTRODUCCIÓN

El oleaje es un fenómeno de escala oceánica que tiene su origen principalmente en la interacción de grandes áreas de la superficie del océano con los campos de vientos de la atmósfera. El mecanismo de generación, desde la óptica de la mecánica de fluidos, se basa en la transferencia de energía debido a la interacción entre dos fluidos en su interfaz mediante esfuerzos cortantes. De esta manera, a medida que el viento sopla sobre la superficie del agua genera ondulaciones sobre ésta. Estas ondas viajan a través del océano hasta que alcanzan las costas. Así se puede asegurar que la naturaleza de las olas es de carácter ondulatorio y es posible describirla entendiendo su génesis en un proceso de transferencia energética.

La energía que transporta el oleaje llega en forma organizada a las costas, donde gran parte de la población se desenvuelve, es decir, parte importante de las actividades de carácter económico, recreacional y/o social son desarrolladas en ambientes dominados por la interacción de este flujo constante de energía y la costa.

Un hecho importante de esta interacción recae en que gran parte de esta energía transportada por las olas es disipada casi en su totalidad en los últimos metros de recorrido hacia la costa. Esta disipación de energía induce cambios en los flujos de momentum que a su vez son los causantes de patrones de circulación, corrientes y cambios del nivel medio del mar (**e.g.** Longuet-Higgins and Stewart, 1964; Longuet-Higgins, 1970). Por consiguiente, la disipación de la energía del oleaje es probablemente el forzante hidrodinámico más relevante de un gran número de fenómenos de circulación costera, que a su vez afectan la morfología de la costa. Por otro lado, estas corrientes pueden generar una situación de alto riesgo para la vida de los bañistas y las comunidades aledañas a la costa, como las corrientes de retorno o *rips* en inglés (Bowen, 1969).

Por esta razón es importante estudiar la disipación de energía de las olas en las costas, y cuantificarla a través de mediciones, ya sea por instrumentación in-situ o remota. La última es la menos desarrollada, pero la más prometedora de las metodologías, debido a que permite medir los eventos de rompimiento durante grandes ventanas temporales a bajo costo y reduciendo los riesgos de seguridad asociados a la medición en terreno de procesos altamente energéticos.

La disipación de energía del oleaje tiene lugar mediante diversos mecanismos físicos. Uno de ellos es el rompimiento del oleaje en el entorno cercano a la costa producto del asomeramiento. En términos simples el asomeramiento del oleaje corresponde al proceso en el cual la geometría de la ola se ve afectada por la interacción con el fondo cercano a la costa. Este cambio geométrico tiene su expresión en el aumento de la altura de la ola, la longitud de onda y la celeridad. Cuando esta altura de la ola alcanza un cierto límite se dice que la ola rompe. El rompimiento corresponde a la disipación de la energía organizada transportada por la ola, que se manifiesta principalmente con la generación de otras formas de energía como ruido, calor, y la turbulencia en una mezcla agua aire denominada como *roller*.

En particular, la utilización de cámaras de video ha demostrado ser capaz de identificar óptimamente la ocurrencia de rompimiento, logrando establecer su ubicación espacial en la zona de rompiente. Además, mediante técnicas de procesamiento de imágenes ha sido posible extraer parámetros geométricos del rompimiento, lo cual permite mediante el acoplamiento de modelos

de disipación de energía como el de Duncan, (1981) cuantificar la magnitud de energía disipada. Por otra parte, a partir de estas mediciones ha sido posible establecer correlaciones directas entre la disipación de energía y procesos hidrodinámicos como el *set-up* y *set-down* (e.g. Flores et al. , 2013, Flores et al., 2016). La implementación de mediciones remotas mediante la utilización de radares también ha dado buenos resultados en la determinación de la ocurrencia de rompimiento del oleaje. (e.g. Catalán et al., 2011).

Como es posible apreciar, el estudio de la energía disipada en la costa por las olas no es una materia nueva y ha reunido esfuerzos diversos por cuantificarla y relacionarla a diversos fenómenos hidrodinámicos. Hasta el momento los estudios se basan principalmente en un análisis unidimensional (dirección perpendicular a la costa) y en la medición de parámetros indirectos para cuantificar la disipación de energía del oleaje. En el presente documento se busca establecer las bases para una metodología que amplíe el horizonte unidimensional a uno bidimensional y a la medición directa de la disipación, sin la necesidad de parámetros adicionales. Los resultados obtenidos son validados de manera cualitativa buscando correlacionar la existencia de patrones de circulación, como las corrientes *rip*, con los gradientes espaciales de disipación de energía mediante la utilización de la relación determinada por Bonneton et al. (2010).

El presente trabajo se estructura de la siguiente manera. El capítulo 1 presenta, una revisión del estado del arte sobre el estudio de la dinámica de la rompiente, haciendo hincapié en los procesos hidrodinámicos de circulación costera (corrientes de retorno o *rip*) y como estas están directamente relacionadas con la disipación de energía del oleaje. Posteriormente se da paso a describir los mecanismos de medición remota utilizados. Consecuente con el estado del arte se describen en el capítulo 2 los objetivos generales y específicos de este trabajo. El capítulo 3 presenta la metodología del trabajo propuesto, en la cual se da cuenta de los pasos seguidos en la calibración de la detección del rompimiento, medición de la disipación de energía y determinación del gradiente de disipación. En el capítulo 4 se presentan los principales resultados y se discuten los resultados obtenidos. Finalmente se establecen las conclusiones.

Capítulo 1

MARCO TEÓRICO Y REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

En el presente capítulo se describen los principales procesos físicos, instrumentos y aproximaciones metodológicas consideradas en este trabajo.

1.1. Dinámica de la rompiente

1.1.1. El oleaje y la disipación de energía

Las olas que llegan a las costas tienen su origen en la transferencia energética entre la atmósfera terrestre y la superficie libre del océano. Desde la óptica de la mecánica de fluidos, la generación de las olas ocurre debido a la interacción de dos fluidos, en la interfaz atmósfera-océano, de la manera representada en la Figura 1.1: Cuando el viento sopla sobre un volumen de control ubicado en la interfaz agua-aire (línea azul) produce que parte de la superficie marina se eleve y otra se hunda debido a los esfuerzos cortantes entre ambos fluidos y la presión atmosférica. Así mismo se crean zonas de baja y alta presión locales ubicadas delante y atrás de la ola (signo negativo y positivo) lo que genera corrientes de viento adicionales entre las crestas que incrementan la diferencia de altura. Esta interacción recurrente genera una cresta o columna de agua que luego por acción de la gravedad busca alcanzar su condición de equilibrio. Este mecanismo hace que mientras más viento sople más altura de ola se logre, por lo que más energía es transferida desde la atmósfera a la superficie del océano. En definitiva, las propiedades de las olas, su frecuencia y altura, dependen exclusivamente de qué tan rápido y constante sea el viento que las genera, y de la superficie sobre la que actúa.

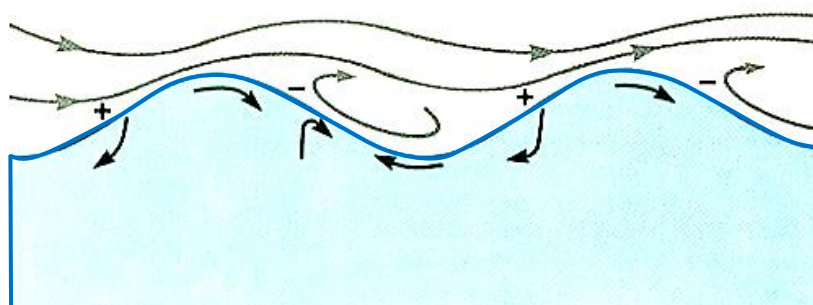


Figura 1.1: Esquema representativo de generación de oleaje.

Las olas generadas en el océano viajan transportando energía desde altamar a los entornos cercanos a la costa. Debido a su naturaleza ondulatoria, están sometidas a diferentes procesos

físicos como la difracción, la refracción, reflexión, transferencia no lineal entre frecuencias y diferentes tipos de disipación.

El rompimiento tiene lugar cuando la ola alcanza su condición límite de estabilidad. En particular en las cercanías a la costa, ocurre la refracción y el proceso de asomeramiento como sigue (Figura 1.2): Al interactuar la ola con el fondo marino, ésta reduce su longitud de onda y celeridad, provocando que la columna de agua aumente su altura hasta alcanzar su límite de estabilidad, tras lo cual colapsa. Este proceso se manifiesta físicamente con la generación de calor, ruido y espuma, siendo los dos últimos los que generalmente son apreciados desde el punto de vista de un observador.

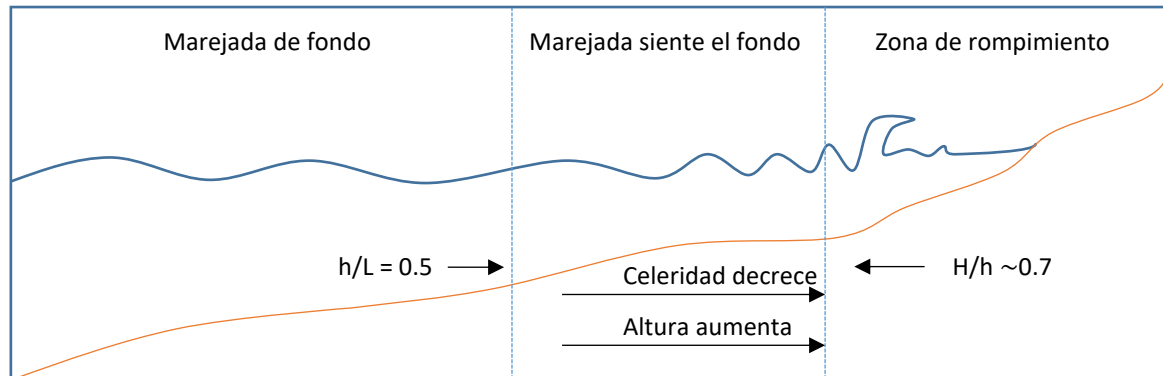


Figura 1.2: Esquema conceptual del rompimiento de olas en la costa. Donde L es la longitud de onda, h la profundidad y H la altura de ola.

En el proceso de rompimiento se disipa una parte importante de la energía transportada por el grupo de olas. Esta disipación ocurre mediante diversos mecanismos: disipación de energía turbulenta, producción de burbujas, pérdidas en las corrientes medias, transporte y suspensión de sedimentos, producción de ruido, producción de calor, y producción de *spray*.

Importante dentro de estas fuentes de disipación es la creación de la interfaz agua-aire que viaja con la ola a medida que esta se propaga (de aquí en adelante denominada como *roller*). El desarrollo de esta interfaz turbulenta introduce una nueva variable en el estudio de la transferencia de energía en la zona cercana a la costa, ya que se considera el cuerpo de agua y aire como un cuerpo que es transportado por la ola, por ende un cuerpo independiente, haciendo que en este proceso de transporte se disipe energía en forma turbulenta. De esta manera se genera un esquema de transferencia energética como sigue: (Duncan 81, Svendsen 1984a, 1984b, Lippmann et al., 1996).

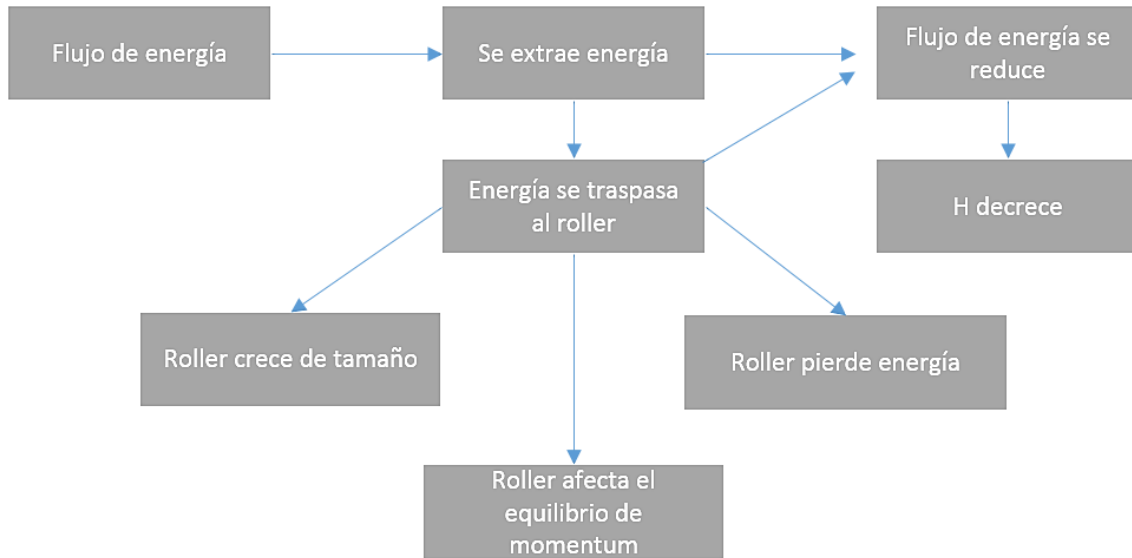


Figura 1.3: Esquema de transferencia energética al incluir la interacción Ola-Roller. Fuente: apuntes de hidrodinámica costera, Dr. Patricio Catalán.

La transferencia de energía de la ola al *roller* y su consiguiente disipación de energía, afecta directamente el equilibrio de momentum de la zona de rompiente, retrasando la transferencia de energía a fenómenos de escala temporal mayor, como lo son las corrientes medias.

Así, más allá de la gran cantidad de fenómenos físicos asociados al rompimiento y, por ende, a la disipación de energía, la ocurrencia de la rotura en el entorno cercano a la costa, juega un rol fundamental en el proceso de transferencia energética desde fenómenos de alta frecuencia temporal, como el oleaje tipo swell ($O(10-20\text{ s})$), hacia procesos de una escala temporal más larga, como lo son las corrientes medias o patrones de circulación costera ($O(10-30\text{ min})$) y los cambios en el nivel medio del mar (e.g. Longuet-Higgins and Stewart, 1964; Longuet-Higgins, 1970).

1.1.2. Modelo de Duncan para la disipación de energía del roller, 1981. (*D81*)

Duncan, (1981) (de aquí en adelante *D81*) propuso un modelo de disipación de energía en la ola producto del rompimiento, que considera un balance entre el esfuerzo de corte τ , sobre la superficie de la ola (L_r), y la componente tangencial del peso del roller de sección transversal A (Figura. 1.4.)

$$\rho' g A \sin(\theta) = \tau L_r \quad (1.1)$$

Donde ρ' es la densidad del roller y θ es el ángulo que describe la pendiente de la cara de la ola rompiendo y A el área del roller. Esta formulación fue derivada combinando la ecuación de momentum vertical y horizontal, obteniéndose una expresión que posteriormente es integrada espacial y temporalmente sobre la región de rompimiento. *D81* también encontró que la geometría de la región de rompimiento definida por A era similar para todas las olas, lo que se desprende de

las mediciones es que la relación de aspecto es una cantidad constante en las olas analizadas. Así, la relación entre la esbeltez y el largo del roller (L_r) queda:

$$A/L_r^2 = 0.11 \mp 0.01 \quad (1.2)$$

Luego la tasa de disipación de energía por unidad de ancho del roller, promediada en el tiempo, D_{81} : (Dally y Brown, 1995).

$$D_{81} = \frac{\rho' g A \sin \theta \cos \theta}{T} \quad (1.3)$$

Lo que permite evaluar la energía disipada por el rompimiento ola a ola, siempre y cuando se pueda caracterizar el largo del roller.

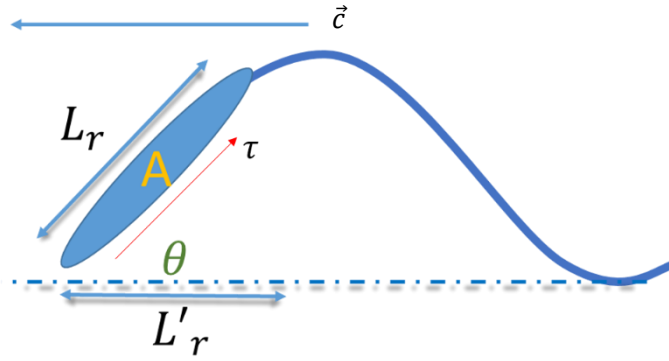


Figura 1.4: Esquema representativo de ola en rompimiento según Duncan, (1981).

1.1.3. Circulación costera

La gran variabilidad espacial y temporal del rompimiento del oleaje, hace compleja la comprensión y modelación, sobre todo si se considera que la interacción ola-fondo es un fenómeno dinámico. Aun en su complejidad, es de vital importancia su estudio, ya que genera las condiciones, en términos de forzantes, para la existencia de patrones de circulación costera (corrientes), los que son en gran medida las responsables del transporte de sedimentos, nutrientes, contaminantes y, en particular, pueden resultar una verdadera amenaza a la seguridad de los bañistas, como es en el caso de la generación de corrientes perpendiculares a la línea de costa (de aquí en adelante corrientes *rip*).

El rompimiento en la zona cercana a la costa no ocurre de manera homogénea, lo que se traduce en una alta variabilidad espacial y temporal en la disipación de energía. Esta heterogeneidad puede deberse principalmente a dos factores: batimetría irregular y variabilidad de las propiedades del oleaje (*clima de oleaje*), los que afectan la interacción ola-fondo. Al tomar en cuenta ventanas temporales del orden de minutos u horas, es posible considerar que la batimetría no sufre grandes

modificaciones, haciendo que su efecto en la interacción ola-fondo tenga un carácter más bien espacial. Esto se traduce en que las olas se empujen y/o rompan en posiciones diferentes a lo largo y ancho de la zona de rompiente. La irregularidad batimétrica más común es la llamada barra sumergida, que corresponde a una acumulación de sedimentos en la dirección paralela a línea de costa. Dicha barra es, en gran medida, responsable de las diferencias espaciales del rompimiento. Por otra parte, el segundo factor está asociado a la existencia de grupos de olas y a las variaciones de dirección, altura y período, condiciones que de igual forma inducen rompimiento no homogéneo en la zona cercana a la costa.

El estudio de corrientes se ha realizado sobre la base de modelos dominados principalmente por la ecuación de momentum horizontal integrada en la vertical y sobre un periodo de tiempo mayor al periodo característico del oleaje, donde los esfuerzos de radiación, definidos como un exceso de momentum producto de la presencia de las olas juegan un rol fundamental como forzantes de la hidrodinámica costera (Longuet-Higgins, Stewart, 1962).

1.1.4. Corrientes de Retorno (*rip*)

En particular, las corrientes *rip* son forzadas por variaciones en la altura de ola en la dirección paralela a la línea de costa (dirección longitudinal). Estas resultan en variaciones del flujo de momentum, las que dan origen a corrientes convergentes (Macmahan et al., 2006) como se muestra en la Figura 1.5. en donde la corriente perpendicular a la costa es alimentada por corrientes longitudinales concurrentes que se originan a partir de la variabilidad persistente del rompimiento o diferencias batimétricas en su entorno cercano.

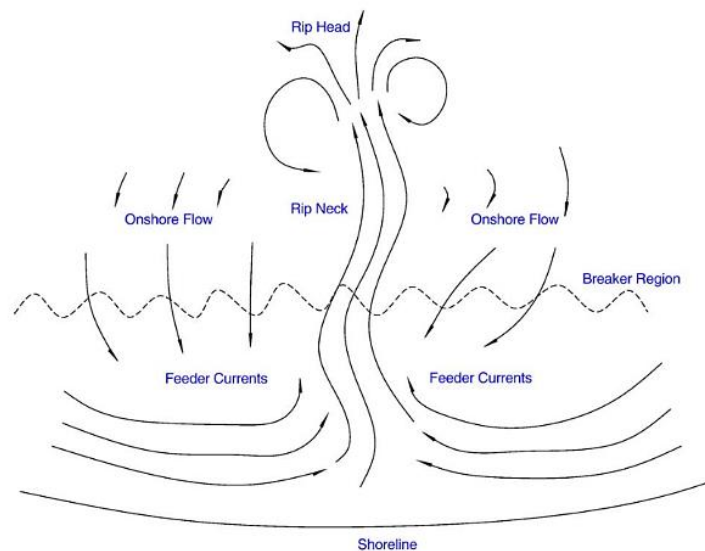


Figura 1.5: Esquema representativo de formación de corrientes rip, tomado de Macmahan et al. (2006).

Se ha explorado modelar el comportamiento dinámico de este y otros fenómenos de la zona de rompiente mediante la circulación. Bonneton et al. (2010), plantean una formulación que permite evaluar directamente la generación de vorticidad a partir de la ecuación de momentum horizontal integrada en la vertical y sobre un período de ola, cuyo único forzante es la disipación de energía. Considerando la componente vertical (e_z) y una versión simplificada de la ecuación donde se desprecian los términos disipativos por arrastre de fondo se obtiene:

$$\frac{\partial \bar{\omega}}{\partial t} + \frac{\partial \bar{\omega} u_0}{\partial x} + \frac{\partial \bar{\omega} v_0}{\partial y} = \nabla \times (\mathbf{D} e_k) \cdot e_z \quad (1.4)$$

Donde $\bar{\omega}$ es la vorticidad media definida como:

$$\bar{\omega} = \frac{\partial v_0}{\partial x} - \frac{\partial u_0}{\partial y} \quad (1.5)$$

u_0 y v_0 , son las velocidades de flujo; y $e_k = k/||k||$ es el vector de propagación del oleaje.

$\mathbf{D}$ corresponde al forzante de vorticidad producto de la disipación. El forzante queda definido como:

$$D = \frac{D_{g1}}{\rho c h} \quad (1.6)$$

Para mas detalles de las derivacion ver anexo A (Bonneton et al. 2010; Smith, 2006 ; Barthelemey, 2017)

El primer término del lado izquierdo de la ecuación corresponde a la tasa de cambio de la vorticidad en el tiempo. El término restante corresponde a una advección de la vorticidad producto de la interacción no lineal con las corrientes medias. Por otra parte, el primer término del lado derecho de la ecuación corresponde al forzante de la vorticidad producto de la disipación, descrito como el rotor del campo de disipación. Cabe señalar que parte del principio que da sustento a esta formulación es que, si bien la generación de vorticidad se da en una base ola a ola, esta puede ser transferida a una escala temporal y espacial más grande. De esta manera puede ser considerada en términos de generación de vorticidad Clark et al. (2012).

Este modelo explica de forma cualitativa la existencia del *rip*, como sigue: debido a la refracción y al asomeramiento, el rompimiento es más intenso sobre la barra que sobre la zona alledaña de mayor profundidad, lo que provoca un gradiente de disipación, induciendo el patrón de circulación mostrado en la Figura 1.6 . Mediante esta explicacion cualitativa del fenómeno es posible entender por qué la presencia de *rip* está directamente correlacionada con condiciones de baja marea, pues al tener una menor profundidad en el sistema, el rompimiento sobre la barra se vuelve más recurrente, aumentando así la no homogeneidad en el rompimiento.

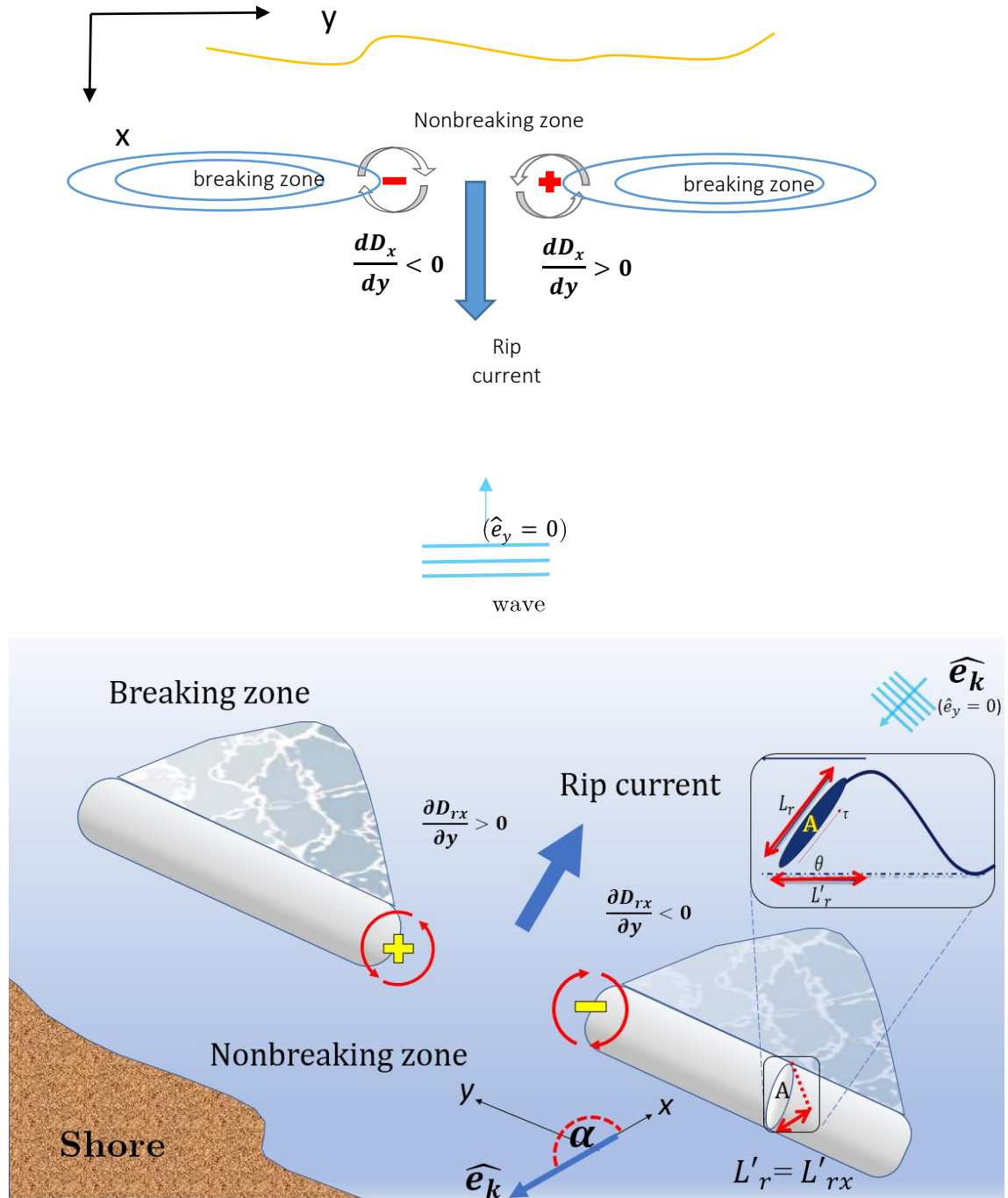


Figura 1.6: Esquema representativo de formación de corrientes rip, según Bonneton et al., (2010)

Por otra parte, se ha analizado el rol de los factores batimétricos, en la zona de rompiente y fuera de ella, como factores responsables de la formación de *rip* (Macmahon et al., 2008, Long y Ozkan-Haller, 2005), logrando determinar que irregularidades en las barras sumergidas (*rip channels*) y cañones submarinos generan las condiciones favorables en cuanto a no homogeneidad del rompimiento para la ocurrencia de *rip*.

Más allá de la generación y modelación de las corrientes *rip*, el estudio de este fenómeno ha logrado caracterizar las diferentes escalas temporales de las cantidades medias involucradas en su formación. Es así como por ejemplo Macmahan et al. (2006) propone separar en bandas de frecuencias las diversas escalas temporales que afectan en la formación de los *rip*:

$$U_{rip} = U_{ig} + U_{VLF} + U_{mean} + U_{tide}, \quad (1.6)$$

donde U_{ig} es la contribución dentro de la banda de infra gravedad 0.004-0.04 *Hz* (25 – 250 *s*), U_{VLF} es la contribución en la banda de 0.0005-0.004 *Hz* (4-3 *min*), U_{mean} es la velocidad producto de condiciones medias de oleaje y U_{tide} representa la modulación asociada a las mareas. Es importante esta separación ya que al trabajar en diferentes escalas temporales se estará analizando el fenómeno desde forzantes diferentes según sea el caso. En particular los procesos con frecuencias más bajas son los que ejercen mayor influencia en la formación de *rip* (Macmahan et al. 2006), por lo que su estudio implica la utilización de una escala temporal que a lo menos involucre cantidades medias.

El avance en el estudio del fenómeno ha llevado a Castelle et al. (2016) a presentar una clasificación de corrientes *rip*, tipificándolos principalmente por su estabilidad en el tiempo y por las condiciones que propician su ocurrencia. Se definen así tres tipos de *rips*: *rips* inestables controlados principalmente por condiciones hidrodinámicas, oleaje y corrientes; *rips* estables controlados por condiciones batimétricas dentro y fuera de la zona de rompiente; y *rips* producidos por condiciones de frontera, generalmente antropogénicas como espigones u otras formas de protección o intervención costera. De esta manera, la detección de una corriente *rip* puede ser focalizada hacia la búsqueda de las características descritas con anterioridad.

1.2. Medición remota

La importancia de la disipación de energía llevó a Holman y Haller (2013) a argumentar que una medición directa de la disipación del oleaje es equivalente a medir el forzante de corrientes medias ($>10T$) en la zona cercana a la costa. Por tanto, medir la disipación de forma directa resulta crucial en la búsqueda de una mejora en la capacidad predictiva de los modelos de circulación costera.

De esta manera es posible plantear experimentos de campo con instrumentos especializados para medir directamente las cantidades involucradas en la rotura del oleaje y su consecuente disipación de energía. Sin embargo, estos equipos tienen un alto costo y requieren de gran cuidado al ser la zona de rompiente altamente energética. Por esta razón surgen instrumentos que permiten tener la capacidad de medir las principales características de la hidrodinámica costera en forma remota, a bajo costo y por periodos de tiempo prolongados. De particular interés resultan ser las imágenes de video y los radares marinos.

1.2.1. Medición remota por imágenes en el rango óptico (video)

En general, el rompimiento del oleaje genera las condiciones para la dispersión de la señal luminosa producto de la creación del *roller* y la generación de espuma, señal que es posible de captar a simple vista por el ojo humano. La alta intensidad lumínica producto del reflejo difuso de la luz solar sobre el roller y la superficie del océano puede ser captada además por las cámaras de video durante largos periodos de tiempo y a gran resolución. ARGUS III representa un esfuerzo por congeniar la gran cantidad de información y su utilización práctica en la medición del rompiente en la costa (Holman y Stanley, 2007). Los principales productos de imagen que es capaz de entregar este sistema de cámaras son: una fotografía de la zona a analizar; imágenes promediadas de minutos de exposición e imágenes de varianza. Con estas herramientas es posible identificar características del oleaje como zonas preferentes de rompimiento y periodo característico del oleaje, entre otras (e.g. Lippmann and Holman, 1989; Catalán et al., 2011).

1.2.2. Medición remota por radar

No obstante los avances en materia de medición remota por imagen, el avance tecnológico de los radares de microondas permitió a autores como Dankert y Rosenthal (2004) desarrollar metodologías para medir la superficie del océano (a mar abierto) mediante la utilización de radares polarizados (HH-VV) en la banda de 9.5 *Ghz* (X-band) con ángulos rasantes muy pequeños. La superficie del océano refleja parte de la onda que el radar irradia, y esta logra ser captada como señal de retorno por los instrumentos, siendo las olas con pequeñas señales de rompimiento (*whitecapping*) y empinadas (*sea spikes*) las que presentan mayor retorno de energía del radar. Posteriormente Plant et al. (2010a) y Plant et al. (2010b) realizaron un trabajo con la finalidad de encontrar los diversos factores que afectaban en la determinación del NRCS (*Normalized Radar Cross Section*) como los distintos mecanismos de retro-dispersión (*backscattering*) y en las características que lo modulan. Los valores NRCS son los utilizados para caracterizar el oleaje de la superficie del océano. En particular los autores lograron encontrar que las olas que se encuentran rompiendo juegan un rol importante en la generación de señales de retorno de gran intensidad cuando se utiliza un radar con polarización horizontal (HH) y ángulos rasantes bajos (*low grazing angles*).

1.2.3. Aplicaciones de mediciones remotas

En general estos métodos de medición remota son utilizados para medir una amplia gama de parámetros relacionados a la superficie marina.

Es de particular interés su utilidad en la medición de la zona de rompiente, no sólo para la determinación de la posición donde toma lugar este fenómeno, sino para lograr medir cuanta energía se está disipando en la costa en una base ola a ola.

Uno de los primeros acercamientos a una metodología que permita determinar la disipación mediante la utilización de medios remotos se puede encontrar en Haller y Catalán (2009), quienes mediante un experimento de laboratorio lograron medir la longitud del roller, lo cual abre paso a un nuevo enfoque en la cuantificación de la energía disipada.

Posteriormente trabajos como el de Flores et al. (2013) combinaron la metodología propuesta anteriormente y el modelo de roller propuesto por Duncan (1981), con lo que se logró introducir las mediciones remotas de longitud de roller mediante cámaras de videos e incorporarlas a un modelo de predicción de propiedades hidrodinámicas basado en los esfuerzos de radiación (*set-up*; *set-down*) en una dimensión, cuyos resultados fueron contrastados con mediciones de laboratorio, obteniéndose similitudes satisfactorias.

Otros trabajos han demostrado que es posible identificar patrones de circulación mediante la utilización de radares marinos gracias al efecto que tienen las corrientes en las propiedades geométricas de las olas, ya que la interacción corriente-ola produce que estas últimas se empujen, lo que se traduce en una alta intensidad de retorno en el radar. Este hecho hizo posible que mediante medición remota por radar se pudiera dar cuenta de la existencia de corrientes *rip* en la zona cercana a la costa, resultados que fueron contrastados con mediciones in-situ (Haller et al., 2014).

Si bien la medición remota permite identificar a grandes rasgos la fracción de oleaje rompiente y su ubicación, una metodología que permita medir la disipación no resulta tarea fácil. Destaca el trabajo de Carini et al. (2014) quien mediante sensores infrarrojos logra cuantificar la disipación del oleaje.

Tanto radar como video son útiles para la identificación del oleaje rompiente, sin embargo, ambos presentan problemas en la identificación de los diferentes procesos asociados al rompimiento. El procesamiento de imágenes ópticas, por un lado, tiene dificultades para distinguir entre las intensidades que sean indicativas de rompimiento e intensidades que sean indicativas de espuma, pues ambas se manifiestan con valores altos. Por otra parte, el procesamiento de las señales de retorno del radar tiene dificultades en distinguir entre olas que estén empujadas y olas que se encuentren en fase de rompimiento, las cuales presentan gran intensidad de retorno. Por otra parte, en ambos casos los umbrales de intensidad van a depender de las condiciones ambientales y experimentales del objeto de estudio. Catalán et al. (2011) plantea una metodología que combina ambos métodos remotos de medición. Esta metodología consiste en construir histogramas conjuntos (*joint probability density functions*) que agrupen la intensidad de píxeles de las imágenes en el tiempo y para determinadas áreas de la zona de rompimiento (*offshore*; *outer bar*; *bar trough*; *inner surf*). Así es posible establecer cuatro comportamientos típicos, donde intensidad óptica hace referencia a la intensidad de un píxel en el video denotado por I , mientras que la intensidad de retorno de radar de un píxel queda denotada por σ_0 : una zona de baja intensidad óptica, y baja intensidad de retorno (zona de olas no rompientes; *non-breaking waves zone*); una zona de grandes intensidades ópticas y grandes intensidades de retorno (zona de rompimiento; *active breaking waves zone*); una zona de grandes intensidades ópticas pero relativamente bajas intensidades de retorno (espuma remanente; *remnant foam*); y finalmente una zona de baja intensidad óptica y alta intensidad de retorno (zona de olas empujadas; *steep waves*).

Esta metodología permite identificar de manera más precisa las distintas fases del rompimiento del oleaje y abre la posibilidad para medir sus propiedades geométricas, siendo de gran interés el largo del roller pues, mediante la utilización del modelo propuesto por Duncan, (1981) se puede para calcular directamente la tasa de disipación de energía por efecto del *roller*, tal y como lo han realizado anteriormente, de manera unidimensional, Haller y Catalán, (2009) y Flores et al., (2016).

Capítulo 2

OBJETIVOS E HIPÓTESIS

A partir del trabajo realizado por Catalán et al. (2011) el cual permite discriminar cualitativamente entre las cuatro etapas del proceso de rompimiento (olas rompientes, espuma, olas empujadas y no rompientes), es posible determinar las características físicas del rompimiento del oleaje tales como la distribución espacial de la fracción del oleaje rompiente (2-D) y las propiedades geométricas del roller, con particular interés en su longitud transversal. Esta última característica ha sido incorporada con relativo éxito a la estimación de la disipación, mediante la utilización de mediciones con sensores remotos (Haller y Catalán, 2009; Flores et al., 2013; Carini et al., 2014). Sin embargo, todas las investigaciones previas han sido realizadas en una base 1-D (*cross-shore*). Si se extiende en la dirección longitudinal para obtener la cobertura total que describe el roller, esta podría ser usada para determinar la distribución espacial (2-D) de la energía disipada en el rompimiento. Lo anterior mediante el acople de la medición de largo y el modelo de disipación de *D81*. Esta distribución de disipación puede ser incorporada como un forzante para la vorticidad en modelos de circulación costera como el propuesto por Bonneton et al. (2010).

De esta manera los objetivos del presente trabajo son:

2.1. Objetivo general

- Desarrollar, conceptual y computacionalmente, una metodología que permita estimar los campos bidimensionales de disipación del oleaje.

2.2. Objetivos específicos

- Identificar las fases del oleaje en la zona cercana a la costa mediante la metodología propuesta por Catalán et al. (2011).
- Obtener las propiedades geométricas bidimensionales del roller a partir de las mediciones de los sensores remotos, con especial atención en el largo de roller.
- Calcular la disipación de energía a partir de las propiedades geométricas bi-dimensionales del roller y el modelo propuesto por *D81*.
- Validar cualitativamente los resultados de disipación analizando la relación entre los campos de disipación obtenidos con los patrones de circulación generados en la costa mediante el modelo de circulación de Bonneton et al. 2010 y la ocurrencia de corrientes *rip* detectadas por radar (Haller et al. 2014)

2.3. Hipótesis

- Es posible obtener las propiedades geométricas bidimensionales del roller desde los instrumentos remotos a partir de las olas en rompimiento.
- Es posible estimar los campos bidimensionales de disipación de energía tomando como base el modelo de disipación de energía de *D81*.

Capítulo 3

METODOLOGÍA DE TRABAJO

En el presente capítulo se describen los pasos metodológicos utilizados para alcanzar los objetivos propuestos en el capítulo 2. En primer lugar, se describen los experimentos de los cuales se obtienen los datos utilizados para el desarrollo y validación del algoritmo. Posteriormente se describe la técnica utilizada para la detección y seguimiento del proceso de rompimiento en la costa. Luego se explicita de que manera se hace uso del modelo de rompimiento D81 y como se expande a una base bidimensional (plano horizontal). Para finalizar se explica cómo se procede para la validación cualitativa de los resultados obtenidos por los pasos anteriores.

3.1. Obtención de datos

Para el desarrollo y validación de la metodología propuesta se usaron datos obtenidos en las instalaciones del cuerpo de ingenieros del ejército de los Estados Unidos (*U.S. Army Corp of Engineers Field Research Facility*, FRF por sus siglas en inglés), ubicado en Duck, en el estado de Carolina del Norte. De aquí en adelante se usó el sistema local de referencia del FRF, donde el eje x corresponde al eje perpendicular a la costa (seaward cross-shore), en tanto el eje y apunta 18° grados al oeste del norte geográfico, por último el datum de altura usado fue el NADV29. (Figura. 3.1.b)

Los instrumentos utilizados para la obtención de datos remotos fueron: ARGUS III (Figura. 3.2.b), el cual es un conjunto de cámaras de video que es usado para observación continua de la zona de rompiente o cercana a la costa a una frecuencia de muestreo de 2 Hz (0.5 s). Este sistema de adquisición de video fue desarrollado por el Laboratorio de Imágenes Costeras (*Coastal Imaging Laboratory*, CIL por sus siglas en inglés) de la Universidad de Oregon (Holman and Stanley, 2007). El segundo instrumento usado fue un radar de polarización simple (HH) (Si-Tex RADARpc-25.9; Figura. 3.2.a) el cual opera a 9.45 GHz , con una frecuencia de giro de 44r/minuto aproximadamente, por lo que la frecuencia de muestreo del radar es 0.7 Hz (1.42 s). Se encuentra ubicado en la posición norte del sistema coordenado FRF ($x=17.4\text{ m}$, $y=971.4\text{ m}$, $z=13.8\text{ m}$). La disposición espacial de las cámaras y el radar en el sistema de coordenadas local es mostrada en la Figura 3.1.a.

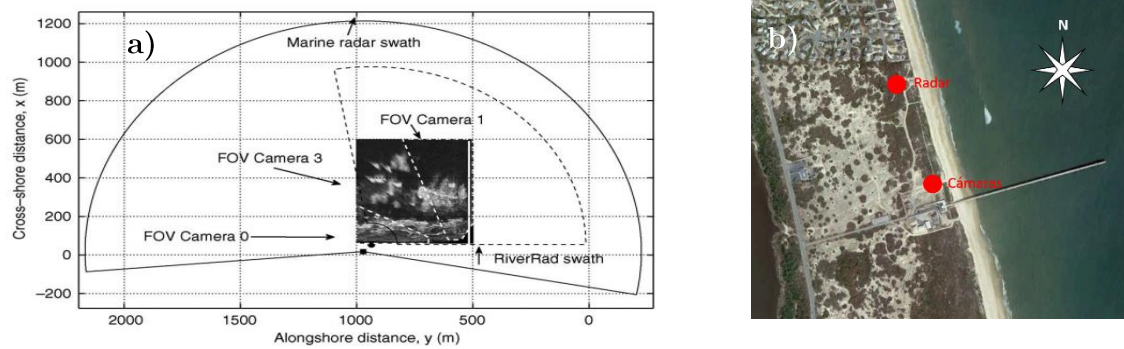


Figura 3.1: Ubicación y sistemas de referencia. a) Sistema de referencia y campos de visión de los instrumentos utilizados. b) Ubicación de instrumentos en vista satelital.

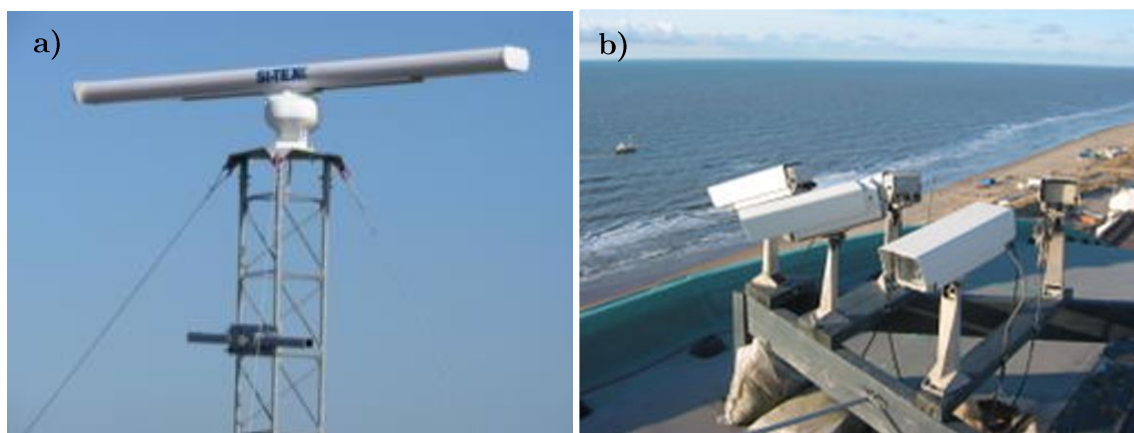


Figura 3.2: a) Imagen de referencia de la instalación del radar. b) Sistema de cámaras ARGUS III.

Para la obtención de los datos de video se utilizó una grilla espacial de resolución $\Delta x = 2 \text{ m}$ y $\Delta y = 5 \text{ m}$ la cual se extiende en $x = 60\text{-}600 \text{ m}$ y en $y = 500\text{-}1000 \text{ m}$. Con el objetivo de asegurar que el análisis se hiciera en forma simultánea, los datos del video debieron ser interpolados temporalmente para llevarlos al dominio de tiempo del radar. En tanto los datos del radar debieron ser interpolados espacialmente a la grilla definida por los datos de video.

Así, se utilizaron dos sets de datos obtenidos de experimentos diferentes. El primer set de datos fue tomado durante el experimento “Observación de la zona de surf mediante sensores remotos” (*Multi Remote SENSing Surfzone Observations*, MR-SENSO por sus siglas en inglés) el 14 de mayo de 2008 a las 18:00 GMT, con una duración de 27 min, desde aquí en adelante run-1. Mientras que el segundo set de datos fue tomado del experimento “Sensores ópticos en la zona de surf” (*Surf Zone Optics Experiment*) el 9 de septiembre de 2010 a las 17:59 GMT, con una duración de 15 minutos, desde aquí en adelante run-2.

Run-1 fue usado para desarrollar el algoritmo y run-2 fue usado para validarlo.

3.2. Procesamiento de datos y detección de oleaje rompiente

La detección de las fases del oleaje a medida que se acerca a la costa, con particular interés en el oleaje en rompimiento, se realizó utilizando el método propuesto por Catalán et al. (2011).

3.2.1. Análisis de correlación de señales

Para analizar el nivel de correlación entre las series de tiempo de cada sensor, se calcula la coherencia al cuadrado γ^2 en cada pixel en el espacio cubierto por ambos instrumentos, definida como:

$$\gamma^2(\lambda) = \frac{|S_{rv}(\lambda)|^2}{S_r(\lambda) * S_v(\lambda)} \quad (3.1)$$

Donde $S_{rv}(\lambda)$ es la función de correlación entre ambas señales, S_r y S_v son las funciones de densidad espectral del video y del radar respectivamente. El valor de γ^2 está acotado, $0 < \gamma^2 < 1$, siendo 1 el grado de mayor correlación espacio-temporal (Bendat y Piersol, 1986). Además de analizar el grado de correlación entre las series temporales es posible, mediante el mismo análisis de frecuencia, obtener una estimación del periodo peak del oleaje incidente (T_p).

Una vez analizado el grado de correlación entre las series temporales, se hace necesario establecer una subdivisión de la zona cercana a la costa, debido a que las señales, tanto radar como video, presentan diferentes comportamientos en el retorno según el proceso físico que domine (asomeramiento, rompimiento, espuma remanente). De esta manera se definen 4 zonas: una zona fuera de la rompiente (*offshore*), una zona sobre la barra de arena o zona de rompiente (*outerbar*), una zona en el valle entre la barra de arena y la costa (*bar trough*) y la zona interior (*inner surf*), como se muestra en la Figura 3.3. Cabe señalar que los límites espaciales de esta subdivisión se establecen en base al criterio del observador, pudiendo variar espialmente en el tiempo en función de la batimetría y el clima de oleaje.

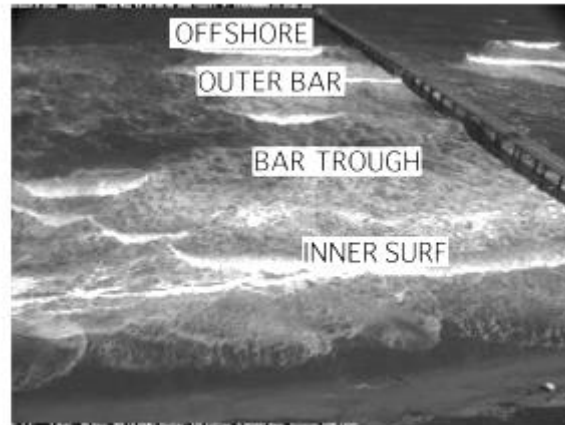


Figura 3.3: Definición de zonas de trabajo en la zona de rompiente.

Para efectos de este trabajo sólo se utiliza la zona sobre la barra o zona de rompiente (*outerbar*) para análisis posterior, ya que representa la zona de mayor interés en lo que respecta a los forzantes de los patrones de circulación en la zona cercana a la costa, y por tanto, la detección de la olas en rompimiento se realiza en base a la información contenida en ella (Catalán et al. 2011).

3.2.2. PDFs y JPDF

El siguiente paso en la detección compromete la construcción de funciones de densidad de probabilidad para cada instrumento (*Probability density functions*, PDFs por su acrónimo en inglés) y funciones de densidad de probabilidad conjunta (*Joint probability density function*, JPDF por sus siglas en inglés). En palabras simples estas funciones se obtienen contando la frecuencia de existencia de un determinado valor de intensidad de pixel (I o σ_0) o un determinado par de intensidades (I y σ_0), según sea el caso, y sumándolas a lo largo y ancho de la zona de rompiente definida con anterioridad. Así en base a este conteo se construyen histogramas normalizados que son tomados como representativos de los PDF representados en la Figura 3.4.a y 3.4.b para radar y video respectivamente y JPDF representado en la Figura 3.4.c.

Para este caso los histogramas individuales y conjuntos se construyeron en base a 25 intervalos, lo que en el video representan un ancho de 11 valores de intensidad $[0, 250]$, mientras que para el radar un ancho de 3 dB $[-80, 0] \text{ dB}$.

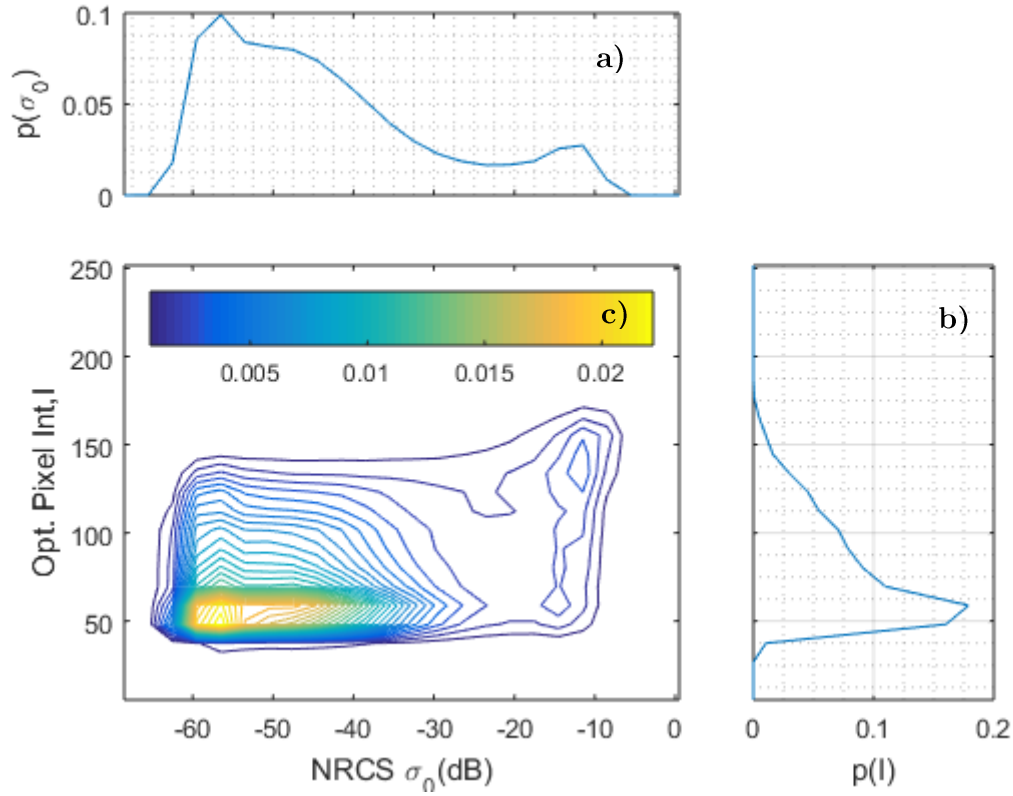


Figura 3.4: Ejemplo de PDFs y JPDP normalizados. a) PDF de radar. b) PDF de video c)JPDP

Los histogramas individuales y conjuntos entregan información valiosa respecto al cómo los procesos físicos que ocurren en la zona de rompiente son captados por los sensores remotos. En particular, tal y como se menciona en el Capítulo 1, es posible establecer a partir de umbrales cuatro comportamientos característicos según el par de valores de intensidad escogidos: olas no rompientes, empujadas, rompientes y espuma remanente. Si se observa en la Figura 3.4.c existen dos picos, uno en el par de intensidades (50,-60) correspondiente a la zona de no rompimiento el cual también puede ser observado mediante los PDF en forma separada en las Figuras 3.4.a y 3.4.b, mientras que el segundo pico de intensidades correspondiente a la rompiente, se encuentra ubicado aproximadamente en el par de intensidades (140,-15).

3.2.3. Auto-determinación de umbrales de detección

La determinación de los umbrales en este trabajo ha sido automatizada, por lo que no dependen directamente del observador. Esto se ha realizado tomando como metodología base la propuesta por Carini et al. (2014) y agregando un criterio conservador en base a la experiencia metodológica del trabajo de Catalán et al. (2011).

Los umbrales son seleccionados de forma automática usando las diferencias discretas de primer y segundo orden de los PDF (derivadas discretas):

$$pdf'(I_i) = \frac{\Delta pdf(I_i)}{\Delta(I_i)} = \frac{pdf(I_i) - pdf(I_{i-1})}{(I_i) - (I_{i-1})}, i = 1, \dots, N_t \quad (3.2)$$

$$pdf''(I_i) = \frac{\Delta pdf'(I_i)}{\Delta(I_i)} = \frac{pdf'(I_i) - pdf'(I_{i-1})}{(I_i) - (I_{i-1})}, i = 1, \dots, N_t \quad (3.3)$$

Donde pdf, pdf', pdf'' son las diferencias de primer orden y de segundo orden del PDF, respectivamente, I es la intensidad de retorno de video. Para σ_0 intensidad de retorno de radar la definición es análoga.

La diferencia de primer orden describe la pendiente del PDF, mientras que la de segundo orden, representa la curvatura del PDF. Cuando el comportamiento del PDF es bimodal como se muestra en la Figura 3.5.a debido a la existencia de dos picos de intensidad, el primero en -58 dB , mientras que el segundo en -12 dB , el umbral, tanto de video como de radar, (I^t, σ_0^t) es seleccionado como la intensidad donde ocurre el primer cruce por cero luego del máximo absoluto de $pdf(I)$, σ_{max}, I_{max} , para radar y video respectivamente.

$$pdf'(\sigma_0^t; I^t) = 0, \quad \sigma_0^t; I^t > \sigma_{max}; I_{max} \quad (3.4)$$

Si luego de este proceso σ_0^t y/o I^t no existen o es mayor a 170 en el caso del video, en este caso se aplicará el criterio de la diferencia de segundo orden en donde el umbral es seleccionado como la intensidad donde ocurre el máximo valor positivo de la diferencia de segundo orden, luego del máximo absoluto de $pdf(I)$, es decir se busca el lugar de máxima concavidad positiva, posición desde donde comienza el decaimiento exponencial del PDF. Esto generalmente ocurre cuando el comportamiento del PDF no es bimodal y está dado solo por un decaimiento exponencial luego del máximo de $pdf(I)$, lo cual puede ser visto en la Figura 3.5.b donde luego del máximo local de intensidad en -55 dB , la frecuencia de ocurrencia decae de manera aproximadamente exponencial sin presentar un segundo pico de intensidad como si lo hacía en el caso anterior.

$$pdf''(\sigma_0^t; I^t) = \max(pdf''(\sigma_0; I > \sigma_{max}; I_{max})) > 0 \quad (3.5)$$

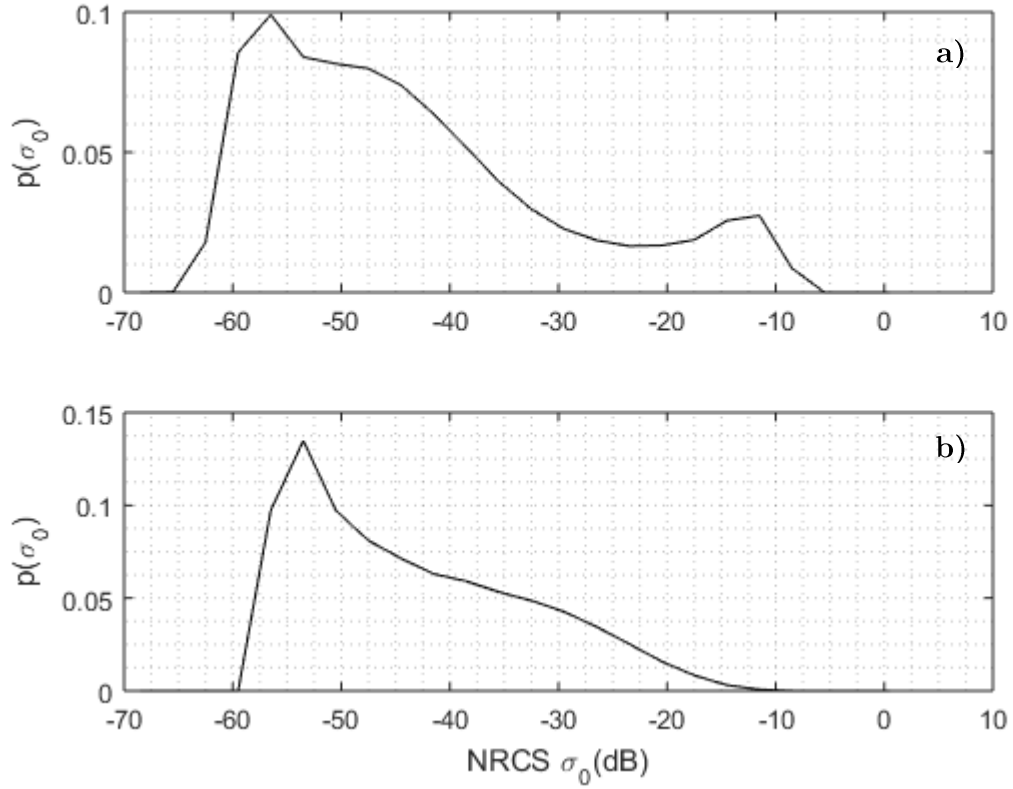


Figura 3.5: Ejemplo del comportamiento del PDF de radar en zona de rompiente a) PDF bi-modal de radar en run1, cámara 3 b) PDF uni-modal de radar en run2, cámara 1.

Por último, para garantizar que el proceso de automatización sea acotado y entregue buenos resultados se agrega un tercer criterio de carácter conservador, basado en los resultados obtenidos por Catalán et al. (2011).

Para el caso del video, si el I^t seleccionado por alguno de los dos criterios anteriores entrega valores fuera del rango $70 < I^t < 170$, el algoritmo automáticamente asigna el valor de I^t como $\frac{2}{3} * \overline{I_{max}}$, donde $\overline{I_{max}}$ es el máximo del promedio temporal, sobre todo el dominio del set de datos.

En tanto si σ_0^t seleccionado por alguno de los dos métodos anteriores entrega valores fuera del rango $-31 \text{ dB} < \sigma_0^t < -25 \text{ dB}$, el algoritmo automáticamente asigna el valor de σ_0^t igual a la media del rango, -28 dB .

De esta manera, seleccionados los umbrales de detección, los procesos descritos con anterioridad quedaran dados por: (Figura. 3.6)

Región de no rompimiento (1):

$$I(x, y, t) < I^t \quad \sigma_0(x, y, t) < \sigma_0^t \quad (3.6)$$

Región de rompimiento (2):

$$I(x, y, t) \geq I^t \quad \sigma_0(x, y, t) \geq \sigma_0^t \quad (3.7)$$

Región de espuma remanente (3):

$$I(x, y, t) \geq I^t \quad \sigma_0(x, y, t) < \sigma_0^t \quad (3.8)$$

Región de olas empinadas (4):

$$I(x, y, t) < I^t \quad \sigma_0(x, y, t) \geq \sigma_0^t \quad (3.9)$$

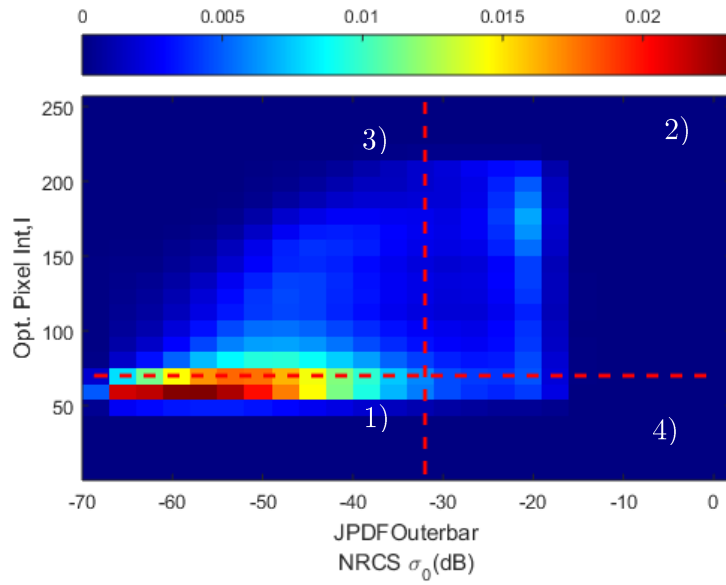


Figura 3.6: Definición de zonas de trabajo en JPDF, líneas rojas segmentadas representan los umbrales I^t y σ_0^t . Alta intensidad de frecuencia representada en rojo, baja intensidad de frecuencia en azul: 1) zona de no rompiente, 2) zona de rompimiento, 3) zona de espuma remanente, 4) zona de olas empinadas.

3.2.4. Cálculo y almacenamiento de información espacio-temporal del rompimiento.

Establecidos los umbrales de detección, y clasificadas las áreas de interés en las imágenes, es posible construir máscaras de ocurrencia de rompimiento, asignando el valor 1 al pixel donde se cumpla la condición de umbrales y 0 donde no.

Luego, para lograr mayor calidad y consistencia en las máscaras de rompimiento, se realiza un proceso de filtrado donde se eliminan áreas por debajo de cuatro pixeles y se rellenan pixeles rodeados de 1. De esta manera se pueden construir mapas de rompimiento en una base cuadro a cuadro, con áreas individualizadas e indexadas. (Ver Fig. 4.13)

Lo anterior permite establecer su correspondencia temporal y espacial, con el fin de extraer las propiedades geométricas de las áreas en rompimiento (*roller*). Esto se lleva a cabo mediante la aplicación de un criterio de búsqueda de centroides de áreas en rompimiento para cada área identificada, cuadro a cuadro. El método de búsqueda consiste en un seguimiento del movimiento de los centroides de área en base a una velocidad de propagación mínima en ambos ejes (C_{xmin} , C_{ymin}) y a la posición de los centroides en el espacio (X_c, Y_c). C_{xmin} se determinó en base a criterio del autor considerando la resolución del arreglo de video y la frecuencia temporal de muestreo (0.7 Hz). Mientras que C_{ymin} queda determinada por la baja resolución en y , ya que cada pixel representa 5 metros de longitud en esta dirección haciendo que la velocidad mínima para que una ola pase de un cuadro a otro en y sea de 3.5 m/s. Cabe señalar que esto no representa de por si un problema ya que las olas en rompimiento atacan la costa prácticamente perpendicular a ella, hecho que será reforzado por el posterior análisis de los datos. Considerando $C_{xmin} = 10 \text{ m/s}$; $C_{ymin} = 3.5 \text{ m/s}$; $\|C\| = 10.5 \text{ m/s}$). Además, el tiempo de muestreo como $\frac{1}{0.7\text{Hz}} = 1.42 \text{ s}$. Se tiene que los centroides de cuadros consecutivos de coordenadas (x_{c1}, y_{c1}) y (x_{c2}, y_{c2}) , están relacionados y corresponden a una misma ola en rompimiento (evento), si y solo si, se cumple que:

$$x_{c2} - x_{c1} = \Delta x_c < 14 [m] (7 \text{ pixeles}) \wedge y_{c2} - y_{c1} = \Delta y_c < 5 [m] (1 \text{ pixel}) \quad (3.10)$$

Este criterio permite entonces, almacenar las áreas indexadas y relacionadas en una matriz de eventos, en base a la cual se pueden realizar análisis de la información de cada evento de rompimiento en una base espacio-temporal. De esta manera es posible estimar y almacenar características necesarias como el ángulo de propagación de la ola a medida que esta rompe.

Para calcular el ángulo de propagación el procedimiento es el mismo. Se toma como base la diferencia espacial entre la posición inicial y final del evento determinado con anterioridad:

$$\alpha = \tan^{-1} \left(\frac{\Delta y}{\Delta x} \right) \quad (3.11)$$

Donde α es el ángulo de propagación de la ola en el eje local que luego es referenciado al sistema FRF (Figura 3.8).

3.3. Cálculo del campo de disipación

3.3.1. Cálculo en la dirección de propagación del oleaje.

Como se explica en la sección 1.1.2 de este documento, para el cálculo de la tasa de disipación de energía por unidad de ancho del *roller* promediada en el tiempo, es necesario obtener la longitud del roller.

La longitud del roller en la dirección de propagación del oleaje se calcula en base al ángulo de propagación estimado mediante la ecuación 3.11 usando la siguiente formulación obtenida de la combinación de las ecuaciones 1.2 y 1.3.

$$D_{81} = \frac{0.11 \rho' g L_r^2 \sin\theta \cos\theta}{T} \quad (3.12)$$

Para obtener L_r es necesario rotar las áreas indexadas en rompimiento en el ángulo de propagación α . Para la medición del largo es necesario aumentar artificialmente la resolución de las áreas haciendo un re-mapeo, ya que al rotar estas por el ángulo estimado se pierde información debido a la poca resolución del arreglo de pixeles. Una vez re-mapeadas y rotadas las áreas de rompimiento se obtiene el largo como la diferencia entre la posición del frente de ola y la cara posterior del roller, L'_r , representada por la línea gris sobre la porción de ola rompiente en el esquema de la Figura 3.7.

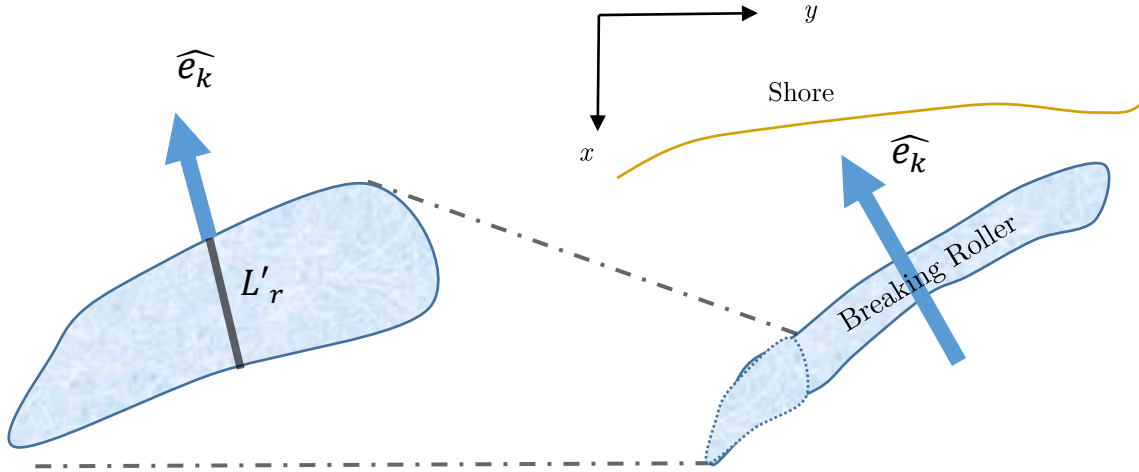


Figura 3.7: Esquema representativo visto en planta de la medición de largo de roller L'_r .

Luego la longitud medida L'_r debe ser corregida, ya que representa la proyección de la cara inclinada de la ola en el plano horizontal como se muestra en la Figura 1.4.

De esta manera se tiene:

$$L_r = \frac{L'_r}{\cos(\theta)} \quad (3.13)$$

Reemplazando en la ecuación 3.12 se obtiene finalmente:

$$D_{81} = \frac{0.11 \rho' g L'^2_r \tan(\theta)}{T} \quad (3.14)$$

3.3.2. Expansión al plano horizontal (2-D)

Con la finalidad de calcular el campo de disipación en ambas direcciones se extienden las mediciones de L'_r en ambos ejes en base a la geometría descrita por el rompimiento en función de su ángulo de propagación estimado. En la Figura 3.8 se presenta un esquema de representación donde las líneas rojas sobre la fracción del roller en rompimiento representan las componentes L'_{rx} e L'_{ry} obtenidas a partir de la longitud L'_r y el ángulo de propagación α .

$$L'_{rx} = L'_r |\cos(\alpha)| \quad (3.15)$$

$$L'_{ry} = L'_r |\sin(\alpha)| \quad (3.16)$$

De esta manera la disipación queda expresada en función de sus componentes vectoriales:

$$D_{81x} = \frac{0.11 \rho g (L'_r * |\cos(\alpha)|)^2 \tan(\theta)}{T} \quad (3.17)$$

$$D_{81y} = \frac{0.11 \rho g (L'_r * |\sin(\alpha)|)^2 \tan(\theta)}{T} \quad (3.18)$$

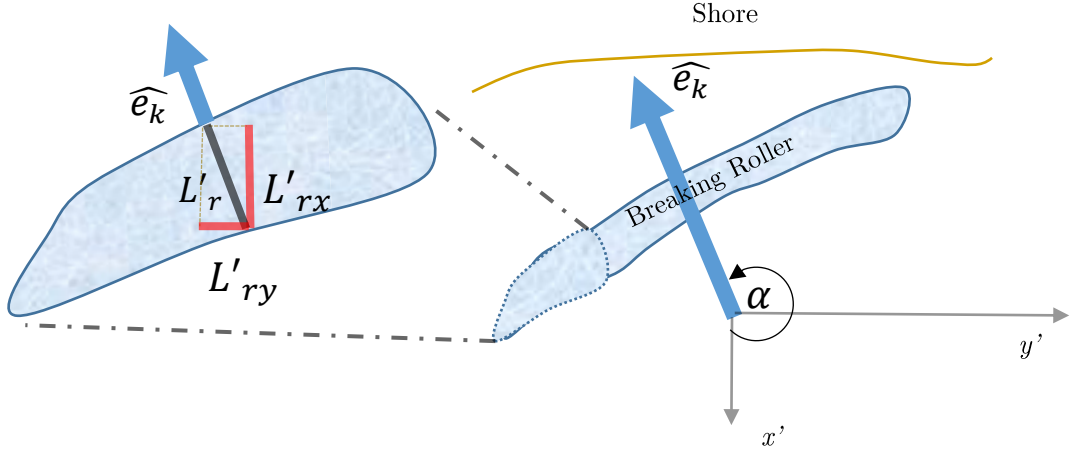


Figura 3.8: Esquema representativo visto en planta de la descomposición de largo de roller L'_r , donde L'_{rx} y L'_{ry} proyecciones de L'_r , α es el ángulo de propagación en el sistema local de la ola.

Cabe señalar que la ampliación puramente geométrica de la formulación 1-D descrita en 3.3.1 recae en la hipótesis de que la disipación es mucho más importante en la cara frontal de la ola que en los costados y por tanto no es necesario ahondar en otro modelo físico para obtener una medida estimativa de la disipación de energía en los costados.

3.4. Validación

La validación del método propuesto no resulta fácil ya que no existen instrumentos que midan de forma directa cuanta energía se está disipando producto del rompimiento del oleaje y no se disponen de más datos in situ como velocidades de corrientes, alturas de olas o mediciones de presión. Es por esta razón que un método de validación cualitativa indirecta es utilizado.

El método combina la formulación de vorticidad en la zona cercana a la costa, descrita en la sección 1.1.4 y la metodología propuesta por Haller et al. (2014) para la detección de corrientes *rip* mediante la utilización de radares.

La formulación de Bonneton et al. (2010), que relaciona la generación de vorticidad en la zona cercana a la costa con los campos de disipación, está dada por la ecuación 1.4, ahora considerando el vector e_k como:

$$e_k = \cos(\alpha)e_x + \sin(\alpha)e_y \quad (3.19)$$

Luego, reemplazando en la ecuación 1.4, se obtiene:

$$\frac{\partial \bar{\omega}}{\partial t} + \nabla(\bar{\omega} \bar{u}_0) = \nabla \times (\mp D_x e_y - D_x e_x); e_z \quad (3.20)$$

$$\frac{\partial \bar{\omega}}{\partial t} + \nabla(\bar{\omega} \bar{u}_0) = \nabla \times (-D_x \mp D_y); e_z \quad (3.21)$$

Donde e_x siempre será negativo por el sistema de coordenadas usado, mientras e_y variará su signo en función de la dirección preferente del oleaje.

Por último, aplicando el rotor al campo de disipación se obtiene la ecuación:

$$\frac{\partial \bar{\omega}}{\partial t} + \nabla(\bar{\omega} \bar{u}_0) = \left(\mp \frac{\partial D_y}{\partial x} - \left(\frac{\partial(-D_x)}{\partial y} \right) \right); e_z \quad (3.22)$$

$$\frac{\partial \bar{\omega}}{\partial t} + \nabla(\bar{\omega} \bar{u}_0) = \left(\mp \frac{\partial D_y}{\partial x} + \frac{\partial D_x}{\partial y} \right); e_z \quad (3.23)$$

Los términos a la izquierda de la ecuación corresponden a la tasa de cambio de la vorticidad media y la advección de la misma, producto de las corrientes medias. Mientras que en el lado derecho, el forzante queda expresado en función de los gradientes de disipación tanto en el eje y como en x .

Mediante esta formulación es posible ver que ante la presencia de gradientes espaciales de la disipación habrá vorticidad no nula en la zona cercana a la costa. Esta vorticidad puede ser indicativa de la presencia de *rips* como se explica en la sección 1.1.4.

Calculados los campos de disipación y sus correspondientes gradientes es posible caracterizar el forzante de la ecuación 3.22.

Ahora para saber si se está o no en la presencia de corrientes *rip*, es necesario evaluar la vorticidad presente en el entorno cercano a la costa. Esto se puede realizar en base a los campos de velocidades medidos o modelados usando la ecuación 1.5. No obstante, para efectos de este trabajo no se dispone de tal información, por lo que se hace necesario utilizar un enfoque alternativo que permita evaluar la relación entre los gradientes del campo de disipación y la existencia de *rips*.

La metodología propuesta por Haller et al. (2014) es una buena alternativa si se considera que su aplicación ha demostrado tener la capacidad de detectar corrientes *rips* por medios remotos. Las corrientes interactúan con el oleaje, haciendo que este se asomere si poseen direcciones opuestas. Este efecto provoca una alta intensidad de retorno en el radar como se aprecia en los píxeles coloreados en rojo dentro del ovalo negro en la imagen 3. 9.a. Si se construyen mapas

promediados en el tiempo de la intensidad de radar, es posible apreciar claramente el alto retorno que la interacción ola-corriente produce en el radar fuera de la zona de rompiente ($y=700-800\text{ m}$, $x = 250-350\text{ m}$ Figura 3.9.b), bajo el supuesto que la velocidad del viento es casi nula o muy baja como para producir empinamiento local de las olas y por tanto un alto retorno en la señal.

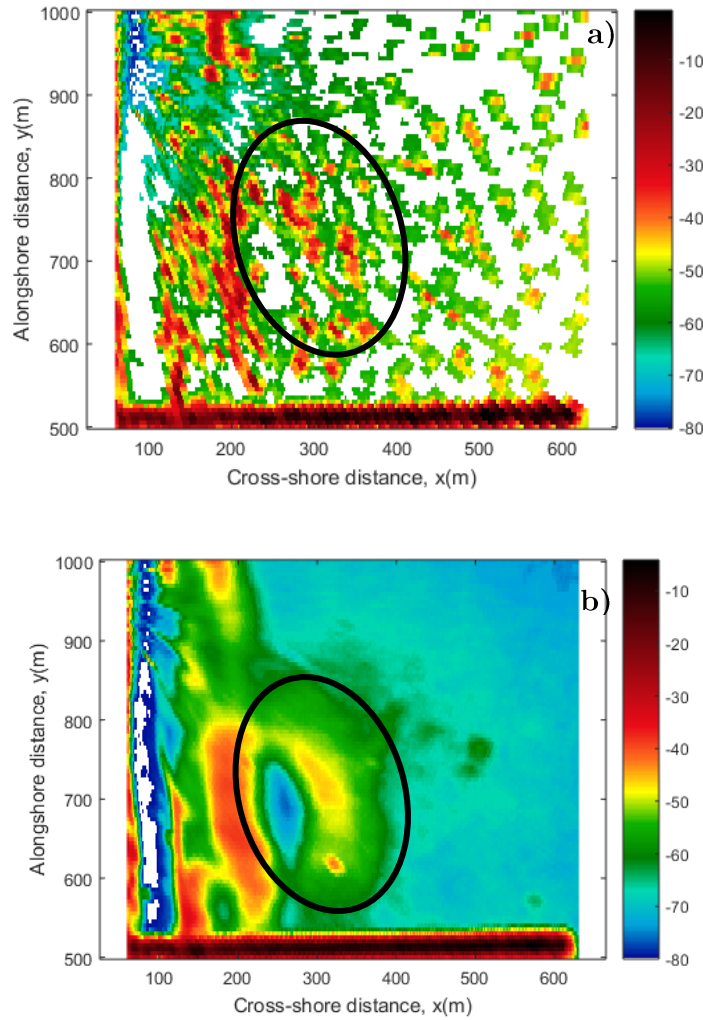


Figura 3.9: Mapas de retorno de radar para run-2 a) Mapa de retorno para un instante dado. b) Mapa de retorno promediado sobre $100 T_p$. Escala de colores intensidad de retorno dB.

De esta manera será posible realizar un análisis de índole preliminar del comportamiento espacial y temporal de los gradientes de disipación de energía, contrastando la forma y estabilidad de estos con la ocurrencia de corrientes *rips* en términos de su posición y comportamiento en el tiempo.

Capítulo 4

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En el presente capítulo se presentaran los principales resultados obtenidos a partir de la metodología propuesta. Su estructura de presentación será la comparación entre los dos set de datos utilizados para el desarrollo de este trabajo.

4.1. Características de los set de datos y análisis de correlación.

A continuación, se presentan las principales características de los sets de datos, relativas a condiciones de marea y clima de oleaje, además del análisis de correlación entre las señales de radar y video para cada set de datos.

El primer set de datos tiene una duración de 27 min, partiendo el 14 de mayo de 2008 a las 18:00 GMT (run1), mientras que el segundo tiene una duración de 15 minutos partiendo el 9 de septiembre de 2010 a las 17:59 GMT (run2). En la Figura 4.1 se muestran las series temporales de marea, periodo peak, dirección, altura significativa y velocidad del viento de cada set de datos. Es posible apreciar que las condiciones de marea de run1 y run2 son opuestas: en run1 el nivel se encuentra cerca del nivel medio, mientras que en run2 se está cerca de la bajamar, en tanto las condiciones de oleaje en aguas profundas (1 km fuera de la línea de costa) muestran al momento de análisis un clima de oleaje mucho más energético para run1 que para run2, condiciones que son resumidas en la Tabla 4.1. Por último, las condiciones de viento en el momento de análisis no superan una velocidad media de 10 m/s , lo cual es importante ya que esto garantiza que el radar es capaz de detectar la interacción de las olas con las corrientes sin interferencia.

Tabla 4.1: Clima de oleaje de aguas profundas para run1 y run2.

	T_p (s)	H_s (m)	MWD (FRF)
Run1	12.7	1.9	5°
Run2	5.8	0.7	-22°

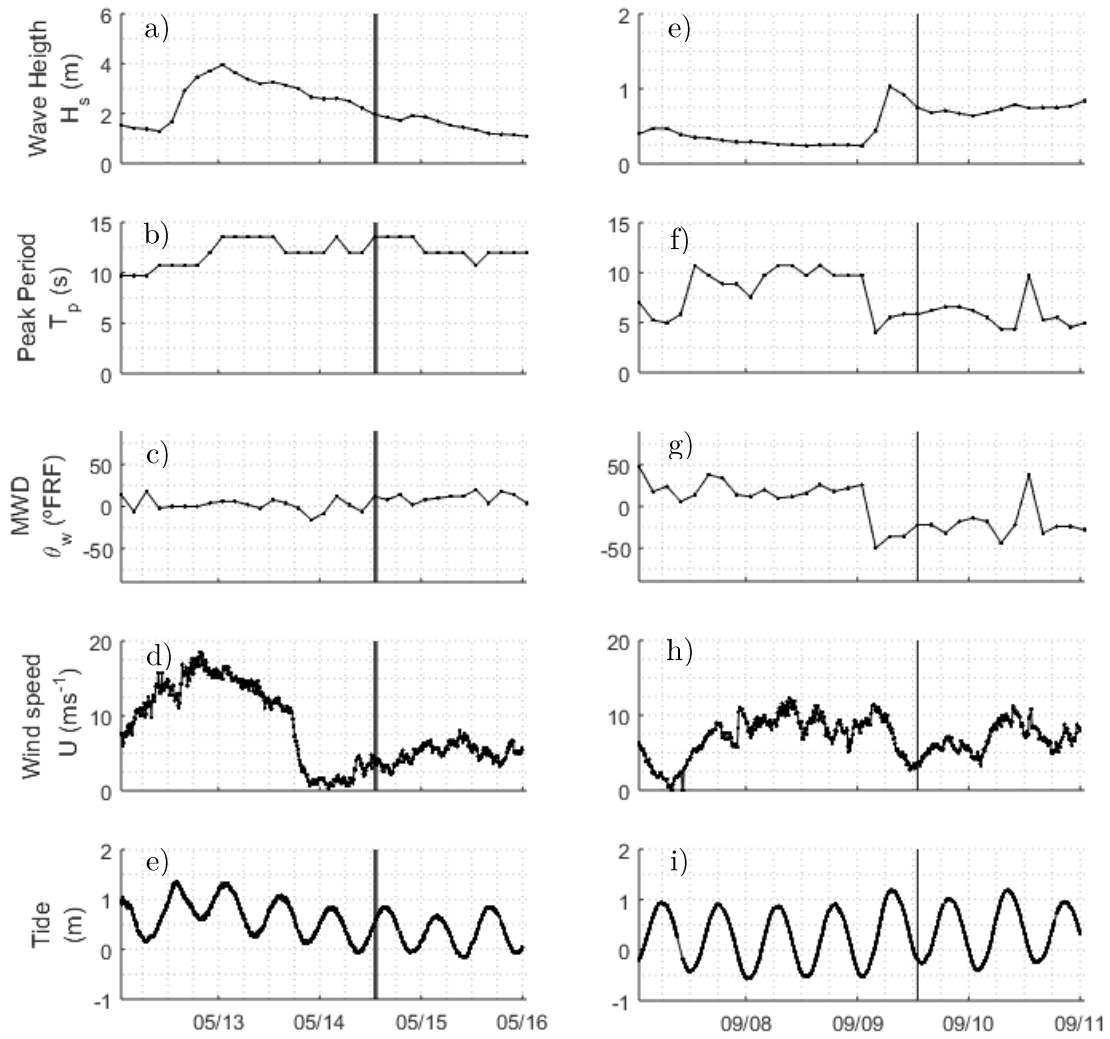


Figura 4.1 : Condiciones de oleaje, viento y marea para run1 (izquierda) y run2 (derecha), línea negra vertical indica las corridas usadas en el análisis. a) Altura significativa de ola H_s para run1 b) periodo peak T_p para run1 c) θ_w dirección media relativa al eje x del sistema coordinado FRF para run1 d) Velocidad del viento, U , para run1 e) Nivel de marea para run1. e), f), g), h), i) análogos para run2.

En la Figura 4.2 se muestra un promedio temporal de la imagen de video y radar para ambas corridas (*time*), donde es posible apreciar que existen dos zonas de alto retorno a lo largo de la coordenada y , las que corresponden a la zona sobre la barra sumergida (*outerbar*) y la zona de lavado (*swash*). Dichas zonas se caracterizan por concentrar la mayor cantidad de oleaje rompiente.

Para run1 la zona de rompimiento sobre la barra quedará comprendida en el intervalo $250\text{ m} < x < 400\text{ m}$ de distancia a la costa, mientras que para run2 la zona corresponderá a los $150\text{ m} < x < 250\text{ m}$. La Figura 4.2 muestra las zonas mencionadas, que luego son utilizadas para el cálculo de los PDF y JPDF en verde. Cabe señalar que la señal del muelle y la de los bordes entre cámaras no se utilizan en el cálculo, con la finalidad de evitar falsos retornos. Dichos bordes corresponden a las blancas demarcadas en la Figura 4.2.

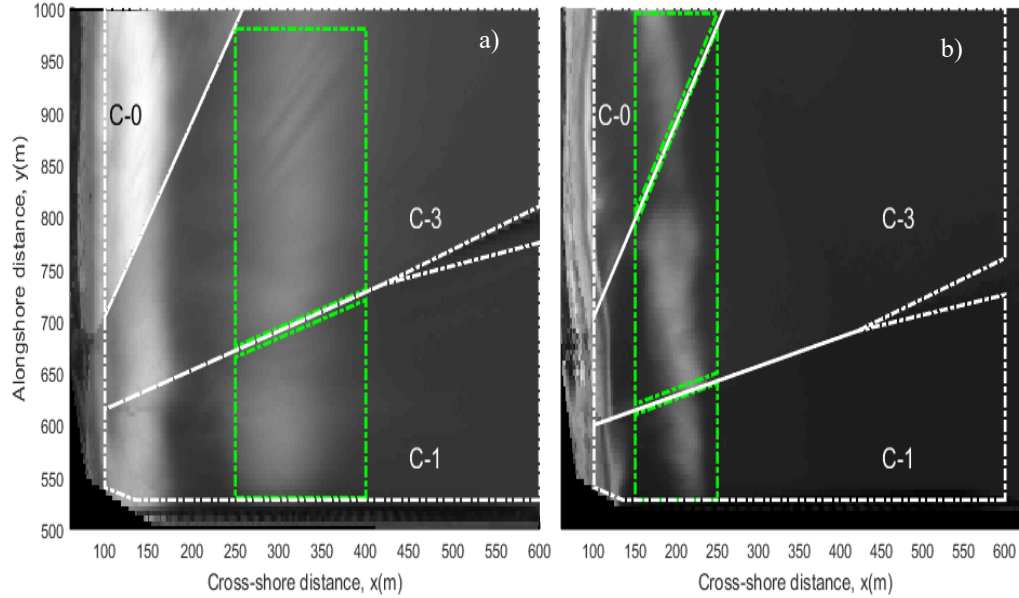


Figura 4.2: Promedios temporales de imagen de video con campo de visión de cámaras y zona de rompiente superpuestos. En blanco campo de visión de cámara0, cámara1 y cámara 3 y en verde zona de rompiente. a) *Timex* de video run1 b) *Timex* de video run2.

Una vez, obtenidos y procesados los datos según lo planteado en la sección 3.1, se aplica el análisis espectral para analizar la correlación entre las señales de video y radar. De las Figuras 4.3.c y 4.3.f se extrae, al observar los valores de coherencia al cuadrado, que tanto en run1 como en run2, existe una alta correlación en la zona de rompiente sobre la barra de arena en el rango de frecuencias seleccionado. No obstante los sectores fuera de esta zona presentan una correlación variable e intermitente, puesto que los sensores presentan diferencias en la medición, debido a que los procesos físicos que captan ambos sensores son interpretados de diferente manera. Lo último no representa un problema para el análisis ya que solo es de interés la zona de rompiente. Luego, el período peak obtenido del análisis espectral fue en promedio 13 s para run1 y 7 s para run2 lo cual está acorde con los datos obtenidos de aguas profundas.

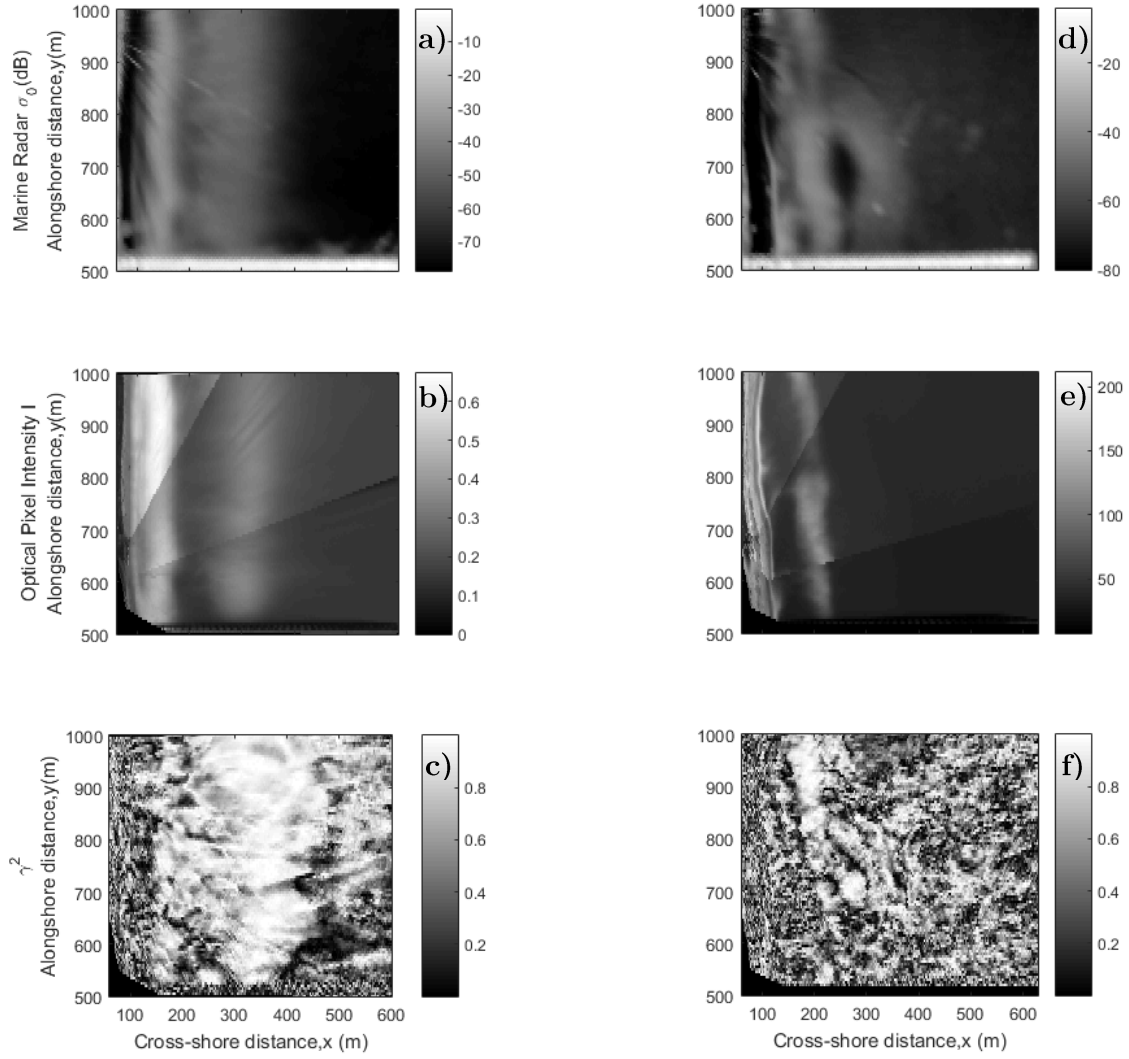


Figura 4.3: Promedios temporales de imagen de video, radar y análisis de coherencia entre señales de radar y video. a) Timex de radar para run1 b) Timex de video para run1 c) Coherencia al cuadrado entre las señales de video y radar para run1. d), e) y f) análogas para run2.

En resumen, es posible inferir, a partir de la información obtenida, que run1 posee condiciones más energéticas que run2 en términos de oleaje, lo cual se condice, en primer lugar, con la altura de ola medida en aguas profundas y la posición de la zona de rompiente, la cual, al estar más lejos de la costa, en el caso de run1, es indicativa de un oleaje con mucho más altura que interactúa antes con la costa y por tanto más energético. En tanto run2 presenta un oleaje de mayor frecuencia, pero menos energético.

4.2. PDFs y JPDF de la zona de rompiente.

Una vez definidas las zonas de rompiente dentro del campo de visión de cada cámara, se construyen los PDFs y JPDF, estudiando las mediciones de cada sensor por separado y luego en forma conjunta. Para el caso de las cámaras esto se hace de manera individual, debido a que cada una puede presentar diferencias en la ganancia de imagen que dependen de factores como el ángulo de visión, la inclinación, la suciedad en el lente o el ángulo con que la luz solar es reflejada y captada por la cámara.

En la Figura 4.4 se grafican los PDF obtenidos para cada cámara (cámara 1 y cámara 3 según Figura. 4.2.a) e instrumento en run1. El video presenta un comportamiento unimodal con su máximo en intensidades bajas ($I=50-60$) y un rango dinámico más bien acotado. Aun así, presenta un plateau de intensidades luego de $I = 70$ aproximadamente, lo que dificulta la selección del umbral debido a la presencia de espuma. En tanto el radar presenta un comportamiento bi-modal con el segundo máximo local correspondiente a la señal recibida desde el oleaje rompiente. Ambas cámaras presentan comportamientos similares.

Ahora si se combinan ambos histogramas se obtienen los JPDF de cada cámara por separado. En la Figura 4.5 es posible apreciar el segundo máximo de intensidades en la esquina superior derecha, para ambos JPDF asociado al rompimiento, tal y como se señala en la sección 3.2.3.

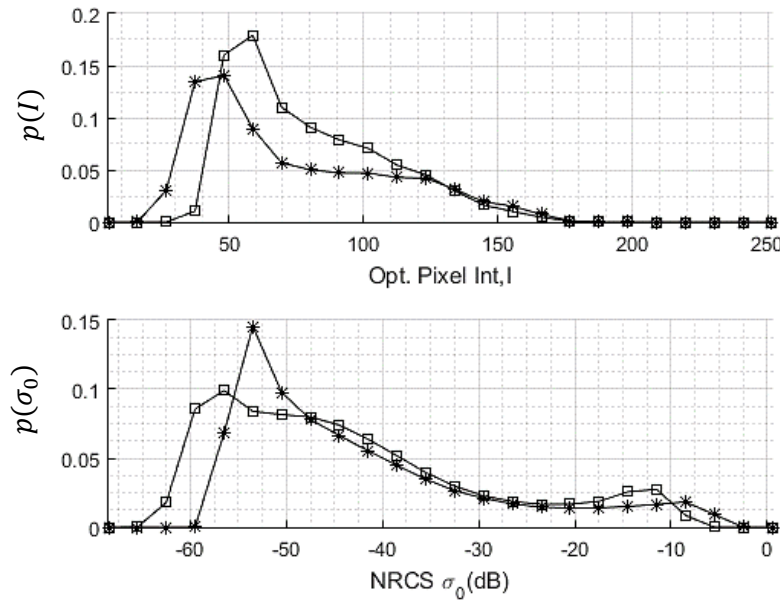


Figura 4.4: PDFs de la zona de rompiente para run1. Asteriscos corresponden a cámara 1, cuadrados a cámara 3, a) PDFs de video para run1 en ambas cámaras b) PDFs de radar en campo de visión de ambas cámaras.

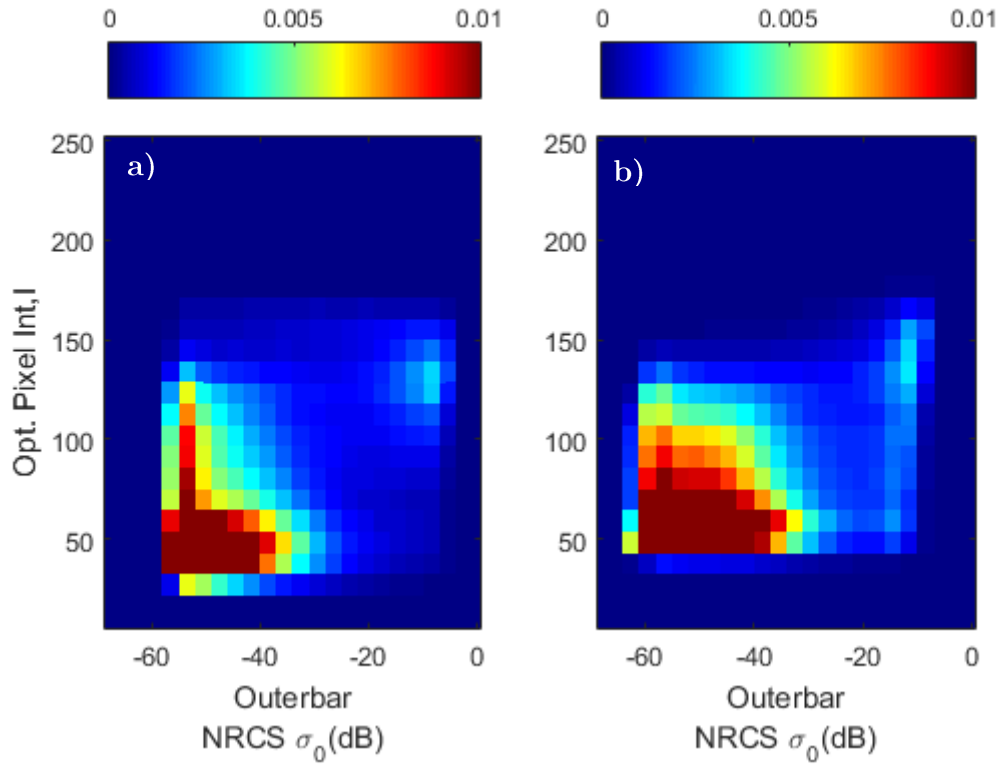


Figura 4.5: JPDFs de la zona de rompiente para run1 a) JPDF para run1 en cámara 1 b) JPDF para run1 en cámara 3.

Los resultados de JPF y JPDF para run2 son mostrados en las Figura 4.6 y 4.7 respectivamente. El rango dinámico del video es mayor en este caso con un comportamiento unimodal y un decaimiento sin presencia de plateau. En tanto el radar presenta un comportamiento bimodal débil con un rango dinámico mucho más acotado que run1. La forma de ambas PDFs puede deberse a la menor presencia de olas en rompimiento producto de la condición menos energética. Es por esta razón el segundo peak asociado a la región de rompimiento no aparece claramente identificado en la cámara 1, ya que como se ve en la Figura 4.6.b el PDF del radar en la zona de la cámara 1 resulta ser prácticamente unimodal. Esto en sí no representa un problema en la detección, ya que la automatización considera el comportamiento unimodal de las señales en la zona de rompiente.

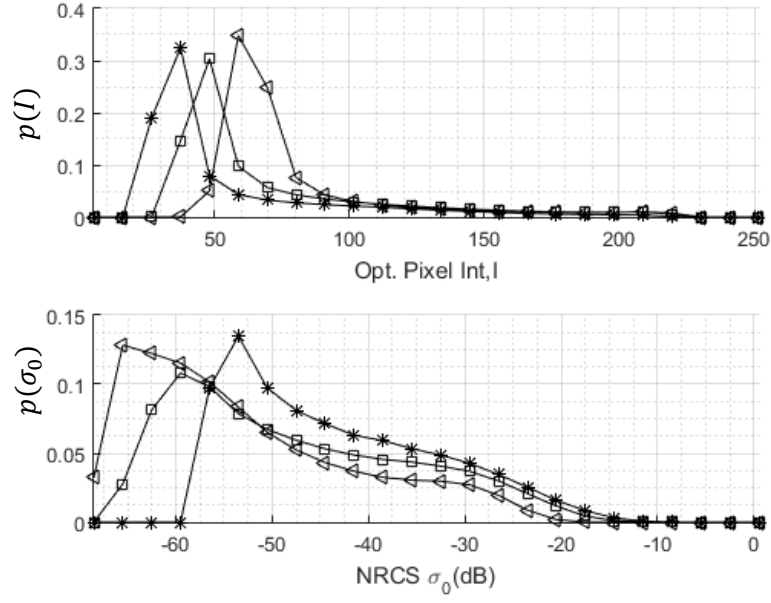


Figura 4.6 : PDFs de la zona de rompiente para run2. Triangulos corresponden a cámara 0, asteriscos a cámara 1 y cuadrados a cámara 3, a) PDFs de video para run1 en cámaras 0,1 y 3 b) PDFs de radar para run1 en cámaras 0,1 y 3.

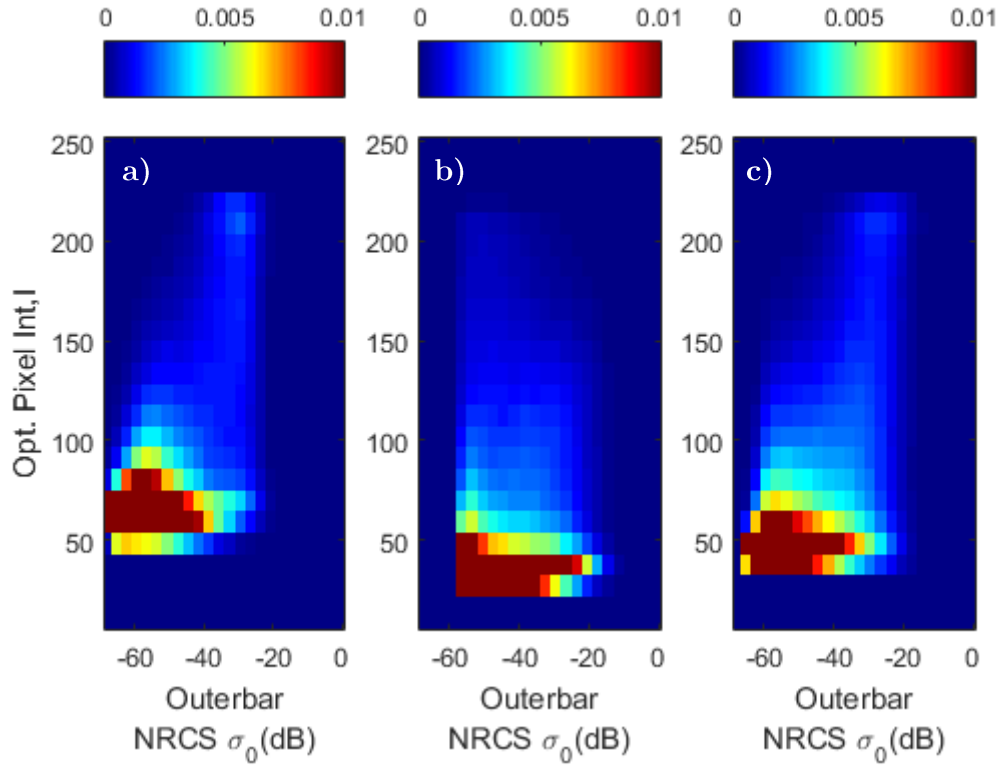


Figura 4.7: JPDFs de la zona de rompiente para run2 a) JPDF para run1 en cámara 0 b) JPDF para run1 en cámara 1 c) JPDF para run1 en cámara 3.

4.3. Umbrales y detección.

A continuación, se presentan los resultados obtenidos a partir de la metodología propuesta para la automatización de los umbrales de detección. En particular, en las Figuras 4.8 y 4.9, se muestran los umbrales obtenidos mediante los diferentes criterios para el caso de la cámara 3 en run1 y run2 respectivamente. Para las cámaras restantes el proceso es análogo.

Es posible observar que en el caso de run1 todos los criterios de selección entregan resultados acotados para el umbral de radar. Lo anterior queda de manifiesto en la Figura 4.8.b donde las líneas cian, verde y roja representan los umbrales seleccionados por el primer, segundo, y tercer criterio respectivamente. Cabe señalar el que primer criterio de selección de umbral en dicho caso se superpone con el segundo y por ello no se aprecia en la imagen. No obstante el rango de umbrales de video seleccionado por los diferentes criterios es más amplio, lo cual es señalado de manera análoga al caso del radar en la Figura 4.8.a. En particular el primer criterio entrega un umbral nulo (línea cian) debido a que no existe otro máximo local luego del máximo absoluto. En otras palabras, se está en presencia de un comportamiento unimodal, por lo que los siguientes criterios de búsqueda son determinantes. Si solo se consideran los dos últimos criterios (línea verde y roja) el resultado de la selección está completamente acotado.

En run2 se tiene una situación similar al PDF de video de run1, ya que el rango de umbrales seleccionado por los criterios es bastante amplio. Lo anterior se explica principalmente por dos motivos. En primer lugar, debido al comportamiento unimodal de las señales se da que el primer criterio (línea cian Figura 4.9.b) no es capaz de identificar un máximo local luego del máximo absoluto en el PDF de radar. Por otra parte, el umbral determinado por el primer criterio en el PDF de video (Figura 4.9.a) se debe a la discretización de los PDF, ya que ésta al ser muy amplia no permite establecer con una mejor exactitud un cruce por cero. Por tanto, nuevamente el segundo y tercer criterio son los que entregan umbrales acotados con mejores resultados en la detección. De no considerarse el comportamiento unimodal de los PDF se podría incurrir en sobre o sub estimación en la detección del rompimiento.

Así los umbrales obtenidos para cada set de datos y cámaras quedan resumidos en la **tabla 4.1 y 4.2** para video y radar respectivamente.

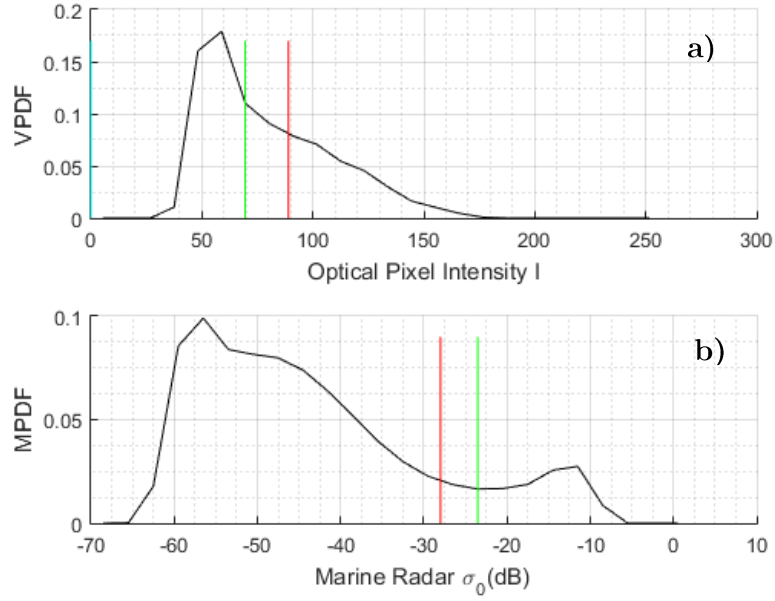


Figura 4.8: PDFs de la zona de rompiente para run1 en cámara 3, línea vertical, cian corresponde a umbral automático por primer criterio; verde y rojo, segundo y tercer criterio respectivamente. a) PDF de video para run1 en campo de visión de cámara 3 b) PDF de radar para run1 en campo de visión de cámara 3.

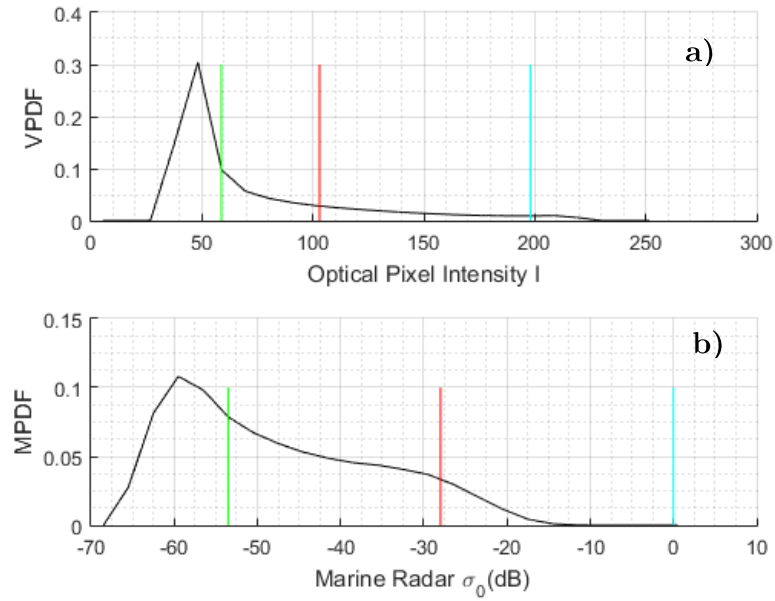


Figura 4.9: PDFs de la zona de rompiente para run2 en cámara 3, Línea vertical, cian corresponde a umbral automático por primer criterio, verde y rojo, segundo y tercer criterio respectivamente. a) PDF de video para run2 en campo de visión de cámara 3 b) PDF de radar para run2 en campo de visión de cámara 3.

Tabla 4.2: Umbrales de video automáticamente seleccionados.

	Cam0	Cam1	Cam3
Run1	-	85	89
Run2	103	80	103

Tabla 4.3: Umbrales de radar automáticamente seleccionados (dB)

C	Cam0	Cam1	Cam3
Run1	-	-28	-28
Run2	-28	-28	-28

Luego las zonas de rompiente en los JPDPF pueden ser obtenidas a partir de los intervalos definidos en 3.2.3. En la Figura 4.10 se muestran los JPDPF para la cámara 3 tanto en run1, como en run2, con sus respectivos umbrales, donde se observan las zonas previamente definidas en la sección 3.2.3. Dichas zonas quedan delimitadas por los umbrales seleccionados graficado en líneas segmentadas rojas.

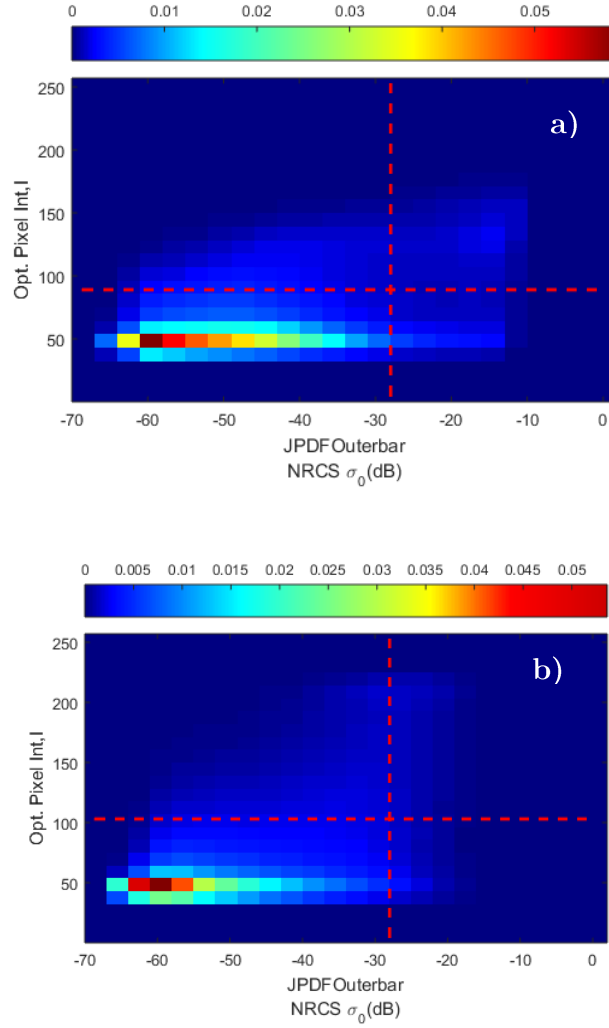


Figura 4.10: Ejemplos de JPDFs de la zona de rompiente en cámara 3 con sus respectivos umbrales automáticamente seleccionados para a) run1 y b) run2.

Ahora para corroborar que los umbrales seleccionados entregan buenos resultados, se realiza un análisis de sensibilidad respecto del umbral que presente más variación.

Para run1 se mantiene fijo el umbral de detección del radar y se varía el umbral de video, mientras que para run2 se mantiene fijo el umbral de video y se varía el umbral de radar. Los resultados son mostrados en la Figura 4.11 y Figura 4.12, donde se presentan *timestacks* en la posición $y = 620$ (m) e $y = 700$ (m), para run1 y run2 respectivamente, con la superposición de las máscaras de detección asociadas a los diferentes pares de umbrales. Dichas posiciones son seleccionadas arbitrariamente.

En el set de datos run1 la sensibilidad al umbral de video es alta por lo que una buena elección de este es determinante en la detección del rompimiento es evidente que, para que el primer par de umbrales (cian) se tiende a sobreestimar la detección y para el tercer par de umbrales (verde) se subestima. Así los umbrales que determinan la máscara de rompimiento en rojo se constituyen como los más idóneos (según inspección visual) y se confirma que el algoritmo de auto detección funciona correctamente.

Run2 presenta mayor sensibilidad al umbral de radar debido a su comportamiento homogéneo en el PDF, no obstante las diferencias no son tan significativas como en run1. El comportamiento de los pares es análogo a run1.

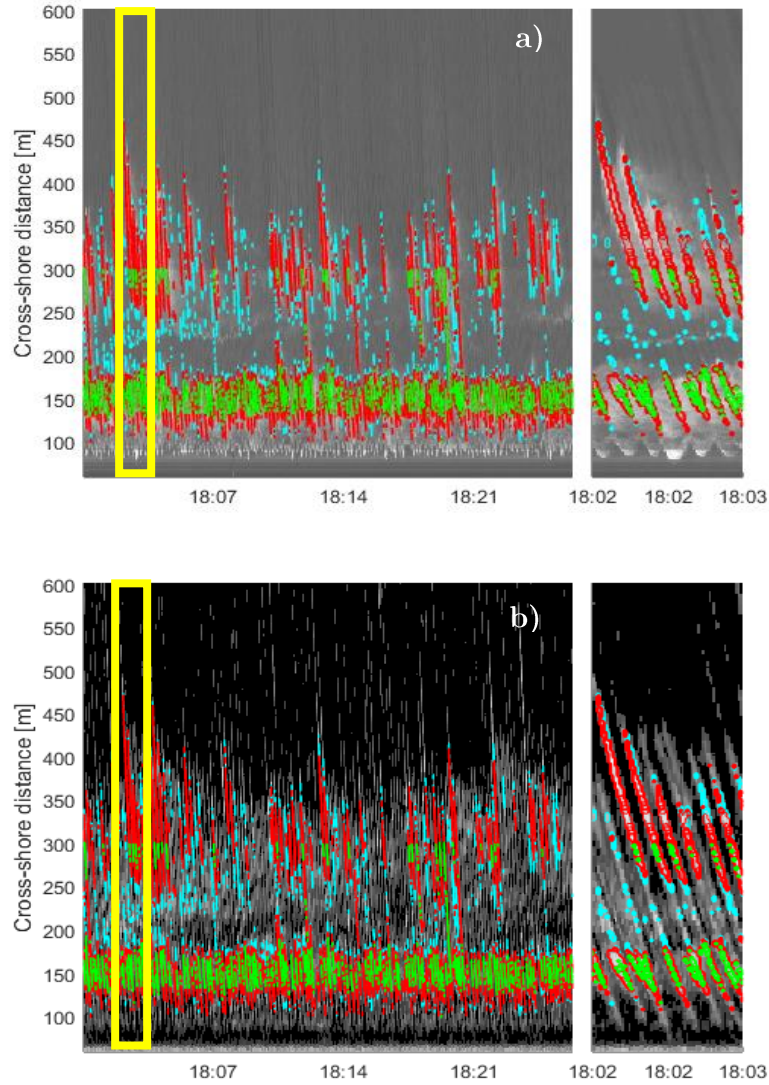


Figura 4.11: *Timestack* de video y radar en $y = 690$ m (cámara 3) en run1 con máscaras de rompimiento para diferentes pares de umbrales (σ_0^t, I^t) . En amarillo intervalo mostrado a la derecha. En cian $(-28$ dB ,50), rojo $(-28$ dB ,85) y verde $(-28$ dB ,150). a) *Timestack* de radar en $y = 690$ m b) *Timestack* de video en $y = 690$ m.

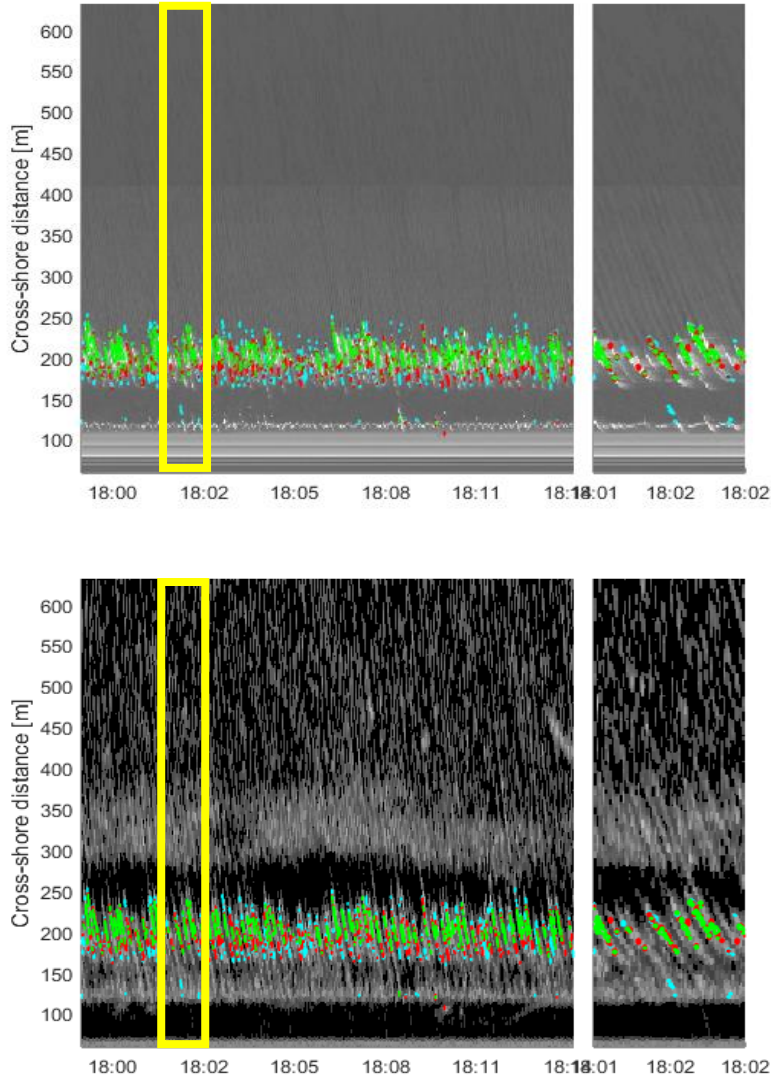


Figura 4.12 : *Timestack* de video y radar en $y = 690 \text{ m}$ (cámara 3) en run2 con máscaras de rompimiento para diferentes pares de umbrales (σ_0^t, I^t) . En amarillo intervalo mostrado a la derecha En cian $(-58 \text{ dB}, 103)$, rojo $(-28 \text{ dB}, 103)$ y verde $(-20 \text{ dB}, 103)$. a) *Timestack* de radar en $y = 690 \text{ m}$ b) *Timestack* de video en $y = 700 \text{ m}$.

Luego si se observa la máscara de rompimiento en rojo es fácil apreciar que, en primer lugar, la diferencia en la magnitud energética del rompimiento entre un set de datos y el otro. En segundo lugar, resulta clara la presencia de grupos de olas en run1 con una extensión del rompimiento en la coordenada x modulada en el tiempo, no así en run2 en donde el rompimiento ocurre en una banda más bien homogénea y de ancho fijo mucho menor, sobre lo que probablemente sea una barra sumergida de menor tamaño.

Una vez seleccionados y confirmados los umbrales de detección es posible construir máscaras de rompimiento, las cuales son procesadas de manera de identificar las áreas en rompimiento de cada cuadro de video con un único número identificador, así las áreas quedarán indexadas como se muestra en la Figura 4.13. Lo último permite efectuar el seguimiento de centroides y la determinación eventos de rompimiento en el tiempo.

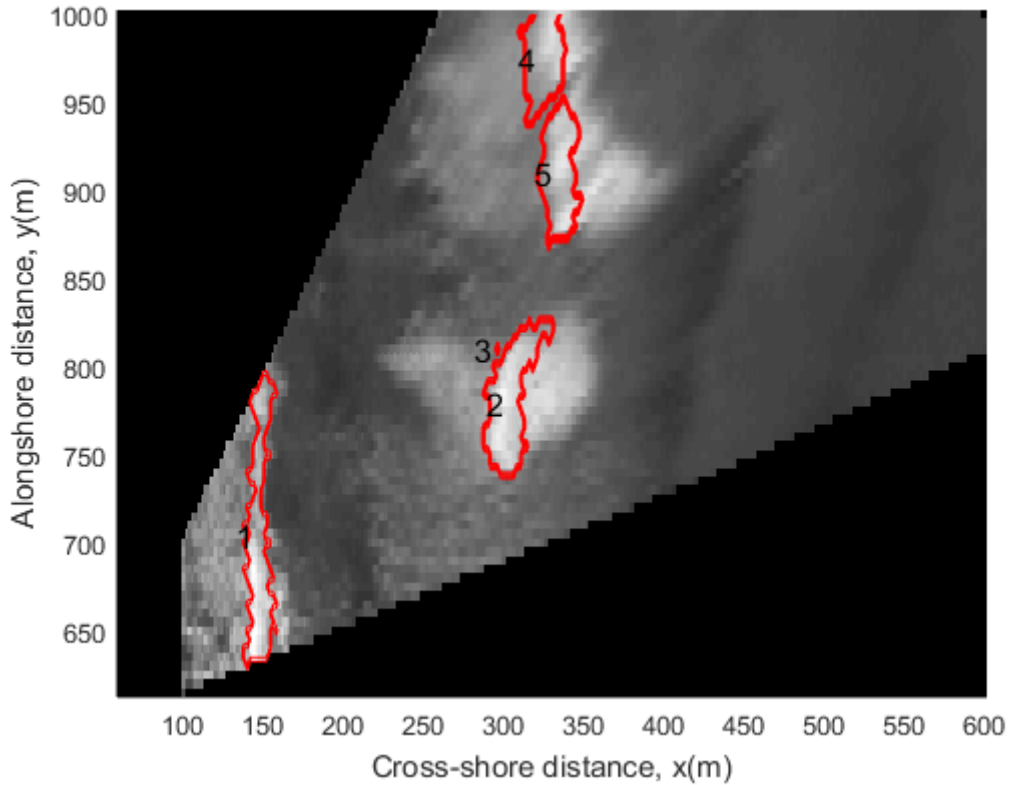


Figura 4.13: Imagen de video con mascara de rompimiento en rojo para la cámara 3 de run1. Valores numéricos corresponden al identificador asignado al área en rompimiento.

Cabe señalar que áreas menores a 4 píxeles son eliminadas por considerarse errores en la detección, por ejemplo, el área 3 de la Figura 4.13 no fue considerada en el análisis posterior. Lo anterior se realiza para cada cámara y set de datos.

4.4. Aislación de eventos y características del rompimiento.

Al aplicar el criterio de seguimiento dado en la sección 3.2.4. Se obtienen los eventos de rompimiento de cada campo de visión de cada cámara por separado.

El número total de eventos correctamente aislados en run1 fue de 1740 (*62 eventos/min*) con una duración promedio de 6 s. Mientras que para run2 fue de 1544 (*102 eventos/min*) con una duración promedio de 4 s. Estos resultados son concordantes con las condiciones de oleaje y la duración de las corridas, ya que la cantidad de eventos debe ser consecuente con la frecuencia y al tamaño de las áreas en rompimiento en la región de análisis. De esta manera se tiene que run1

tiene menor cantidad de eventos simultáneos lo cual indica mayor tamaño de eventos, lo que se relaciona con un clima de oleaje mucho más energético en comparación con run2, donde el número de eventos simultáneos es casi el doble. Asimismo, la duración promedio de los eventos entrega información referencial de que tan rápido se disipa la energía a medida que la ola rompe, ya que un evento más corto implica que el tiempo de vida del roller es más corto y por tanto su energía se disipa más rápido, dependiendo de la cantidad de energía inicial disponible.

Ahora bien, el número de eventos correctamente aislados debe tomarse como parámetro referencial por tratarse de una cantidad mínima. Debido a que el algoritmo no relaciona todas las áreas en rompimiento como áreas de un único evento, más eventos podrían estar ocurriendo simultáneamente. Este hecho no afecta al cálculo de la disipación de energía, ya que estas áreas que no son indexadas a un evento, reciben un tratamiento especial a la hora de estimar la disipación de energía, pues se consideran como áreas aisladas en rompimiento cuyo ángulo de propagación es 0° .

Por otra parte, la duración promedio de los eventos también debe considerarse solo como referencial, especialmente ante una condición de oleaje energético como en run1 donde algunos eventos comienzan muy lejos de la costa, al inicio de la barra sumergida ($x = 400\text{ m}$), y finalizan muy cerca de ella. Estos eventos de oleaje extremo son apreciados en run1 y el algoritmo no los identifica como un evento unitario ya que en su recorrido hacia la costa el roller comienza a disgregarse, lo que se detecta como eventos separados, aun cuando visualmente se esté en presencia de un evento único.

Algunas de las formas típicas de oleaje rompiente son captadas por el algoritmo. Por ejemplo en run1 es posible captar eventos de gran magnitud espacial por sobre la barra sumergida, los cuales cubren grandes distancias en el eje paralelo a la costa ($O(200\text{ m})$) como se ejemplifica en la esquina superior derecha de la Figura 4.14 y eventos en formación diamante, los cuales a medida que la ola rompe se expanden y luego se contraen por la disipación de energía (esquina superior izquierda y cuadros inferiores). En el run2 resulta más difícil captar oleaje rompiente con formas características ya que su duración es muy corta, lo que no permite trazar una rompiente estructurada. En la Figura 4.14 es posible apreciar más formas características de rompimiento obtenidas a partir del seguimiento de centroides en run1 cámara 3.

La información referente a cada área y evento es usada para estimar el ángulo de propagación con el método propuesto en la sección 3.2.4. En las Figuras 4.15 y 4.16 se muestra a modo ejemplo el seguimiento del centroide de área a medida que este se propaga para los eventos caracterizados en run1 y run2. En rojo se representa el cambio cuadro a cuadro de la posición del centroide de área, mientras que en verde el cambio total del centroide de área, desde el inicio del evento al término de este.

Es importante destacar en la Figura 4.15 el cambio local en rojo en la mitad del evento hacia una dirección prácticamente opuesta a la dirección de propagación. Esto ejemplifica por qué se debe usar la variación total de la posición del centroide de área, en vez de la variación local, en la determinación de la dirección de propagación del oleaje. La variación local y la orientación de las áreas en el espacio no son indicativas de la dirección de propagación del oleaje, debido a un fenómeno de carácter físico y otro de carácter instrumental. En primer lugar, se puede tener un rompimiento oblicuo a la línea de costa, sin embargo, este puede tener un ángulo de propagación

distinto de 0° . Por otra parte, el cálculo de la inclinación de las áreas en el procesamiento de imágenes usa un algoritmo de componentes principales, que con una buena resolución de imagen calcula adecuadamente el ángulo que describen las áreas en relación a la línea de costa, pero que, debido a la baja resolución espacial del arreglo configurado, resulta altamente sensible a modificaciones de un cuadro a otro, principalmente por pequeños cambios de forma en las áreas de rompimiento. Este comportamiento justifica el uso de un criterio de búsqueda basado en el desplazamiento total del centroide se hace necesario.

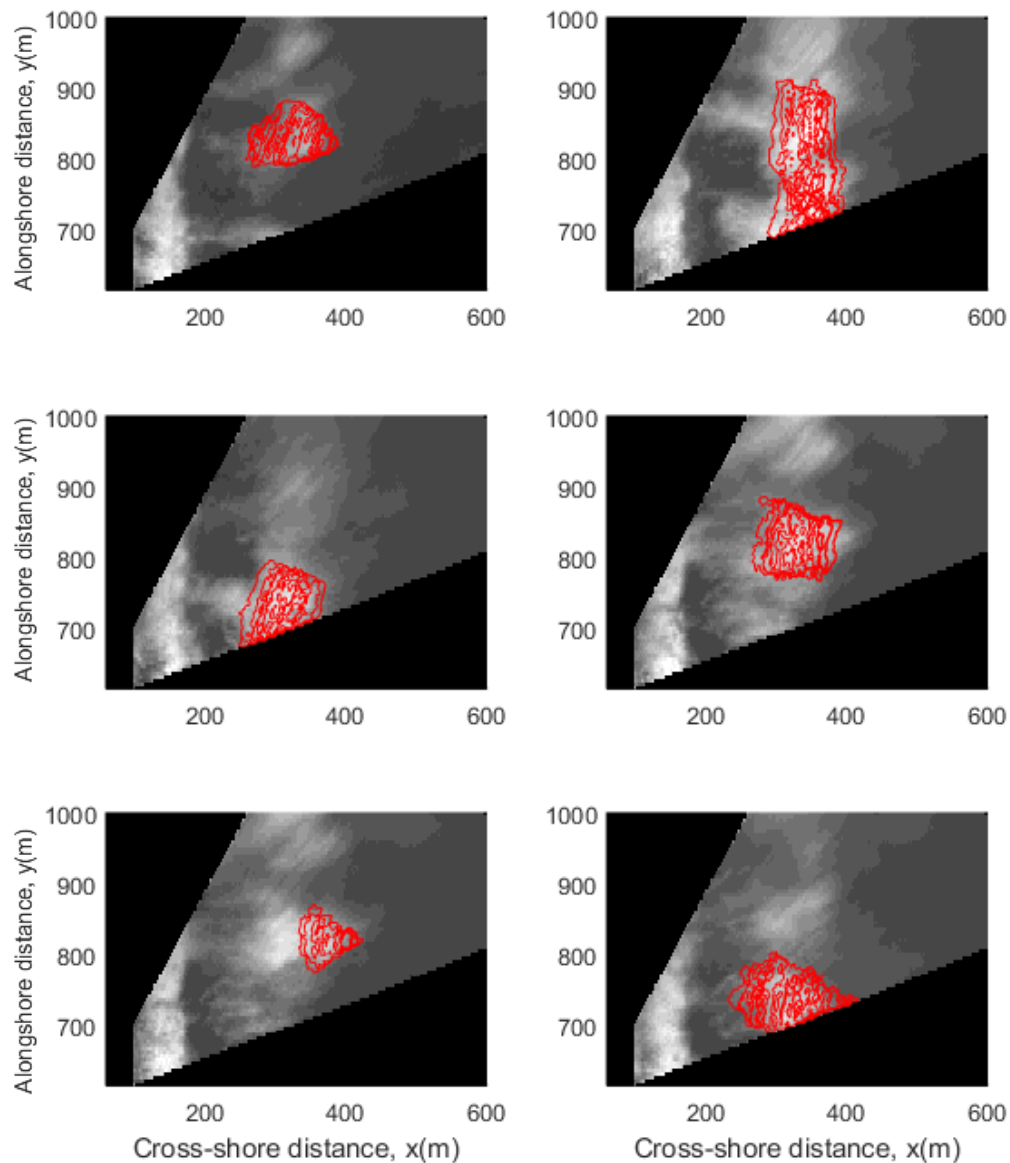


Figura 4.14: Múltiples ejemplos de eventos aislados en run1, campo de visión cámara 3. En rojo mascara de rompimiento; en escala de grises promedio temporal de imagen de video sobre duración de evento.

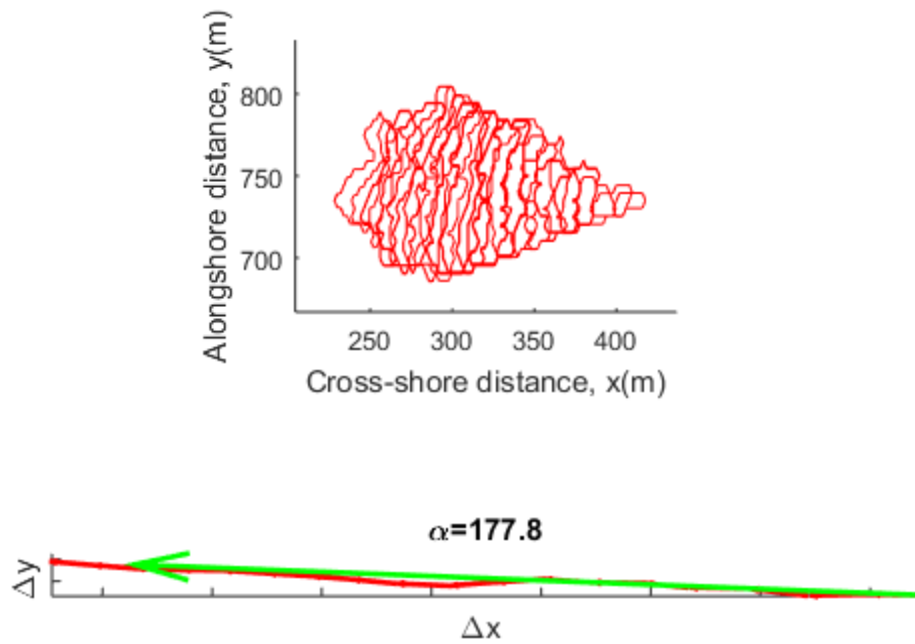


Figura 4.15: Superior: evento aislado en forma triangular en run1. Inferior: en rojo cambio local del centroide de área; en verde cambio total del centroide área de evento.

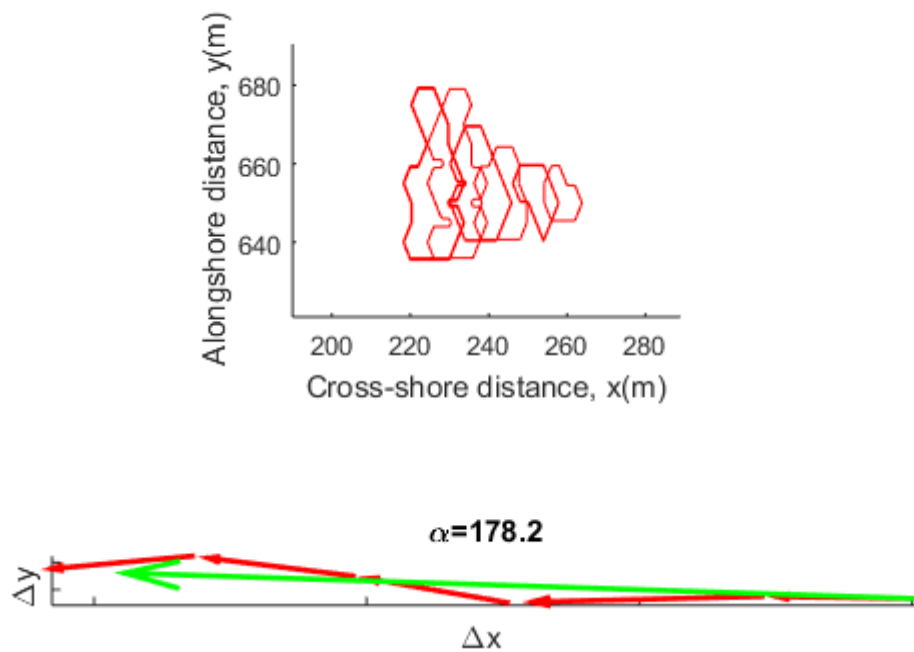


Figura 4.16: Superior: evento aislado en forma triangular en run1. Inferior: en rojo desplazamiento local cuadro a cuadro, del centroide de área, en verde desplazamiento total del centroide área de evento.

Luego el proceso es repetido para cada evento identificado y el ángulo estimado es almacenado e indexado al número de evento correspondiente. Esta información es usada para realizar un análisis estadístico del ángulo de propagación estimado, el cual se presenta en la Figura 4.17 para ambas corridas.

El resultado del análisis estadístico confirma que el oleaje producto de la refracción alcanza la costa con un ángulo de propagación cuasi normal. En las Figuras 4.17.a y 4.17.b se muestran los histogramas de ángulos medidos para los eventos identificados. En el caso de run1 se puede apreciar que el ajuste del histograma en línea roja segmentada entrega una distribución normal con media 179.8° y una desviación estándar de 6.6° , lo que indica que prácticamente todos los eventos de rompimiento tuvieron un ángulo de propagación prácticamente normal a la línea de costa. En tanto para run2 el comportamiento es similar, pero con un rango de variabilidad ligeramente mayor, que es concordante con los parámetros de aguas profundas en donde run2 presenta un oleaje más oblicuo que run1 (Figura 4.1). Aun así, se puede considerar el comportamiento del ángulo de incidencia como normal con una media de 181° , es decir, prácticamente normal a la línea de costa.

El hecho de que sea oleaje normal a la costa es usado en el tratamiento de las áreas que no fueron relacionadas a eventos unitarios por el algoritmo. Así para dichas áreas, automáticamente se asigna un ángulo de incidencia normal a la línea de costa. Luego todas las áreas de rompimiento quedan caracterizadas por su índice, evento y ángulo asociado, información que es utilizada para la estimación del largo del roller.

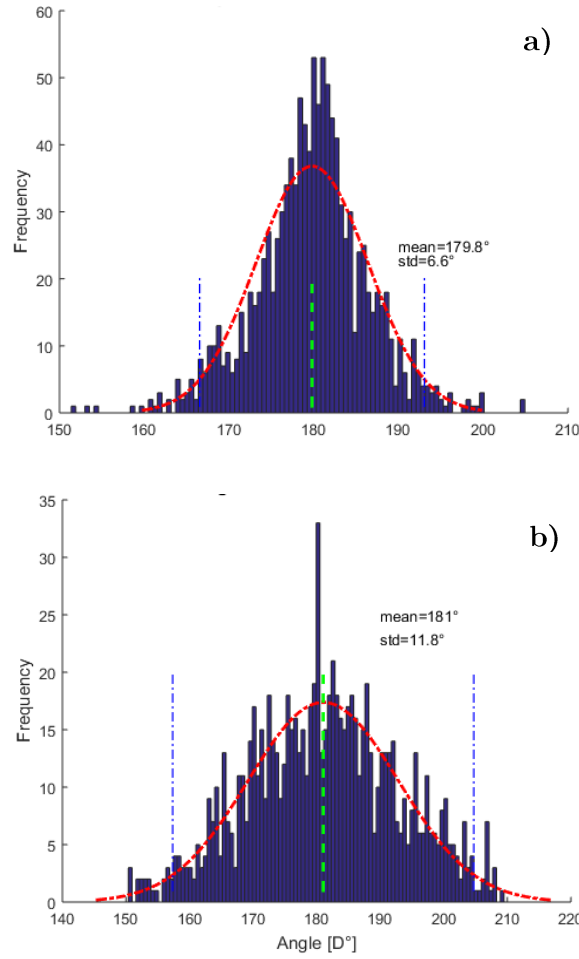


Figura 4.17: Histogramas de ángulos estimados. En rojo ajuste de distribución normal. Líneas verticales, verde: media, azules: dos veces la desviación estándar a) Histograma de ángulos estimados para run1 b) Histograma de ángulos estimados para run2.

4.5. Campos de disipación de energía (2-D)

La longitud de roller proyectada L'_r , es medida como se indica en la Figura 3.8. Previo al cálculo de la disipación se analizan las magnitudes de las componentes L'_{rx} e L'_{ry} ocupando los ángulos de propagación estimados con anterioridad. Tomando en cuenta que los ángulos de propagación estimados se encuentran con un 95% de probabilidad en el rango $[170^\circ < \alpha < 186^\circ]$ para run1 y $[169^\circ < \alpha < 193^\circ]$ para run2, es posible considerar que α es normal a la costa por lo que $L'_{ry} \approx 0$. $[0.97 < |\cos(\alpha)| < 0.98]$; $[0.19 < |\sin(\alpha)| < 0.22]$

Lo anterior es ejemplificado en la Figura 4.18, ya que aun si se considera la rotación por el ángulo de propagación, la mayor diferencia en la medición del largo no supera el 3% lo cual puede ser visto en la diferencia entre el largo medido sin rotar (línea negra con cuadrados) y el largo medido rotado, es decir la proyección (línea azul con asteriscos) en distintas áreas de un mismo evento. Lo anterior se ocurre en todas las áreas analizadas. Por ende, no se comenten grandes errores en la estimación de L'_r ya que las longitudes permanecen prácticamente invariantes.

El resultado anterior tiene implicancias en la estimación de la disipación de energía en dos dimensiones, ya que la formulación planteada en la sección 3.3.2 considera la descomposición vectorial de L'_r en el cálculo de las componentes del vector $\overrightarrow{D_{81}}$, de esta manera se tiene que $L'_{rx} \gg L'_{ry} \Rightarrow D_{81x} \gg D_{81y}$. Por lo que de aquí en adelante solo se considerará la componente transversal L'_{rx} para la estimación de la disipación de energía.

El resultado anterior es válido solo para los sets de datos ocupados en este trabajo, y su aplicación a otros climas de oleaje deberá seguir el procedimiento descrito en la metodología. La rotación de las áreas y la medición de largo en la dirección de propagación, deben realizarse previo a la estimación de la disipación de energía de modo de evitar una sobre o sub estimación de esta cantidad. No obstante trabajos teóricos muestran que esta consideración es correcta (Barthélemy, 2017)

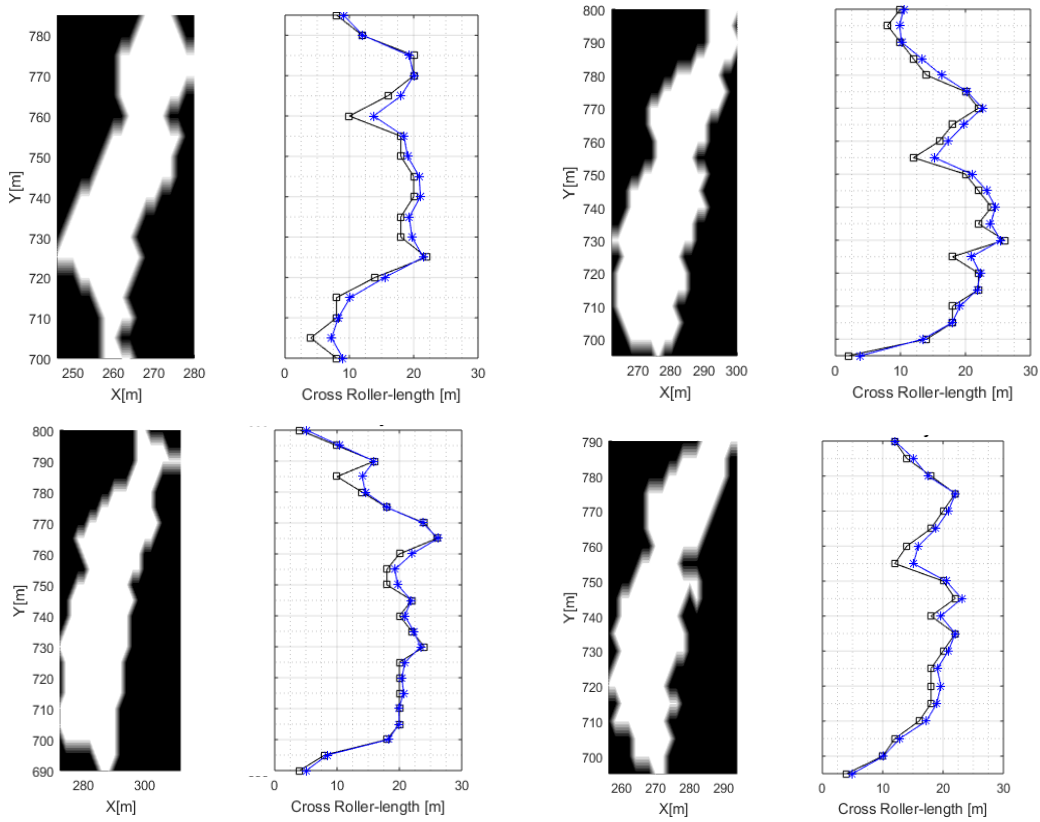


Figura 4.18: Múltiples ejemplos de áreas de rompimiento (en blanco con fondo negro) con su correspondiente medición de largo para cada posición en el eje y . Línea negra con cuadrados: largo medido sin rotar, línea azul con asteriscos: largo medido considerando rotación.

Luego el largo L'_{rx} es considerado equivalente a L'_r . En la Figura 4.19, se muestra la serie temporal del largo promedio de los eventos medidos en cada cuadro.

Es posible apreciar como el largo promedio del rompimiento se encuentra ligeramente modulado por la presencia de grupos de olas en run1 con un promedio cercano a los 14 m, mientras

que en run2 no existe clara tendencia que evidencie modulación, en tanto su promedio de longitud del roller es cercano a los 6 m.

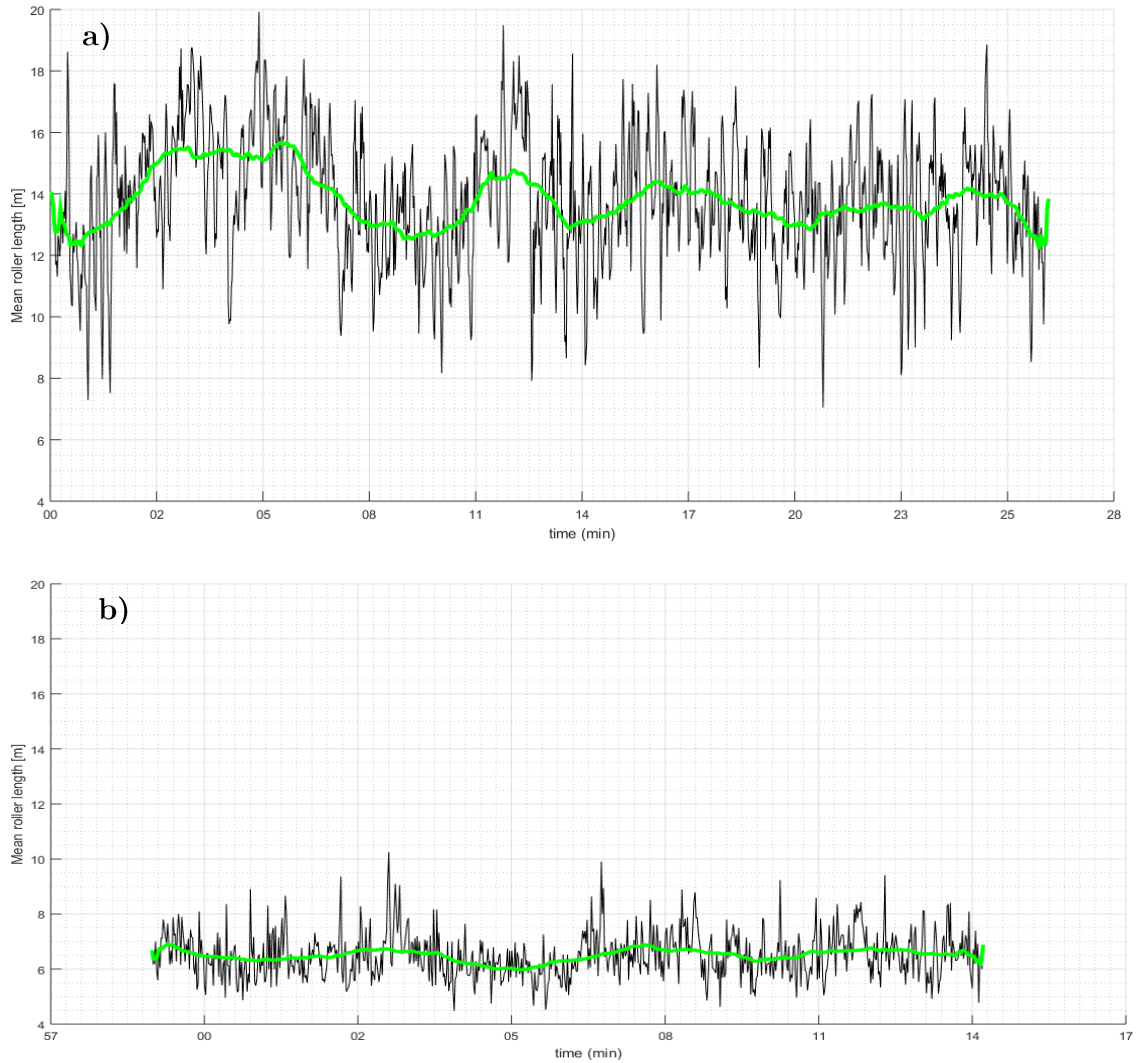


Figura 4.19: Serie de tiempo de largo promedio de eventos por cuadro en línea negra continua. Media móvil de longitud T_p de la serie de tiempo anterior en línea verde continua. a) caso run1 b) caso run2.

El ángulo de inclinación del roller θ , es en este trabajo el único parámetro físico libre. Al no poseer información in-situ que permita estimar dicho ángulo se debe asumir un ángulo representativo del oleaje. Las mediciones realizadas por Carini et al., 2014 en las mismas instalaciones entregan un intervalo de 2° - 8° lo cual está dentro del rango descrito en la literatura de 2° - 24° . (Duncan, 1981; Dally y Brown, 1995; Reniers and Battjes, 1997; Ruessink et al. 2001; Haller and Catalán, 2009, Flores et al. 2013).

Finalmente, el valor de ángulo de inclinación θ , es considerado como el máximo valor encontrado en las mediciones de campo realizadas por Carini et al., 2014. La elección, al no poder ser contrastada con mediciones in-situ, tiene su justificación esencialmente en el comportamiento

promedio del largo del roller y en la altura significativa de las olas. Si se considera que el promedio de largo de roller proyectado es aproximadamente 14 y 6 m para run1 y run2 respectivamente, un ángulo de 8° de inclinación, entregaría alturas de olas en rompimiento no superiores a 3 m y 1 m respectivamente lo cual es un criterio conservador considerando que la H_s en aguas profundas para run1 es 2 m y 1 m para run2, si se eligiera un ángulo muy grande o muy pequeño se perdería consistencia física en las consideraciones, ya que al considerar ángulos bajo 5° la altura de ola sería muy pequeña y sobre 15° la altura de ola estaría muy por sobre el dato de aguas profundas, aun cuando se considere asomeramiento.

Luego la densidad del roller es tomada como 60% de la densidad media del mar $\rho_{sea} = 1025(\frac{kg}{m^3})$, así $\rho_{roller} = 615(\frac{kg}{m^3})$ (Duncan, 1981)

Así, medido L'_{rx} , caracterizado el ángulo de inclinación θ y la densidad de roller ρ_{roller} , considerando además que un pixel cubre un área de $10m^2$, se obtienen los mapas de disipación en dos dimensiones para ambos sets de datos. En la Figura 4.20 se muestra los mapas de disipación promediados en diferentes escalas temporales. Dichos mapas son construidos al promediar la tasa de disipación estimada mediante el modelo D81 en cada pixel durante una ventana de tiempo dada. La estructura del campo de disipación y su magnitud presentan notables diferencias entre un set de datos y otro.

En primer lugar, respecto a la estructura espacial de la disipación, resulta evidente que en run1 la disipación de energía se encuentra concentrada en dos zonas: la zona de rompimiento en la orilla y la zona de rompimiento sobre la barra sumergida, la última con una extensión de 150 m. Su estructura es más bien homogénea y no presenta grandes diferencias espaciales o concentraciones a lo largo del eje longitudinal. En tanto en run2, la energía es disipada sobre la barra sumergida, de manera no homogénea y con una extensión de 70 m aproximadamente. Cabe señalar que la zona de rompimiento sobre la orilla no es captada en el caso de run2.

Respecto a la magnitud de la disipación, las diferencias son significativas. La razón entre run1 y run2 tanto en lo referente a la tasa de disipación, como a la disipación total, es en promedio de 2:1.

En run2 es destacable la existencia de grandes diferencias o gradientes a lo largo de la dirección longitudinal, en especial la persistencia de no rompimiento en el tramo $y=800-850$ m, lo que podría ser evidencia de la presencia de una corriente rip.

Por último, resulta evidente al observar las Figuras 4.20.c y 4.20.d la discontinuidad en la estimación de la energía total disipada entre la cámara 3 y cámara 1 al final de la barra de rompiente (tramo $x=300-400$, $y=650-750$ en 4.20.c; tramo $x=200-250$, $y=600-650$ en 4.20.d), lo que no es importante pues no afecta en el análisis cualitativo de la existencia de la corriente rip, de manera que solo se hace énfasis en la estructura general de la distribución espacial de la disipación. Mayor análisis de esta diferencia se lleva a cabo en la subsección 4.7.

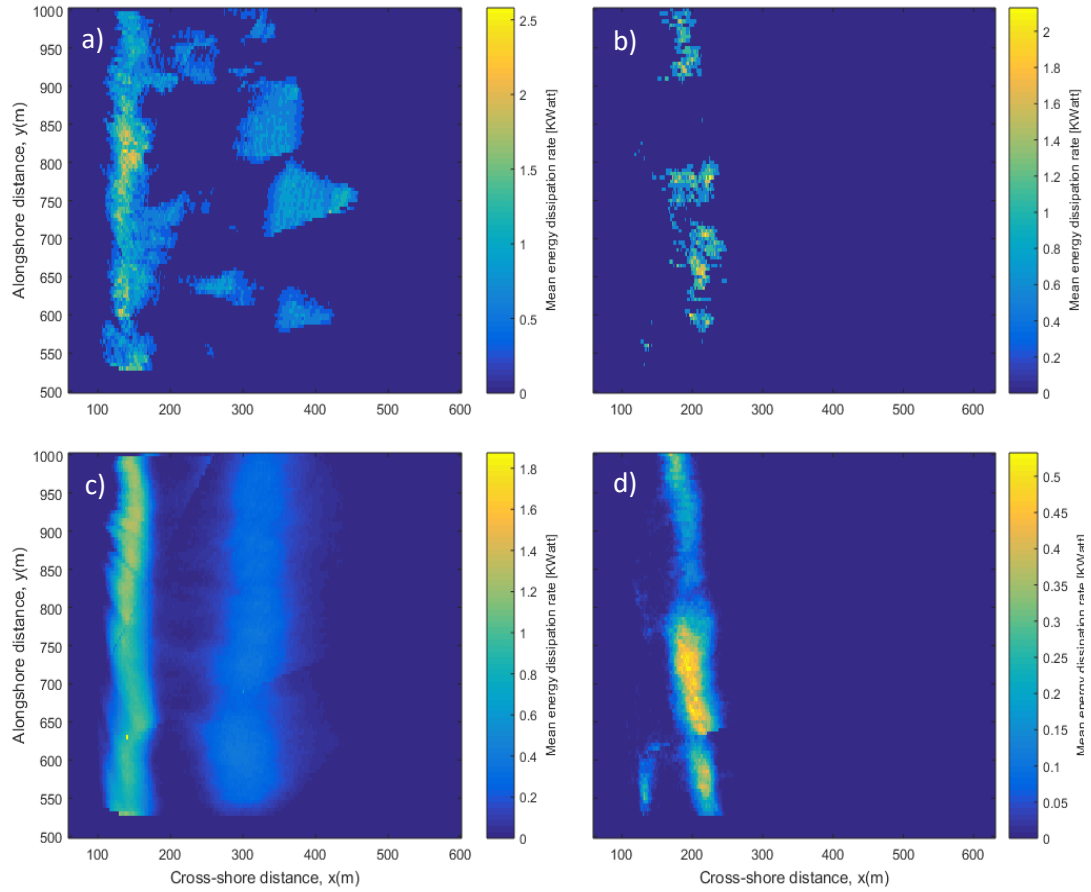


Figura 4.20: Mapas de disipación de energía promediados sobre diferentes escalas temporales. a) y b) Mapas de disipación a $1 T_p$ para run1 y run2. c) y d) Mapas de disipación a $100 T_p$ para run1 y run2.

4.6. Validación

Luego de estimar los campos bidimensionales de disipación de energía, se hace necesario validar los resultados. Debido a que no existen sensores que midan de manera directa la disipación de energía se debe considerar un enfoque alternativo, que en este caso permite sólo una validación cualitativa.

Como se menciona en la sección 3.4, la existencia de patrones de circulación está relacionada con los gradientes de disipación de energía. Dicho gradiente de disipación puede ser estimado a partir de los campos de disipación obtenidos en combinación con la batimetría de la zona de estudio. Es posible estimar el forzante de vorticidad producto de la disipación como se señala en la ecuación 1.6. No se cuentan con mediciones in situ de la celeridad de la ola por lo que es estimada como:

$$c \sim \sqrt{g\bar{h}} \quad (4.1)$$

Reemplazado en ecuación 1.6

$$D = \frac{D_{81}}{\rho\sqrt{g\bar{h}^3}} \quad (4.2)$$

Para realizar la estimación del forzante se cuenta con información batimétrica para run2 días antes y días después, no existiendo cambios significativos entre ellas. Mientras que para run1 no se cuenta con batimetrías cercanas a la fecha de la medición por lo que una batimetría representativa es considerada para la estimación del forzante. En la Figuras 4.21 y 4.22 se muestran las batimetrías utilizadas para run1 y run2 respectivamente.

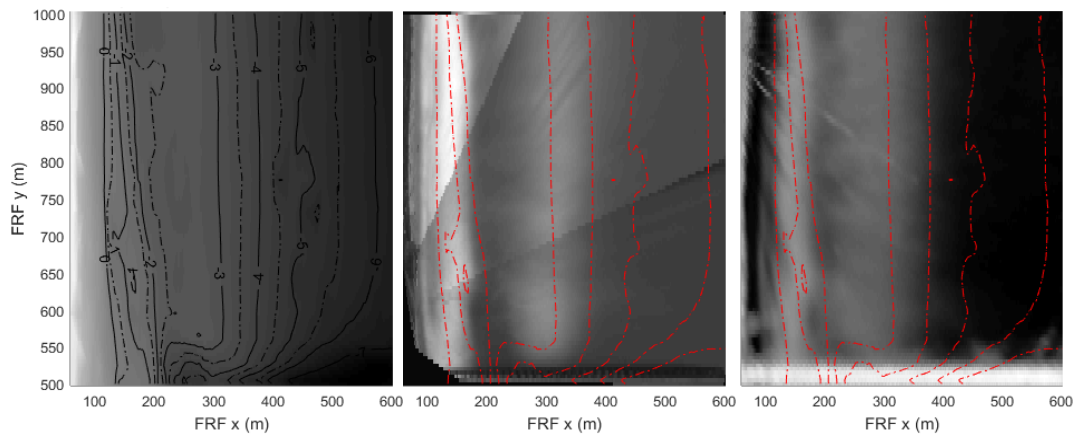


Figura 4.21: Batimetría usada en run1. Izquierda: mapa de contorno de la Batimetría utilizada en run1. Centro: curvas de nivel sobre timex de video. Derecha: curvas de nivel sobre timex de radar.

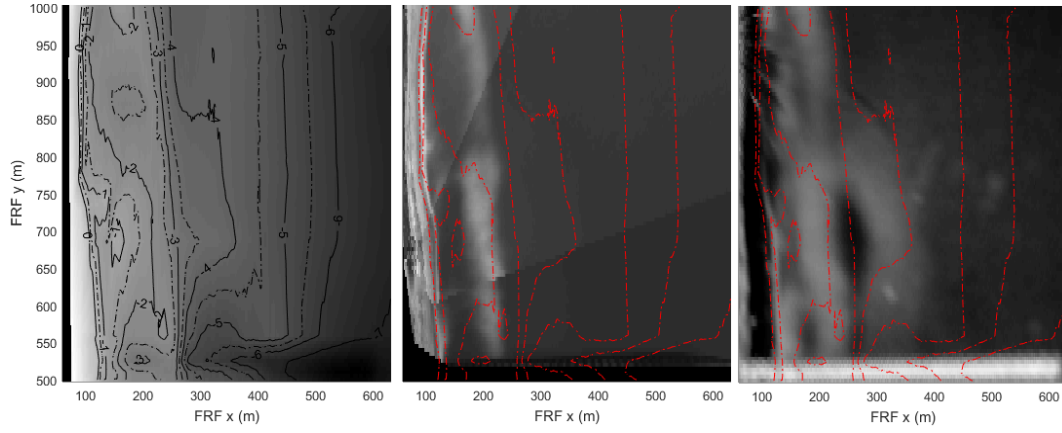


Figura 4.22: Batimetría usada en run2. Izquierda: mapa de contorno de la batimetría utilizada en run1. Centro: curvas de nivel sobre timex de video. Derecha: curvas de nivel sobre timex de radar.

La batimetría utilizada para run1 con fecha 4 de enero de 2007 fue escogida ya que presenta una estructura uniforme, característica esencial del tipo de rompimiento que exhibe dicha corrida, con una barra en formación en el rango $x = 250\text{--}350\text{ m}$, lo cual coincide parcialmente con la zona de rompimiento y análisis definida en la Figura 4.2.

En tanto la batimetría utilizada para run2 con fecha 6 de septiembre de 2010 presenta una barra en el eje $y = 200\text{ m}$ interrumpida por un canal batimétrico (*rip channel*), el cual se orienta oblicuamente partiendo en la costa en $(x = 100\text{ m}, y = 950\text{ m})$ y terminando en $(x = 450\text{ m}, y = 550\text{ m})$.

Si se analiza el comportamiento ola a ola, el mayor gradiente de disipación en la dirección longitudinal tendrá lugar en los límites del rompimiento tal y como se aprecia en la Figura 4.23.a, donde se muestra una fotografía de un evento de rompimiento indicando con flechas las vorticidades generadas por el paso de la ola (azul: vorticidad negativa, rojo: vorticidad positiva). Luego si se analiza el evento por completo, la zona donde se genera vorticidad queda delimitada como se grafica en la Figura 4.23.b donde se muestra el gradiente de disipación asociado a un evento de rompimiento. Además, cabe mencionar que esto se condice con la generación local de vorticidad producto del rompimiento, tal y como lo plantea Clark et al. (2012).

Para analizar la correlación entre la generación de corrientes *rip* producto de la existencia de circulación en la zona cercana de rompimiento y el gradiente de disipación, es necesario hacer el mismo análisis anterior, pero en una escala temporal mayor, ya que, si bien existen gradientes que pueden generar vorticidad de manera local, su persistencia en el tiempo y la transformación hacia cantidades medias, es la que condiciona de manera directa la formación de corrientes *rip*.

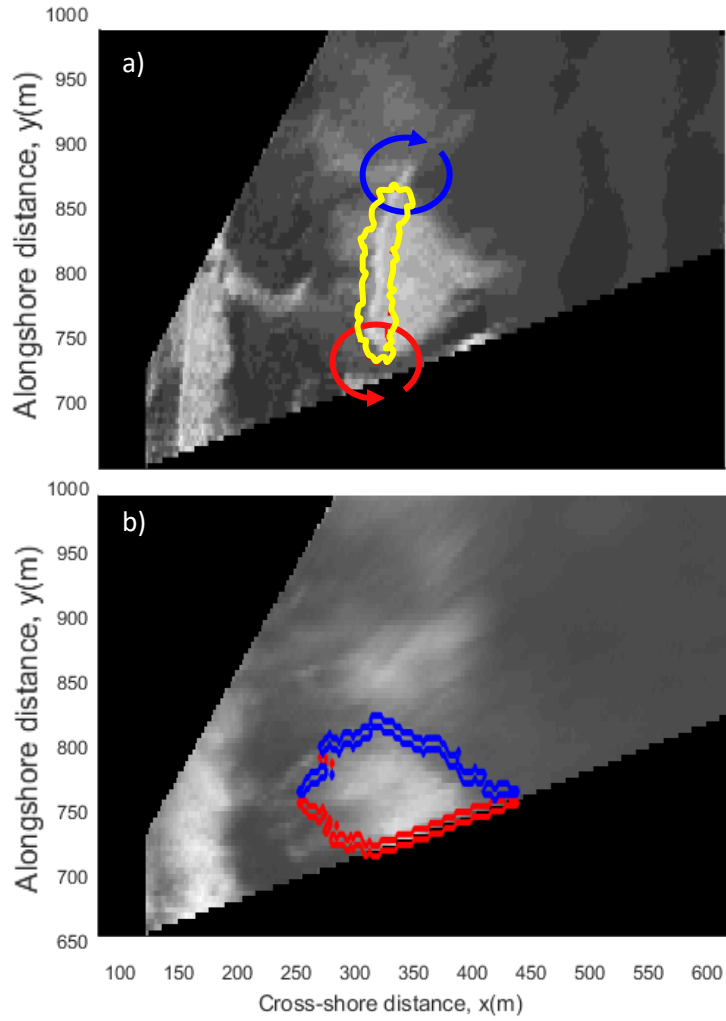


Figura 4.23: Mapa que ejemplifica la generación local de vorticidad luego del paso de una ola debido al gradiente de disipación. En rojo gradiente positivo (vorticidad positiva), en azul gradiente negativo (vorticidad negativa). a) cuadro de video que muestra en amarillo área en rompimiento con sus respectivas zonas de generación local de vorticidad b) vorticidad generada luego del paso de una ola.

A continuación, se presenta un análisis espacial y temporal de los gradientes del campo de disipación y su relación con la existencia de corrientes de *rip* para cada set de datos.

4.6.1 Análisis espacial

El análisis espacial del rotor de la disipación es equivalente a analizar el gradiente de la disipación en ambos ejes, según el desarrollo realizado en la ecuación 3.22. Esto se lleva a cabo considerando que la disipación en el eje longitudinal es prácticamente nula, según los resultados obtenidos en la sección 4.5 del presente capítulo.

En primer lugar, se analiza la estructura espacial del gradiente del campo de disipación sobre una duración de 10 periodos para la imagen de video. Se considera esta ventana temporal ya que garantiza la persistencia de cantidades medias por sobre cantidades de frecuencia temporal menor como la vorticidad generada por un solo evento de oleaje. Para dilucidar si esta estructura presenta alguna relación con la existencia de corrientes *rip*, se realiza un promedio temporal de la misma duración a la imagen de radar, donde un alto retorno en la señal fuera de la zona de rompiente será indicativo de la existencia de una corriente *rip*.

Se extrae de la Figura 4. 24.a, que para run1 no existen corrientes *rip* en la zona cercana a la costa, lo cual podría estar explicado por la estructura del gradiente de disipación. El gradiente es prácticamente uniforme en cuanto a distribución de pares negativo-positivos, por tanto, no existen grandes diferencias espaciales a lo largo de la zona analizada. Esta homogeneidad en la disipación no permite la generación de celdas de circulación costera según el esquema planteado en la Figura 1.6. Por tanto, ante una estructura disipativa de carácter homogéneo es poco probable que se generen corrientes *rip*. |

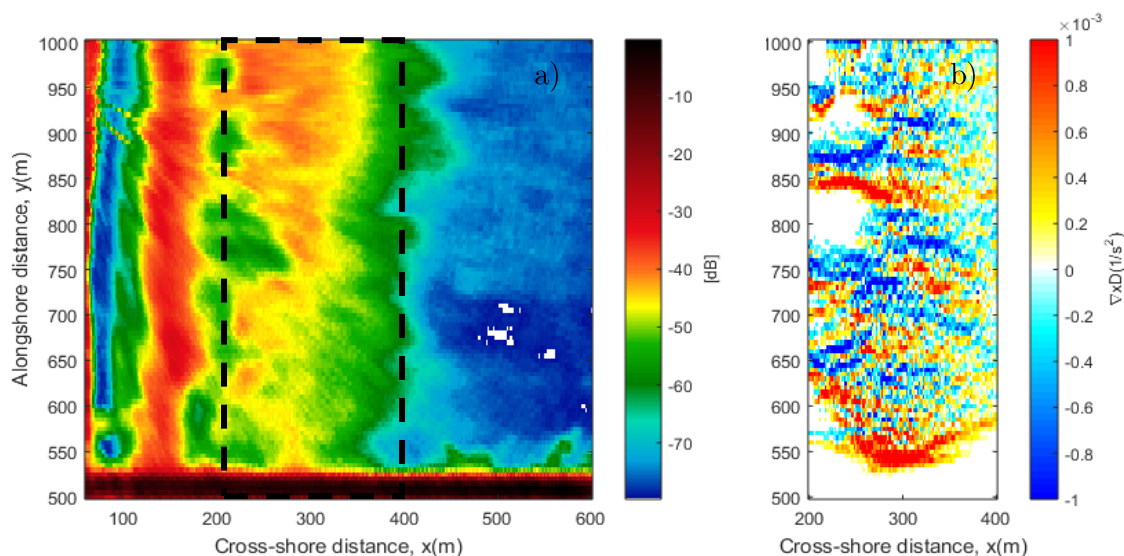


Figura 4.24: a) Mapa de retorno de radar promediado sobre 10 T_p para run1, en línea negra segmentada zona de rompimiento. b) Mapa del rotor de la disipación sobre 10 T_p en run1.

Ahora bien, en run2 la presencia de una corriente de *rip* resulta clara al ver la Figura 4. 25.a. El cuello del *rip*, es decir la parte de la corriente que está justo al final de la zona de rompiente, se encuentra aproximadamente en el intervalo $y=800-850$ m. Si se analiza la estructura del gradiente del campo de disipación en la zona comprendida entre $y=650-800$ m no presenta mayores diferencias con respecto a la estructura encontrada en run1, no obstante, la zona del cuello del *rip* presenta un gran vacío de disipación debido al no rompimiento del oleaje en dicha zona. Este vacío hace que en $y=850$ m se tenga un gran gradiente negativo de disipación y posteriormente un gradiente positivo en $y=900$ m, estos gradientes según la formulación de Bonneton et al. (2010) son los responsables de generar vorticidades medias negativas y positivas en dichas zonas.

Si se suman ambos efectos se obtiene un patrón circulación tal que se da origen a una corriente perpendicular a la costa que apunta hacia mar afuera, es decir una corriente *rip* (ver Figura. 1.6). Por tanto, la estructura del campo de disipación es en gran medida responsable de la formación y existencia de esta corriente *rip*.

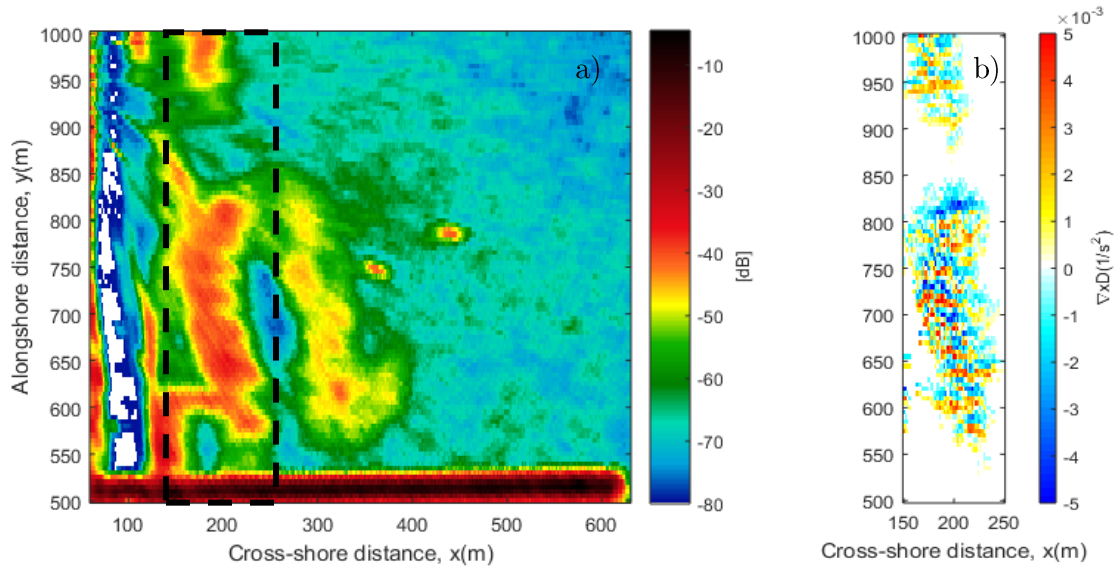


Figura 4.25: a) Mapa de retorno de radar promediado sobre $10 T_p$ para run2, en línea negra segmentada zona de rompimiento. b) Mapa del rotor de la disipación sobre $10 T_p$ en run2.

4.6.2 Análisis temporal

Ahora con el objetivo de verificar la estabilidad en el tiempo de los resultados anteriores, se lleva a cabo un análisis temporal poniendo énfasis en el movimiento espacial de las estructuras disipativas, sus gradientes y su persistencia en el tiempo.

La estabilidad temporal del rompimiento se analiza con la construcción de promedios temporales de la imagen de radar, sobre 100 periodos de duración, los cuales son mostrados en la Figura 4.26. Respecto la existencia de *rip*, en run1 no se observan cambios en cuanto a la intensidad de retorno del radar fuera de la zona de rompiente, por lo que no se encontraron evidencias mediante esta técnica de la existencia de corrientes *rip* durante los 28 minutos de

duración del set de datos. Por otra parte, la distribución e intensidad del rompimiento en la barra se mantuvo de manera homogénea y aleatoria en el tiempo y espacio.

El *rip* detectado en el segundo set de datos presenta un comportamiento estable en el tiempo, ya que es detectado durante los 15 minutos de duración del set de datos. Respecto al cuello del *rip*, este varía su posición intermitentemente en el intervalo $y=800-900$ m, que corresponde al intervalo de no rompimiento descrito con anterioridad.

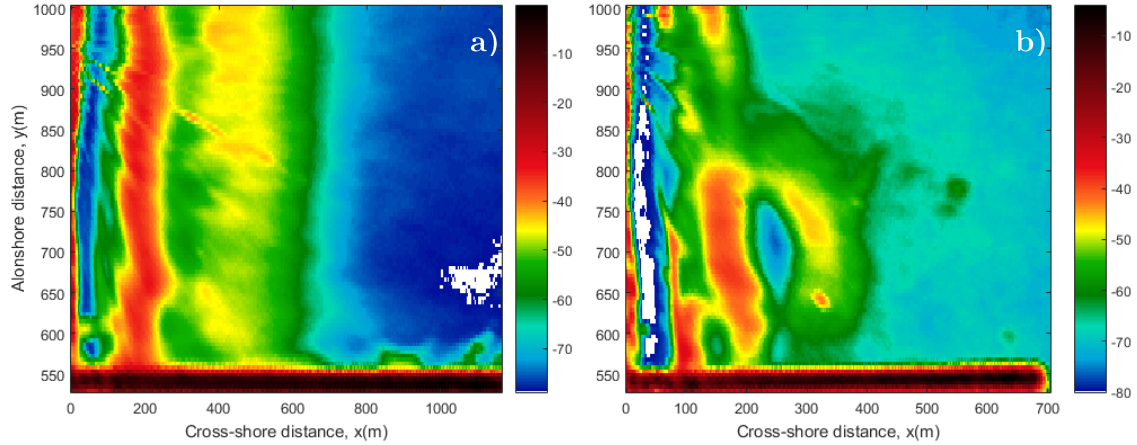


Figura 4.26: a) Mapa de retorno de radar promediado sobre $100 T_p$ en run1 b) Mapa de retorno de radar promediado sobre $100 T_p$ en run2. Zonas blancas en a) corresponden a señales fuera de rango.

El comportamiento espacial y temporal del gradiente de disipación se analiza mediante la construcción de medias móviles de $10 T_p$ de duración promediadas sobre toda la zona de rompimiento definidas por la Figura 4.2. Así se construye una matriz donde cada columna es el promedio del gradiente sobre la zona de rompimiento a lo largo del eje longitudinal sobre un intervalo de $10 T_p$. Luego se grafica dicha información como se observa en las Figuras 4. 27.a y 4.28.a. De esta manera el eje de ordenadas corresponde al tiempo y las abscisas al gradiente promediado en la posición y . Finalmente, se construye un gráfico bidimensional donde la información contenida en cada columna es graficada solo como función de la posición longitudinal y , a fin de visualizar la variabilidad del fenómeno.

En run1 el comportamiento del gradiente de disipación es acorde al desarrollo del rompimiento, ya que presenta total aleatoriedad respecto del tiempo y el espacio como se aprecia en la Figura 4. 27.a. Al no existir una estructura estable en el tiempo, no se generan las condiciones en términos de cantidades medias para la formación de una corriente *rip*. Luego existe una leve tendencia hacia valores positivos de vorticidad en torno a $y=700$ m, los cuales tienen su explicación en fuentes de error instrumental según se detallará en la sección 4.7.

Para el segundo set de datos (Figura 4. 28.a) el comportamiento del gradiente de disipación presenta una estructura estable en el tiempo concentrando un gran par gradiente negativo-positivo de disipación, el cual oscila en torno a la posición del cuello del *rip*. Asimismo, la zona de no

rompiente se mantiene de manera estable. Cabe señalar que se tiene el mismo problema instrumental en torno a $y=700\text{ m}$.

Lo anterior da cuenta de la existencia de un mecanismo hidrodinámico estable que permitiría la formación y persistencia de la corriente *rip* en el tiempo. No obstante como se menciona en la sección 1.1.3 la existencia de *rip* no solo está condicionada por los factores hidrodinámicos, sino que además pueden estar controlados por condiciones de tipo batimétricas de las cuales se pueden inferir características a partir del rompimiento, como por ejemplo la existencia de un canal en la barra sumergida en $y=800\text{--}900\text{ m}$, debido al no rompimiento persistente en dicha zona. Lo anterior es consistente con la batimetría utilizada en el análisis para run2. Como primera aproximación, se podría caracterizar la corriente *rip* como una corriente *rip* controlada por condiciones de tipo batimétricas, mantenida en el tiempo por condiciones de tipo hidrodinámicas, corriente que quedaría dentro de la segunda categoría de corrientes *rip* según Castelle et al.(2016), debido a su estabilidad espacio-temporal.

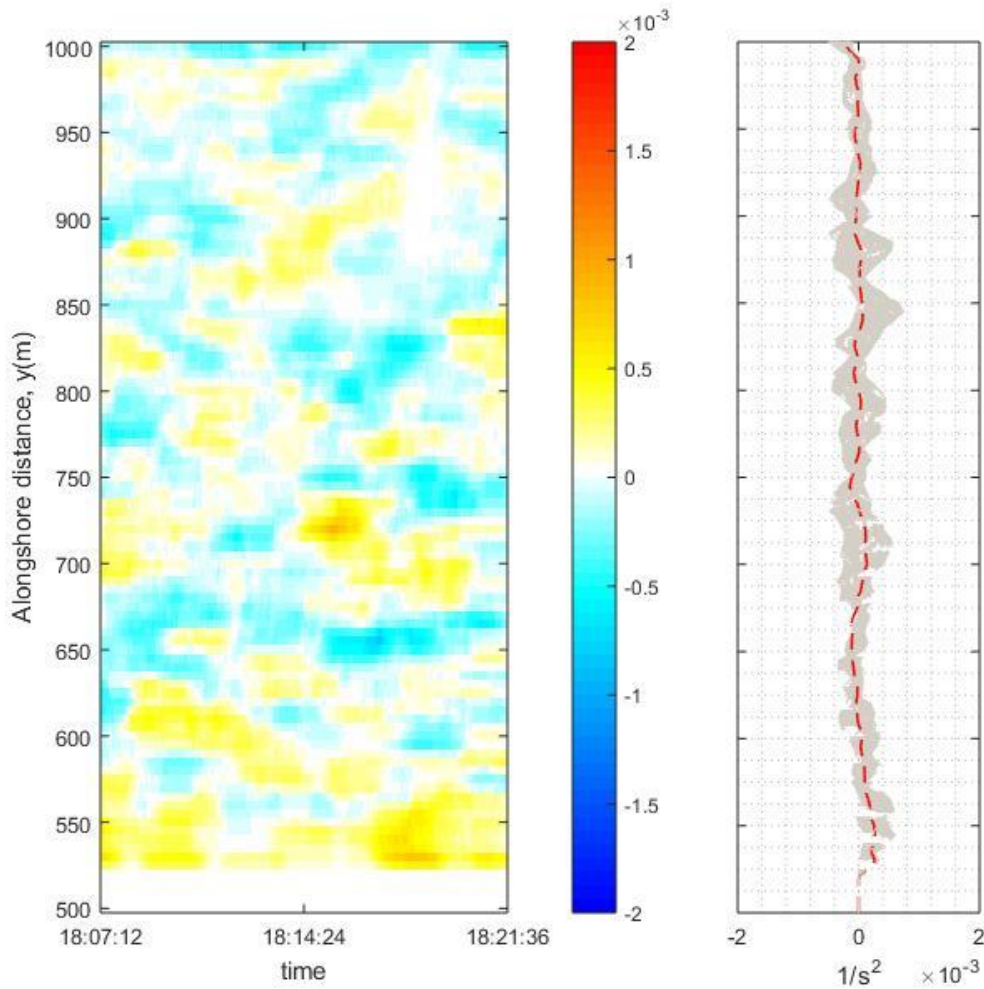


Figura 4.27: a) *Timestack* del gradiente de disipación promediado sobre la zona de rompiente para run1 b) Gradiente promediado sobre la zona de rompiente para cada cuadro en líneas grises. En línea roja segmentada promedio sobre toda la duración de la corrida en run1.

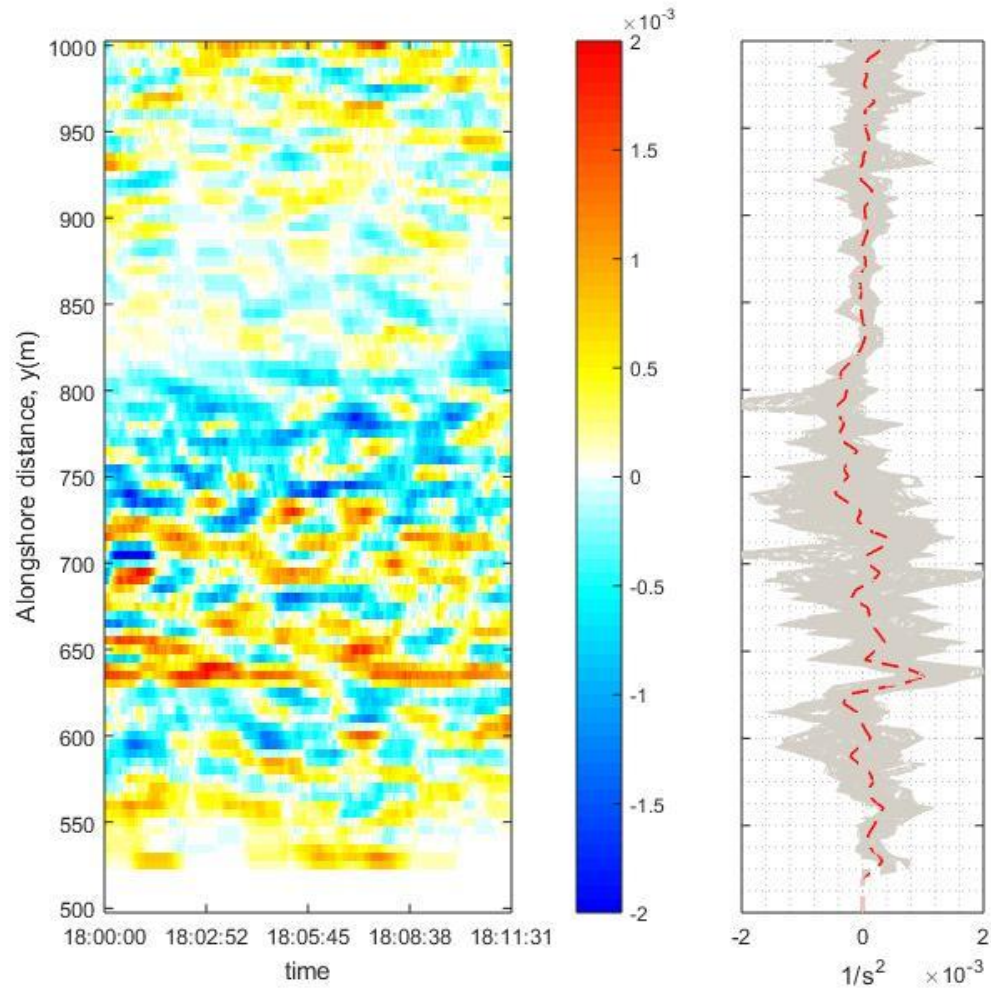


Figura 4.28: a) *Timestack* del gradiente de disipación promediado sobre la zona de rompiente para run2 b) Gradiente promediado sobre la zona de rompiente para cada cuadro en líneas grises. En línea roja segmentada promedio sobre toda la duración de la corrida en run1.

4.7. Fuentes de error y trabajo futuro

Es posible clasificar las fuentes de error de este trabajo principalmente en: fuentes instrumentales y metodológicas.

No es objeto de este trabajo ahondar con rigurosidad las primeras, pero si se hace necesario mencionar las que podrían afectar en la obtención de resultados, como lo son las condiciones climáticas, niebla o la baja en la calidad de imagen a medida que esta se aleja de la cámara.

Resulta de particular interés la diferencia instrumental que existe entre la cámara 1 y cámara 3 en la zona de rompiente, la que se manifiesta principalmente en la ganancia entre las cámaras que afecta singularmente en la frontera entre los campos de visión de ellas. Esta diferencia induce gradientes positivos netamente instrumentales los cuales pueden llegar a ser interpretados como generación de vorticidad positiva si no les presta la atención requerida. En particular si se observa la Figura 4.28.a, en $y=650$ m aproximadamente existe un gradiente positivo invariante en su ubicación y con un valor constante, el cual es atribuible a esta diferencia entre las cámaras. En el presente trabajo, los sets de datos fueron considerados como datos de entrada, por tanto dicha diferencia es asumida como un error instrumental el cual no es posible soslayar por la metodología. Sin embargo la lejanía con la zona de estudio referente a la formación de la corriente *rip* ($\Delta y = 250$ m) permite considerar este error instrumental como descartable ya que no tiene influencia en la comprensión del fenómeno en estudio.

Las posibles fuentes de error en las que se tiene mayor interés son las de tipo metodológico.

En primer lugar, se tiene que la auto calibración de los umbrales de detección, si bien entrega muy buenos resultados para la detección del oleaje rompiente en al menos 6 set de datos similares a los expuestos en este trabajo, puede contener errores y no ser aplicable a cualquier set de datos. La razón radica principalmente en que la auto calibración se realiza en base al conocimiento previo de las funciones de densidad de probabilidad de intensidades de ambos instrumentos de medición remota (PDF). Para este estudio los comportamientos asumidos fueron uni y bi modales, no obstante, otros comportamientos de dichas funciones pueden ocurrir con otras condiciones medioambientales y/o con la utilización de otros instrumentos de medición remota. Por ende, para garantizar su correcto funcionamiento y aplicabilidad a otros experimentos de campo, mayores sets de datos deben analizarse con la idea de identificar más comportamientos de las PDF y mejorar el algoritmo de auto calibración.

Otro posible error tiene lugar al considerar que la disipación en una dimensión se puede expandir a un espacio bidimensional tomando como base una descomposición de carácter geométrico. Esto puede introducir errores desde el punto de vista físico del modelo, ya que la expansión puramente geométrica de D81 implica que el comportamiento del roller en la dirección longitudinal es igual o al menos similar al comportamiento de este en su dirección transversal o de propagación. Además, se considera que la mayoría de la disipación ocurre en la cara frontal de la ola por lo que, lo que ocurra en las caras laterales de la ola en rompimiento es despreciado. Por tanto, la elección de la descomposición geométrica del vector de disipación se basa en la hipótesis de que la disipación en el frente de la ola (dirección transversal) es mucho más importante que la disipación en los bordes de la dirección longitudinal. Lo anterior debe ser estudiado en detalle

desde el punto de vista físico para su correcto análisis. Aun así, esta descomposición presenta una analogía a lo realizado por los modelos Boussinesq que cuantifican la energía disipada de manera indirecta mediante parametrizaciones que utilizan como dato de entrada estimaciones de la altura de ola, profundidad y/o índices de rompimiento.

Asimismo, el supuesto a priori sobre la celeridad, usada para la identificación de áreas de rompimiento relacionadas, que corresponde a una celeridad constante y homogénea para ambos sets de datos en todo su dominio espacial y temporal, podría no ser representativo de manera local a la interacción entre las condiciones de oleaje y la batimetría. Para mejorar la trazabilidad de los eventos se hace necesario un algoritmo que permita estimar de mejor manera ola a ola la celeridad, esto pues a medida que la ola se propaga y disipa energía, esta varía en el tiempo y en el espacio. Esto explicaría porque el algoritmo no es capaz de identificar todas las áreas de rompimiento como áreas relacionadas entre sí. Cabe señalar que de momento esto no representa un problema ya que, a las áreas que no son cuantificadas como parte de un evento de mayor duración se les considera de igual manera en el cálculo de la disipación de energía. Por otra parte, puede presentar falencias debido a la baja resolución espacial del arreglo de pixeles, en especial el desplazamiento lateral del centroide del roller puede no ser capturado con la precisión adecuada, puesto que la resolución espacial en el eje longitudinal es de 5 m, dejando cualquier desplazamiento por debajo de dicho valor fuera de detección.

Por último, el valor asumido para el ángulo de inclinación del rompimiento, podría no ser representativo de las condiciones de oleaje, ya que este varía en realidad ola a ola a medida que estas interactúan con el fondo y disipan energía. Para ejemplificar esto se opta por comparar el total de energía disipada (D_{81}) con el monto total de energía proveniente de las olas mediante la razón $D_{81}/\mathcal{F}$. Cuando esta razón es igual a la unidad, quiere decir que toda la energía organizada de las olas es disipada en el proceso de rompimiento, como límite se tiene la unidad ya que sobre este valor se estaría disipando más energía de la que entra al sistema. La energía total proveniente de las olas ($\mathcal{F}$) es calculada integrando el espectro de energía multiplicado por la celeridad, ambas en el dominio de la frecuencia.

$$\mathcal{F} = \int E(f) * c_g(f) df \quad (4.1)$$

Lo anterior es graficado en la Figura 4.29, donde se seleccionaron valores del θ en el rango $[2^\circ, 14^\circ]$. En promedio (línea negra gruesa) el modelo D81 estima que el 50% de la energía entrante es disipada en el rompimiento para los casos analizados, no obstante, es posible apreciar que a medida que se selecciona un ángulo mayor se puede alcanzar prácticamente un 100% de disipación de energía. Por tanto, la selección de este parámetro es crítica a la hora de lograr una buena estimación de la cantidad de energía disipada en la zona cercana a la costa.

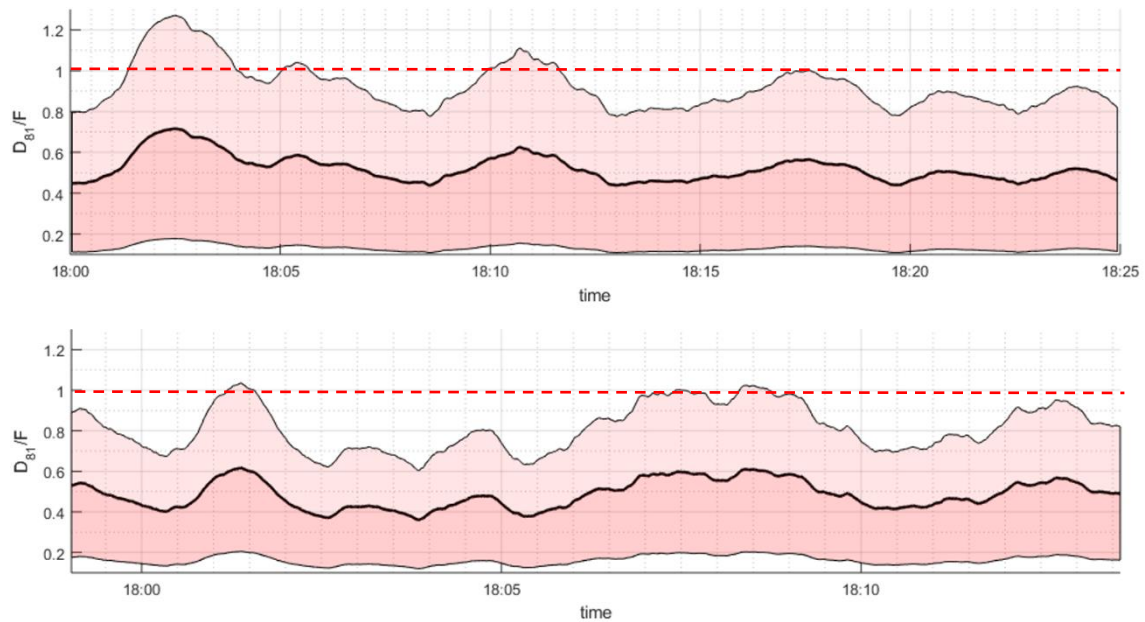


Figura 4.29: Evolución temporal de la razón $D_{81}/\mathcal{F}$ para run1 (a) y run2 (b).

La falta de datos para la validación del método sugiere que más información de campo debe ser levantada para lograr correlaciones de carácter cuantitativo en lo que respecta a la generación de patrones de circulación en la costa producto de gradientes espacio temporales de la disipación de energía.

4.8. Resumen

A modo de resumen, el algoritmo es capaz de auto regular los umbrales de detección. Esto permite identificar y caracterizar las áreas en rompimiento en el espacio y el tiempo. Dentro de las características que pueden ser obtenidas del algoritmo destacan la estimación del ángulo de propagación, el periodo característico, y el largo de roller asociado a dichas áreas. Además de eventualmente discriminar entre la existencia de grupos u oleaje no organizado.

Lo anterior es acoplado al modelo de rompimiento D81 y expandido a una base bidimensional de la cual es posible obtener los campos de disipación en el plano horizontal.

Finalmente, a partir de los campos de disipación, se obtuvo una buena correlación entre la existencia y no existencia de corrientes de *rip* y la estructura del gradiente del campo de disipación, la cual se presentó buscando una forma alternativa de validación debido a la falta de información respecto de la disipación de energía.

CONCLUSIONES

Este trabajo tuvo como principal objetivo desarrollar e implementar una metodología que permita estimar los campos bidimensionales de disipación de energía en la zona cercana a la costa. Se desarrollaron los algoritmos de manera conceptual y computacional, que permiten identificar las fases del oleaje en la zona cercana a la costa, de manera automática sin necesidad de intervención del criterio del usuario.

A partir de la identificación del oleaje en rompimiento se desarrollaron algoritmos capaces de identificar las principales características del oleaje en rompimiento, como su estructura en el tiempo (grupos de olas), el periodo característico, la dirección de propagación y el largo del roller.

Así mismo se desarrolló de manera conceptual la extensión de modelo D81 unidimensional para la disipación de energía a un modelo bidimensional, permitiendo el desarrollo de los algoritmos computacionales que hacen posible la estimación de los campos de disipación en el plano horizontal.

Luego se encontró una buena correlación entre la estructura y comportamiento temporal de los gradientes del campo de disipación y la generación de vorticidad en la zona cercana a la costa mediante la aplicación de la formulación de Bonneton et al. (2010) y la detección de corrientes *rip* mediante la metodología propuesta por Haller et al. (2014). Lo anterior se aplicó para dos casos de estudio en fechas y condiciones diferentes.

Finalmente, el método y sus algoritmos representan una buena base teórica para la estimación de la disipación de energía que permita mejorar el entendimiento de los procesos hidrodinámicos que tienen lugar en la zona cercana a la costa. Ahora bien, para perfeccionar el alcance y la validación del método es importante señalar que datos de campo se hacen necesarios, como por ejemplo mediciones de batimetría por medios remotos con algoritmos de inversión de batimetría como *Cbathy* (Holman et al. 2013), la instalación de arreglos de medidores de corrientes ultrasónicos, mediciones de altura de oleaje mediante la utilización de sensores de presión, entre otros. Esta información permitiría evaluar de manera cuantitativa la relación entre la circulación costera y el gradiente de la disipación de energía.

REFERENCIAS

Bonneton P.; Bruneau, N.; Castelle, B. & Marche, F. Large-scale vorticity generation due to dissipating waves in the surf zone, *Discrete and Continuous Dynamical Systems - Series B*, 2010, 13, 729-738

Barthélemy E., Rip currents vorticity scaling, *Proceedings Coastal Dynamics Denmark*, 2017

Bowen, A. J., Rip currents 1. Theoretical investigation, *Journal of Geophysical Research*, 1969, 74, 5467-5478

Carini, R. J.; Chickadel, C. C.; Jessup, A. T. & Thomson, J. Estimating wave energy dissipation in the surf zone using thermal infrared imagery, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2015, 120, 3937-3957

Castelle, B.; Scott, T.; Brander, R. & McCarroll, R., Rip current types, circulation and hazard, *Earth-Science Reviews*, 2016, 163, 1 - 21

Catalán, P. A.; Haller, M. C. & Plant, W. J., Microwave Backscattering from Surf Zone Waves, *Journal of Geophysical Research*, 2014, 119, 3098-3120

Catalán, P. A.; Haller, M. C.; Holman, R. A. & Plant, W. J., Optical and Microwave Detection of Surf Zone Breaking Waves, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2011, 49, 1879-1893

Clark, D. B., S. Elgar, and B. Raubenheimer 2012, Vorticity generation by short-crested wave breaking, *Geophys. Res. Lett.*, 2012, 39, L24604.

Dally, W. R. & Brown, C. A. A Modeling investigation of the breaking wave roller with application to cross-shore currents, *Journal of Geophysical Research*, 1995, 100, 24873-24883

Duncan, J. An experimental investigation of breaking waves produced by a towed hydrofoil, *Proc. R. Soc. London A*, 1981, 377, 331-348

Garret, C., Generation of Langmuir circulations by surface waves, a feedback, *J. Mar. Res.*, 1976, 117-130.

Flores, R. P.; Catalán, P. A. & Haller, M. C., Incorporating remotely-sensed roller properties into set-up estimations for random wave conditions, *Proceedings, Coastal Dynamics 2013*, 2013, 615-626

Flores, R. P.; Catalán, P. & Haller, M. C., Estimating surfzone wave transformation and wave setup from remote sensing data, *Coastal Engineering*, 2016, 114, 244-252

Dankert, H. & Rosenthal, W. Ocean surface determination from X-Band radar-image sequences, *Journal of Geophysical Research*, 2004, 109, C04016

Haller, M. C.; Honegger, D. & Catalán, P. A. Rip Current Observations via Marine Radar Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering, 2014, 140, 115-124

Haller, M. C. & Catalán, P. A. Remote sensing of wave roller lengths in the laboratory, Journal of Geophysical Research, 2009, 114, C07022

Holman, R. & Stanley, J. The history and technical capabilities of Argus Coastal Engineering, 2007, 54, 477-491

Holman, R. & Haller, M. C. Remote Sensing of the Nearshore Annual Review of Marine Science, Annual Reviews, 2013, 5, 95-113

Holman, R.; Plant, N. & Holland, T. cBathy: A robust algorithm for estimating nearshore bathymetry, Journal of Geophysical Research: Oceans, Wiley Blackwell (John Wiley & Sons), 2013, 118, 2595-2609

J. S. Bendat and A. G. Piersol, Random Data Analysis and Measurement Procedures, 2nd revised ed. New York: Wiley, 1986.

Lippmann, T. C. & Holman, R. A. Quantification of sandbar morphology: A video technique based on wave dissipation, Journal of Geophysical Research, 1989, 94, 995-1011

Lippmann, T. C.; Brookins, A. H. & Thornton, E. B. Wave energy transformation on natural profiles Coastal Engineering, 1996, 27, 1-20

Long, J. W. & Özkan-Haller, H. T. Offshore controls on nearshore rip currents Journal of Geophysical Research, 2005, 110, C12007

Longuet-Higgins, M. S. & Stewart, R. Radiation stress and mass transport in gravity waves, with application to surf beats, Journal of Fluid Mechanics, 1962, 13, 481-503

Longuet-Higgins, M. S. & Stewart, R. Radiation stresses in water waves; a physical discussion with applications Deep Sea Research, 1964, 11, 529-562

Longuet-Higgins, M. S. Longshore currents generated by obliquely incident sea waves: 1, Journal of Geophysical Research, 1970, 75, 6778-6789

MacMahan, J. H.; Thornton, E. B. & Reniers, A. J. Rip current review, Coastal Engineering, 2006, 53, 191-208

MacMahan, J. H.; Thornton, E. B.; Reniers, A. J.; Stanton, T. P. & Symonds, G., Low-Energy Rip Currents Associated With Small Bathymetric Variations, Marine Geology, 2008, 255, 156-164

Plant, W. J.; Keller, W. C.; Hayes, K. & Chatham, G., Normalized radar cross section of the sea for backscatter: 1. Mean levels, Journal of Geophysical Research, American Geophysical Union, 2010, 115, C09032

Plant, W. J.; Keller, W. C.; Hayes, K.; Chatham, G. & Lederer, N., Normalized radar cross section of the sea for backscatter: 2. Modulation by internal waves, Journal of Geophysical Research, American Geophysical Union, 2010, 115, C09033

Reniers, A. & Battjes, J.A laboratory study of longshore currents over barred and non-barred beaches Coastal Engineering, 1997, 30, 1-22

Ruessink, B. G.; Miles, J. R.; Feddersen, F.; Guza, R. T. & Elgar, S., Modeling the alongshore current on barred beaches, Journal of Geophysical Research, 2001, 106, 22451-22463

Smith, J. A., Wave-current interactions in finite-depth. J.Phys Ocenogr, 2006,26,1403-1419.

Svendsen, I. A. Mass flux and undertow in the surf zone, Coastal Engineering, 1984, 8, 347-365

Svendsen, I. A. Wave heights and set-up in a surf zone, Coastal Engineering, 1984, 8, 303-329

ANEXO A

En este anexo se busca introducir el desarrollo de la ecuación de momentum y vorticidad según lo realizado por Smith (2006) y Bonneton et al. (2010).

A.1.- Ecuación de momentum no conservativa.

Para comprender el desarrollo de la ecuación en la Figura A.1 se introducen las variables espaciales involucradas en la definición del entorno cercano a la costa. z positivo queda acotado en el intervalo $-b < z < \eta$. El fondo representado por la función $-b(x, y)$ la cual se considera estacionaria, pero horizontalmente variable. Luego η representa la superficie libre variable cuyo promedio temporal es $\bar{\eta}$.

Por otra parte, para simplificar la derivación se asume densidad constante igual a la unidad, se prescinde de la estratificación sobre la columna de agua, el fluido se asume incompresible y se desprecia la fricción.

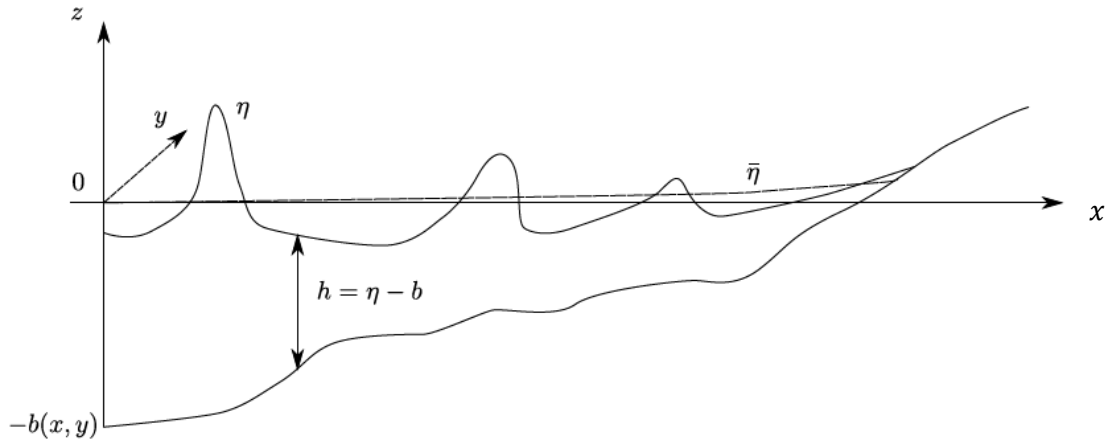


Figura A.1: Esquema de definición de variables espaciales.

El campo de velocidades queda denotado por: $u_0(x, y, z, t)$; $v_0(x, y, z, t)$; $w_0(x, y, z, t)$. Así el vector velocidad será: $\mathbf{u}_0 = [u_0, v_0, w_0,]$.

Luego de plantear la ecuación de momentum, Smith, 2006 separa las velocidades en dos componentes: la componente de corriente media y la componente oscilatoria del oleaje.

Al integrar estas sobre la profundidad y un periodo de oleaje se tiene:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\overline{\int_{-b}^{\eta} \mathbf{u}_0 dz} \right) = \frac{\partial}{\partial t} \left(\int_{-b}^{\bar{\eta}} \bar{\mathbf{u}}_0 dz \right) + \frac{\partial}{\partial t} \left(\overline{\int_{\bar{\eta}}^{\eta} \mathbf{u}_0 dz} \right) \quad (\text{A.1})$$

$$= \frac{\partial}{\partial t}(\mathbf{M}_0^m) + \frac{\partial}{\partial t}(\mathbf{M}_0^W) \quad (\text{A.2})$$

Donde el primer término en A.2 corresponde al cambio de momentum de la corriente media y el segundo al cambio momentum de la componente oscilatoria de las olas.

Así al incorporar las condiciones de borde (condición cinemática y de fondo), considerando además las ecuaciones de dispersión y acción del oleaje, es posible construir la ecuación de momentum no conservativa que incorpora los efectos de la disipación como forzante de momentum en la costa, se obtiene:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\int_{-b}^{\bar{\eta}} \bar{u}_0 dz \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\overline{\int_{-b}^{\bar{\eta}} [\bar{u}_0^2 + \bar{u}_0 \bar{v}_0] dz} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\int_{-b}^{\bar{\eta}} \bar{p} dz \right) = F_x^W \quad (\text{A.3})$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\int_{-b}^{\bar{\eta}} \bar{v}_0 dz \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\overline{\int_{-b}^{\bar{\eta}} [\bar{v}_0^2 + \bar{u}_0 \bar{v}_0] dz} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\int_{-b}^{\bar{\eta}} \bar{p} dz \right) = F_y^W \quad (\text{A.4})$$

Donde $F^W = [F_x^W, F_y^W]$ representan los forzantes producto de la presencia de las olas actuando sobre el flujo medio:

$$\mathbf{F}^W = \mathbf{D}e_k + \mathbf{M}_0^W \times (\nabla \times \mathbf{U}) - \mathbf{U}(\nabla \cdot \mathbf{M}_0^W) - \bar{h} \nabla J, \quad (\text{A.5})$$

$e_k = k/\|k\|$, con k el vector de propagación de la ola, $\mathbf{D}$ es la fuerza disipativa, $J = \frac{1}{2}(\bar{u}^2 - \bar{w}^2)$, $\mathbf{M}_0^W$ el momentum de la ola. $\mathbf{U}$ Es la velocidad media en la superficie media (Garrett, 1976), que si se considera un perfil de velocidad uniforme en la profundidad es igual a la corriente media.

A.2.- Ecuación de vorticidad

Ahora, para obtener la ecuación de vorticidad, se hace uso de la identidad vectorial:

$$\mathbf{u} \cdot \nabla \mathbf{u} = \nabla(\mathbf{u}^2/2) + \omega \times \mathbf{u} \quad (\text{A.6})$$

Donde $\omega = [0, 0, \omega]$ el vector de vorticidad.

Reemplazando en la ecuación de momentum en su forma vectorial y aplicando el rotacional, el cual elimina los gradientes, se obtiene:

$$\frac{\partial \bar{\omega}}{\partial t} + \nabla \times (\bar{\omega} \times \bar{\mathbf{u}}_0) = \nabla \times \mathbf{D}e_k \quad (\text{A.7})$$

Luego, la componente vertical de esta ecuación queda como:

$$\frac{\partial \bar{\omega}}{\partial t} + \frac{\partial \bar{\omega} u_0}{\partial x} + \frac{\partial \bar{\omega} v_0}{\partial x} = \nabla \times (\mathbf{D} e_k) \cdot e_z \quad (\text{A.8})$$

Es importante señalar que $\mathbf{D}$ corresponde al forzante de vorticidad producto de la disipación. El forzante queda definido como

$$D = \frac{D_{81}}{\rho c \bar{h}} \quad (\text{A.9})$$

Donde c es la celeridad de ola, $\bar{h}$ la profundidad y D_{81} la disipación de energía estimada a partir del modelo de Duncan, 1981. En este trabajo la celeridad es estimada como $c \sim \sqrt{g \bar{h}}$.