



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA

**PARAMETRIZACIÓN DE PROCESOS HIDRODINÁMICOS EN LA
ZONA DE ROMPIENTES EN UNA PLAYA NATURAL**

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO ACADÉMICO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS
OCEANOGRAFÍA FÍSICA

PRESENTA:
LEONARDO ALONSO HERNÁNDEZ

TUTOR PRINCIPAL:
DR. ALEC TORRES FREYERMUTH
INSTITUTO DE INGENIERÍA UNAM

COMITÉ TUTOR:
DRA. GABRIELA MEDELLÍN MAYORAL
INSTITUTO DE INGENIERÍA UNAM
DR. JOSÉ CARLOS PINTADO PATIÑO
ESCUELA NACIONAL DE ESTUDIOS SUPERIORES UNIDAD MÉRIDA
DR. ISMAEL DE JESÚS MARIÑO TAPIA
ESCUELA NACIONAL DE ESTUDIOS SUPERIORES UNIDAD MÉRIDA

DR. ALEJANDRO JOSÉ GERARDO SOUZA GÓMEZ
CENTRO DE INVESTIGACIÓN Y ESTUDIOS AVANZADOS CINVESTAV MÉRIDA

SISAL, YUCATÁN, AGOSTO, 2024



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas

Tesis Digitales

Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©

PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



PARAMETRIZACIÓN DE PROCESOS HIDRODINÁMICOS EN LA ZONA DE ROMPIENTES EN UNA PLAYA NATURAL

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE:

MAESTRO EN CIENCIAS

OCEANOGRAFÍA FÍSICA

PRESENTA:

LEONARDO ALONSO HERNÁNDEZ

TUTOR PRINCIPAL:

DR. ALEC TORRES FREYERMUTH

INSTITUTO DE INGENIERÍA UNAM

COMITÉ TUTOR:

DRA. GABRIELA MEDELLÍN MAYORAL

INSTITUTO DE INGENIERÍA UNAM

DR. JOSÉ CARLOS PINTADO PATIÑO

ESCUELA NACIONAL DE ESTUDIOS SUPERIORES UNIDAD MÉRIDA

DR. ISMAEL DE JESÚS MARIÑO TAPIA

ESCUELA NACIONAL DE ESTUDIOS SUPERIORES UNIDAD MÉRIDA

DR. ALEJANDRO JOSÉ GERARDO SOUZA GÓMEZ

CENTRO DE INVESTIGACIÓN Y ESTUDIOS AVANZADOS CINVESTAV MÉRIDA

SISAL, YUCATÁN, AGOSTO, 2024

Agradecimientos

Al Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología (PCMyL) de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).

Al Consejo Nacional de Humanidades, Ciencias y Tecnologías (CONAHCYT) por la beca otorgada para estudiar la Maestría en Ciencias del Mar y Limnología.

A la Coordinación General de Estudios de Posgrado de la UNAM y al Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología (PCMyL) por el apoyo económico otorgado para la realización de una Estancia Internacional de Investigación en la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria.

A la DGAPA-UNAM (PAPIIT IV300123 y IA101422) y al Instituto de Ingeniería de la UNAM (GII-3117) por el apoyo financiero brindado para realizar las campañas de campo.

A mi tutor principal el Dr. Alec Torres Freyermuth por sus exigencias, constancia y acompañamiento durante todos mis estudios de maestría y realización de esta tesis.

A mi tutora la Dra. Gabriela Medellín Mayoral por la ayuda de cómputo que me brindó, sus recomendaciones y siempre estar disponible para aclarar dudas y discutir metodologías.

A mi tutor el Dr. José Carlos Pintado Patiño por sus recomendaciones y correcciones durante todo el proceso de realización de esta tesis.

A los miembros de mi Jurado de Examen de Grado, el Dr. Ismael de Jesús Mariño Tapia y el Dr. Alejandro José Gerardo Souza Gómez por sus oportunas recomendaciones y correcciones.

Al Dr. Ignacio Alonso Bilbao por recibirme en la Universidad de las Palmas de Gran Canaria y apoyarme en la realización de mi estancia de investigación internacional.

Al Dr. Ping Wang por facilitar la instrumentación, participar en la toma de mediciones, así como compartir y enseñar las metodologías implementadas para el

estudio del transporte de sedimentos con trampas y la calibración de los sensores OBS 3+ (Campbell Scientific).

A la Dra. Gemma Louise Franklin por su participación en la campaña de campo, por su ayuda en la utilización y calibración de los instrumentos utilizados en las mediciones y sus oportunos consejos.

Al M. Ing. Juan Alberto Gómez Liera, al Ing. Gonzalo Martín Ruiz, al Oc. Camilo S. Rendon Valdez, y al Dr. José López González por el apoyo técnico brindado.

Al Dr. Paulo Salles Alfonso de Almeida y al Dr. Bernardo Figueroa Espinoza por su participación en la campaña de campo.

A los estudiantes del Laboratorio de Ingeniería y Procesos Costeros (LIPC), Ricardo, Kevin, Carlos, Rodrigo, Alejandro Paladio, Mariana, David, Julián y de South Florida University, Libby y Sofía, por su participación y apoyo en la campaña de campo realizada en la playa de Sisal en mayo de 2023.

A la M. Ing. Ana Eshai García por sus consejos y ayuda en la realización de las correcciones de este escrito.

A la estudiante de doctorado Maile McCann por su asesoría para el uso de su librería de Python CoastallImageLib.

A los profesores de la Maestría en Ciencias del Mar y Limnología y de la Maestría en Ingeniería en Costas y Ríos de la UNAM.

A mis padres, hermanos, tías, primos y toda mi familia y amigos por siempre apoyarme.

¡A todos los que han formado parte de esta gran experiencia profesional y de vida!

Resumen

El estudio de los procesos asociados a la transformación del oleaje dentro de la zona de rompientes en playas es de enorme relevancia debido a su papel en la inundación y la erosión costera. La zona de rompientes se caracteriza por la disipación de la energía del oleaje que induce cambios en el nivel medio del mar, la generación de corrientes litorales, el transporte litoral de sedimentos, y el remonte de las olas (*runup*) en playas. Estos procesos se han estudiado ampliamente en diferentes ambientes costeros alrededor del mundo. Sin embargo, existen pocos trabajos enfocados al estudio de estos procesos en playas tropicales. Estudios previos han propuesto modelos para estimar la rotura del oleaje, la corriente litoral, el *runup*, y el transporte litoral de sedimentos a partir de mediciones de campo y laboratorio. Sin embargo, estas parametrizaciones no son universales y son específicas de cada sitio. En este trabajo se realizó una campaña de campo en la playa Sisal (Yucatán) donde se obtuvieron mediciones de viento, oleaje, nivel medio del mar, corrientes, *runup*, concentración de sedimentos en suspensión, y transporte litoral de sedimentos. Las mediciones fueron utilizadas para caracterizar la hidrodinámica y el transporte de sedimentos dentro de la zona de rompiente. Se observaron altas correlaciones entre las mediciones atmosféricas, de hidrodinámica, y de transporte. Las mediciones permitieron la evaluación de modelos y parametrizaciones propuestas en la literatura para la descripción de estos procesos, encontrándose diferencias significativas al utilizar los parámetros recomendados en estudios previos. Por lo tanto, las mediciones fueron utilizadas para identificar los parámetros más adecuados para describir la dinámica de esta zona caracterizada por la importancia de los vientos locales. A partir del análisis se obtuvo un índice de rotura de 0.3 y una pendiente máxima de la superficie libre para el inicio de rotura de 0.07, para olas que rompen principalmente por *descrestamiento* sin un punto de rotura bien definido. Durante la campaña las corrientes litorales fueron predominantemente de dirección hacia el Oeste con magnitudes menores a 0.3 m/s, con un valor máximo en el punto de rotura, y prácticamente despreciables durante condiciones con vientos de tierra. Un coeficiente de fricción del fondo de 0.07 fue estimado a partir de las mediciones de oleaje y corrientes para la playa de

Sisal. Se estudió el *runup* mediante una cámara de video y se calibró una parametrización hiperbólica para calcular el *runup* 2% en la playa. Asimismo, se estudió el transporte litoral de sedimentos en toda la columna de agua y a lo largo de la zona de rompientes mediante trampas de arena y sensores OBS. Una disminución casi logarítmica del flujo de sedimentos del fondo marino hacia la superficie del agua fue encontrada con un máximo de transporte cercano al fondo y de mayor valor para profundidades menores de la columna de agua. La distribución del transporte litoral, a través de la zona de rompientes, no fue uniforme ya que presentó picos de transporte en la zona de *Swash* y en el punto de rotura de la zona de rompientes. Buenas estimaciones del transporte litoral fueron obtenidas con los coeficientes promedios calculados ($\alpha = 1.3913$ y $k_\theta = 0.8829$) a partir de las mediciones realizadas con trampas en la playa de Sisal. Sin embargo, se encontraron diferencias de un orden de magnitud entre la estimación del transporte litoral calculada a partir de ADV-OBS con respecto a las mediciones directas hechas con las trampas de arena.

Abstract

The study of surf zone hydrodynamics is of significant importance in coastal areas due to key role for coastal flooding and erosion. The surf zone is characterized by wave energy dissipation which induces sea level changes, longshore currents, littoral sediment transport, and wave runup on beaches. These processes have been extensively investigated in various coastal environments worldwide. However, there are few studies focusing on these processes on tropical beaches. Previous studies have proposed parametric models to estimate wave breaking, longshore currents, runup, and littoral sediment transport. However, these parameterizations are not universal and are site-specific.

In this work, a field experiment was conducted at Sisal Beach (Yucatán) to collect data on wind, waves, mean sea level, currents, runup, suspended sediment concentration, and littoral sediment transport. These measurements were used to characterize hydrodynamics and sediment transport across the surf zone. Strong correlations were observed between the atmospheric, hydrodynamic, and sediment transport data. The data allow us to assess the performance of models and parameterizations previously proposed in the literature for describing these processes, finding significant differences while using recommended parameters. Thus, the measurements were used to identify the most suitable parameters for describing the hydrodynamics and sediment transport in the study area during local winds.

From the analysis, a breaking index of 0.3 and a maximum free surface slope of 0.07 were obtained for short-crested waves without a well-defined breaking point. During the campaign, longshore currents were predominantly westward with magnitudes less than 0.3 m/s, peaking at the breaking point, and being negligibles during land breeze conditions. A bottom friction coefficient of 0.07 was estimated from wave and current measurements for Sisal Beach.

Runup was studied using video cameras, and a hyperbolic parameterization was calibrated to calculate the 2% runup on the beach. Littoral sediment transport throughout the water column and along the surf zone was studied using sand traps and OBS sensors. A nearly logarithmic decrease in sediment flux from the seabed to the water surface was found, with maximum transport near the seabed and higher values for shallower water depths. The distribution of littoral transport through the surf zone was non-uniform, showing peaks in the swash zone and at the breaking point. Good estimates of littoral transport were obtained with average coefficients ($\alpha = 1.3913$ and $k_\theta = 0.8829$) calculated from measurements with traps at Sisal Beach. However, there were differences of an order of magnitude between the estimated littoral transport from ADV-OBS compared to direct measurements with sand traps.

Índice

1-	Introducción	10
1.1-	Preguntas de investigación.....	12
1.2-	Hipótesis.....	13
1.3-	Objetivo general	13
1.4-	Objetivos específicos.....	13
2-	Marco teórico	14
2.1-	Rotura del oleaje	14
2.2-	Corriente litoral	17
2.3-	<i>Runup</i>	19
2.4-	Transporte litoral de sedimentos.....	21
3-	Área de estudio.....	24
4-	Metodología.....	27
4.1-	Adquisición de datos	28
4.2-	Análisis de datos	35
4.3-	Análisis Estadístico.....	49
4.4-	Parametrizaciones.....	50
5-	Resultados.....	57
5.1-	Caracterización de la dinámica costera	57
5.2-	Calibración de modelos y parametrizaciones existentes	80
6-	Discusiones	88
6.1-	Caracterización de la dinámica costera	88
6.2-	Calibración de modelos y parametrizaciones existentes	93
7-	Recomendaciones	95
8-	Conclusiones	96
9-	Referencias	98
10-	Anexos	104
	Anexo A. Calibración de los sensores de turbidez OBS 3+ (Campbell Scientific) ...	104
	Anexo B. Calibración intrínseca de la cámara de video GoPro 7 Black.....	111
	Anexo C. Definición de variables	116
	Anexo D. Pixels timestacks.....	117

1- Introducción

Los procesos de transformación del oleaje e hidrodinámica dentro de la zona de rompientes son de enorme relevancia en zonas costeras debido a su papel en la inundación y la erosión de playas. La zona de rompientes se caracteriza por la disminución de la profundidad relativa y el incremento en la no linealidad del oleaje (relación entre altura de ola y profundidad local) que al exceder un valor crítico induce la rotura del oleaje. Durante la rotura el movimiento oscilatorio de la superficie del mar se convierte en movimiento caótico y rotacional, teniendo como resultado la generación de turbulencia, la disipación del oleaje de viento y el oleaje remoto, así como también el incremento del nivel del mar y la generación de corrientes litorales (Dean y Dalrymple, 1991; Casals, 2004).

Cuando el oleaje se aproxima a la costa, su longitud (L) disminuye y su altura (H) puede aumentar, haciendo que aumente el peralte de la ola (H/L). Asimismo, la disminución de la profundidad incrementa la asimetría vertical y horizontal del oleaje debido a la no linealidad. Las olas rompen cuando alcanzan un peralte límite en la superficie libre, el cual es función de la profundidad relativa (d/L) y la pendiente de la playa ($\tan \beta$) (CEM, 2006). Para oleaje regular progresivo el ángulo máximo para que ocurra la rotura es de 30.37° por lo que la máxima pendiente es 0.586 (Longuet-Higgins y Fox, 1977). Estos valores pueden variar en función del tipo de rotura del oleaje.

La zona donde las olas comienzan a romper porque han alcanzado su límite de inclinación para un espectro de onda dado, se conoce como zona de rompientes (UCAR, 2012); la cual ocurre por lo general en profundidades de agua de entre 5 y 10 metros según el Glosario de Terminología Costera del Manual de Ingeniería Costera (CEM, 2006). Sin embargo, la profundidad del punto de rotura varía en función del clima del oleaje por lo que pueden existir diferencias importantes con relación a las profundidades mencionados en CEM (2006).

La transformación de la energía y forma de las olas a través de la zona de rompientes se refleja en la disipación de su energía, cambios en el nivel medio del mar, la generación de corrientes litorales y el remonte de la ola (*runup*) en playas.

El *runup* es la elevación vertical medida en la cara de la playa a partir de un nivel de referencia como el nivel medio del mar. Es inducido por el oleaje y se compone del incremento del nivel medio (*setup*) y el *swash*. Por otro lado, la corriente litoral depende de la altura y ángulo del oleaje en rotura y fluye paralela a la costa. Dicha corriente es generada por gradientes en el exceso del flujo de momento asociado al oleaje (estrés de radiación) (CEM, 2006) y es responsable del transporte de sedimentos a lo largo de la costa. Los gradientes de transporte longitudinal influyen de manera importante en el balance de sedimentos en una zona determinada. La relevancia del estudio de la hidrodinámica en la zona de rompiente se debe a que controla el transporte de sedimentos en playas y la inundación de la costa, por lo tanto, el conocimiento de estos procesos es fundamental (Casals, 2004).

Las brisas marinas, asociadas a la diferencia de temperatura entre el mar y la tierra, son características de zonas costeras alrededor del mundo (Masselink y Pattiaratchi, 1998a). Existen algunas playas que presentan brisas marinas intensas (Guille et al., 2003) y que por lo tanto dominan la dinámica litoral. Aunque la brisa marina tiene un rol importante en la circulación a través de la plataforma, la generación de oleaje y la circulación en la zona de rompientes, los estudios centrados en la comprensión de la hidrodinámica en la zona de rompientes de ambientes costeros dominados por la brisa marina son escasos (Torres-Freyermuth y Puleo, 2017). En este sentido, son valiosas las investigaciones pioneras de Masselink y Pattiaratchi (1998a 1998b, 2000), quienes estudiaron el efecto de la brisa marina en la morfodinámica de la playa, de manera particular, en la resuspensión de sedimentos y el consiguiente transporte, valiéndose de una campaña de campo que realizaron en North City Beach, en la costa de Perth, Australia Occidental. Otro ejemplo de ambientes dominados por brisas marinas es la playa Sisal, localizada en la Península de Yucatán (Torres-Freyermuth et al., 2017). En estudios previos en playa Sisal, Torres-Freyermuth et al. (2017), recolectaron observaciones de campo de viento, oleaje, nivel del mar y corrientes, e investigaron la influencia de diferentes mecanismos de forzamiento en la hidrodinámica cercana a la costa durante eventos de viento intenso local y de escala sinóptica. Por otro lado, Medellín et al. (2018) estudiaron el transporte litoral durante

un evento de brisas marinas utilizando una estructura temporal diseñada para capturar dicho transporte. Mientras tanto, Medellín y Freyermuth (2019, 2021) investigaron la morfodinámica estacional e interanual de la playa y duna afectada por factores naturales (niveles del agua y condiciones de las olas) y antropogénicos (estructuras costeras), así como el papel de las brisas marinas en la formación y crecimiento de las dunas costeras.

Los estudios de campo son importantes para entender la dinámica en cada zona. Aunque se han desarrollado ecuaciones para calcular la rotura del oleaje, la corriente litoral, el *runup* y el transporte litoral de sedimentos, estas parametrizaciones no son universales (Medellín et al., 2016). En muchas ocasiones dependen de características y propiedades locales de cada región, por lo que deben ser adaptadas en función de ello para poder obtener los mejores resultados en el estudio de estos procesos en cada sitio de estudio. El ajuste y el desarrollo de nuevas parametrizaciones permite entender cuáles son los parámetros relevantes en estos ambientes, como pueden ser la altura de la ola significativa y el período del oleaje, el peralte de rotura de las olas, el coeficiente de fricción del fondo, y coeficientes de transporte.

En el presente trabajo se pretende estudiar la hidrodinámica de zonas de rompientes en una playa natural y su papel en el transporte de sedimentos. Para ello, se evaluarán las teorías analíticas y los modelos paramétricos existentes. De manera específica, se comparan modelos de rotura, generación de corrientes litorales, el *runup* y el transporte litoral de sedimentos con mediciones obtenidas en una campaña de campo. Las parametrizaciones existentes son calibradas para mejorar la predicción de estos procesos en la playa de Sisal, Yucatán caracterizada por la persistencia de brisas marinas.

1.1- Preguntas de investigación

- ¿Cómo se relacionan los procesos atmosféricos y del oleaje con la hidrodinámica y el transporte litoral de sedimentos en la zona de rompientes en una playa natural?

- ¿Cómo se comparan los resultados de las observaciones de campo con las teorías analíticas y modelos paramétricos existentes para el estudio de la transformación del oleaje, hidrodinámica (*runup* y corrientes litorales), y el transporte litoral de sedimentos?
- ¿Es posible calibrar los modelos paramétricos existentes, utilizando mediciones de campo, para predecir los procesos hidrodinámicos en la zona de rompientes en playas naturales?

1.2- Hipótesis

- En playas naturales existe una fuerte relación entre los procesos atmosféricos, el oleaje, la hidrodinámica y el transporte litoral de sedimentos.
- Las teorías analíticas y los modelos paramétricos existentes tendrán diferencias con respecto a las observaciones de campo debido a que las parametrizaciones no son universales.
- Las observaciones de campo permiten calibrar las parametrizaciones existentes que relacionan las condiciones del oleaje incidente y la morfología de la playa con la rotura del oleaje, las corrientes litorales, el *runup*, y el transporte litoral de sedimentos.

1.3- Objetivo general

- Parametrizar procesos hidrodinámicos en la zona de rompientes en una playa natural.

1.4- Objetivos específicos

- Realizar una campaña de campo para obtener mediciones de alta resolución de la transformación del oleaje, corriente litoral, *runup*, y transporte litoral de sedimentos en una playa natural.
- Caracterizar la hidrodinámica y transporte de sedimentos durante el experimento de campo.
- Evaluar el funcionamiento de las teorías analíticas y los modelos paramétricos existentes con las mediciones recolectadas en la campaña de

campo.

- Calibrar los modelos y las parametrizaciones existentes para mejorar la descripción de la rotura, la corriente litoral, el *runup*, y transporte litoral de sedimentos en playas naturales.

2- Marco teórico

2.1- Rotura del oleaje

La conservación del flujo de energía implica que la altura de la ola se incrementa conforme se reduce la profundidad, lo que claramente no ocurre cerca de la línea de costa. En aguas someras, cuando la altura de ola es proporcional a la profundidad local, la ola se hace inestable y rompe, disipando energía en forma de turbulencia y trabajo contra la fricción del fondo (Svendsen, 2006).

El tipo de rotura depende de las características de la onda (altura de ola y longitud de onda) y la pendiente de la playa. Para playas con pendientes muy suaves, las olas normalmente rompen por *descrestamiento* (*spilling*). Otro tipo de rotura, llamada *voluta* (*plunging*), ocurre en playas con mayor pendiente y se caracteriza por la cresta que se curva hacia delante impactando sobre el valle de la onda, atrapando el aire dentro del “tubo” que se forma y luego estalla de manera espectacular. En la rotura tipo *oscilación* (*surging*), las olas ocurren en playas escarpadas y se caracterizan por zonas de rompientes estrechas o inexistentes y alta reflexión. Finalmente, el tipo de rotura tipo *colapso* (*collapsing*) se identifica como una combinación entre *voluta* y *oscilación* y ocurre en playas con pendiente muy pronunciadas caracterizadas por zonas de rompientes muy angostas o inexistentes (figura 1) (Dean y Dalrymple, 1991). El tipo de rotura está controlado por la relación entre la pendiente de la playa y el peralte de la ola, relacionados a través del *surf similarity parameter* (Battjes, 1974) o número de Iribarren dado por:

$$\varepsilon_0 = \frac{\tan\beta}{\sqrt{\frac{H_0}{L_0}}} \text{ o } \varepsilon_b = \frac{\tan\beta}{\sqrt{\frac{H_b}{L_0}}}$$

donde $\tan\beta$ es la pendiente de la playa y el peralte de la ola está definido por la relación entre la altura (H_0) y la longitud (L_0) de ondas en aguas profundas, respectivamente. Los subíndices b y 0 indican condiciones de rotura y de aguas profundas, respectivamente. Por lo tanto, los tipos de rotura están asociados a un intervalo de valores de este parámetro (tabla1).

Tabla 1. Tipos de rotura. Fuente: CEM, 2006.

Tipo de rotura	ϵ_0	ϵ_b
Colapso u oscilación (<i>surging or collapsing</i>)	$\epsilon_0 > 3.3$	$\epsilon_b > 2$
Voluta (<i>plunging</i>)	$0.5 < \epsilon_0 < 3.3$	$0.4 < \epsilon_b < 2$
Descrestamiento (<i>spilling</i>)	$\epsilon_0 < 0.5$	$\epsilon_b < 0.4$

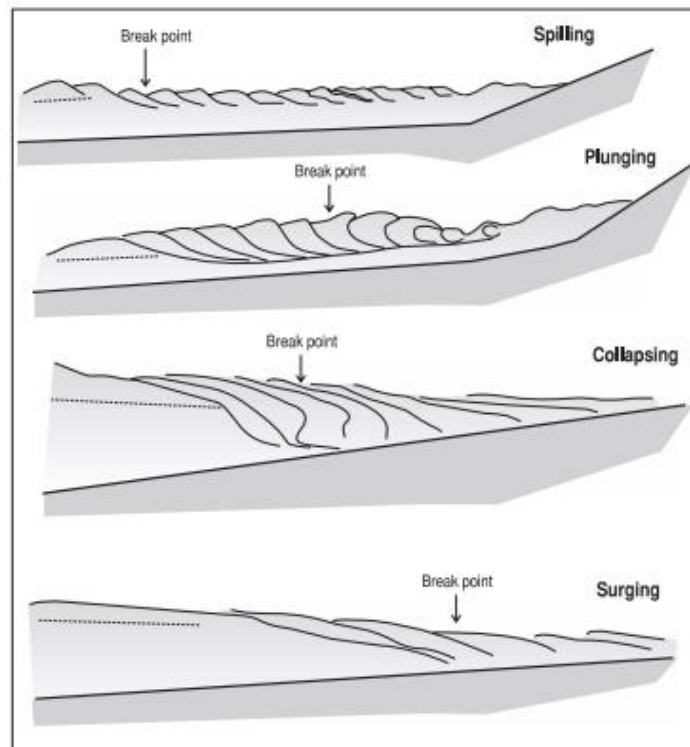


Figura 1. Tipos de rotura. Fuente: Davidson-Arnott (2010)

Las observaciones en el campo y el laboratorio muestran que en aguas someras la altura de ola en rotura es proporcional a la profundidad. Existen diferentes criterios y modelos de rotura paramétricos, siendo el criterio más antiguo y sencillo el propuesto por McCowan (1894) quien determinó que las olas rompen cuando su altura es igual a una fracción de la profundidad,

$$H_b = \gamma_b h_b$$

donde $\gamma_b = 0.78$.

El valor de γ_b varía en función de las características del oleaje y la playa y presenta valores menores ($\gamma_b=0.42$) para el caso de oleaje irregular (Thornton y Guza, 1983). Por lo tanto, no existe un valor universal del índice de rotura por lo que es importante estudiar este proceso en nuestro sitio de estudio.

En el estudio del oleaje aleatorio o irregular, no existe un punto de rotura bien definido a diferencia de la rotura de oleaje monocromático. En este caso, las olas más grandes tienden a romper más lejos de la costa y las más pequeñas más cerca de la costa. Por lo tanto, a través de la zona de rompientes habrá olas rotas y no rotas, algunas veces, teniendo la misma altura. El porcentaje de olas rotas varía como una función de la posición dentro de la zona de rompientes (Longuet-Higgins y Fox, 1977).

En 1986, Xu y colaboradores calcularon la tasa temporal de variación $R(t)$ y la pendiente de la superficie del agua $s(t)$ a partir de una serie temporal de elevación de la superficie libre, $\eta(t)$, medida en un punto fijo. Un aumento drástico de $R(t)$, también llamado salto, ocurre cuando la ola rompe (Longuet-Higgins y Smith, 1983).

En 1977, Longuet-Higgins y Fox, introducen el ángulo máximo para que ocurra la rotura con valor de 30.37° por lo que la máxima pendiente para oleaje regular progresivo es 0.586, de tal manera que

$$S_{max} = 0.586 \text{ y } R_{max} = 0.586C$$

donde C es la velocidad de fase de las olas.

De esta forma si $R(t) > R_{max}$ se está en presencia de una ola rota. Estos valores pueden variar en función del tipo de rotura del oleaje. La frecuencia de ocurrencia de rotura, P , se define como la relación entre el número de olas en rotura, n , y el número total de olas, N (Xu *et al*, 1986):

$$P = \frac{n}{N}$$

2.2- Corriente litoral

Cuando el oleaje rompe con un ángulo de incidencia oblicuo, una parte del flujo de momento se dirige a lo largo de la costa y el balance da como resultado la generación de una corriente longitudinal (Bowen, 1969) que normalmente puede tener velocidades de 0.2 a 1 m/s. Esta corriente, que fluye paralela a la costa y es dependiente de la altura y ángulo del oleaje en rotura es llamada corriente litoral (figura 2). Dicha corriente es generada por gradientes en el exceso del flujo de momento asociado al oleaje (estrés de radiación) (Longuet-Higgins y Stewart, 1962).

Se han realizado esfuerzos considerables para intentar medir la corriente litoral neta y desarrollar teorías y modelos empíricos para predecir el flujo medio, debido a que son un factor importante para el transporte litoral neto de sedimentos, por lo que el modelado exitoso del transporte a menudo requiere la modelización de la corriente litoral (Davidson-Arnott, 2010).

Las velocidades de las corrientes litorales tienden a ser casi uniforme a través de la mitad superior de la columna de agua y esto puede extenderse cerca del fondo en la zona de fuerte rompimiento de las olas (Davidson-Arnott, 2010). Una solución analítica simple para calcular la velocidad de la corriente litoral generada por el oleaje fue propuesta por Longuet-Higgins (1970a, b) bajo teoría lineal, basada en suposiciones de homogeneidad de la batimetría y en la altura de la ola a lo largo de la costa, ángulo de rotura de las olas pequeño, playa con pendiente uniforme, sin mezcla lateral y rompimiento de olas saturado ($H = \gamma_b d$) a través de la zona de

rompientes. Bajo estos supuestos, la velocidad de la corriente litoral en la zona de rompientes está dada por:

$$V = \frac{5\pi \tan\beta^*}{16 C_f} \gamma_b \sqrt{gd} \sin \alpha \cos \alpha$$

donde,

$$\tan\beta^* = \text{pendiente de la playa modificada por el wave setup} = \tan\beta^* = \frac{\tan\beta}{1 + \left(\frac{3\gamma_b^2}{8}\right)}$$

C_f es el coeficiente de fricción del fondo, el cual dependiente de su rugosidad tiene valores típicos en el rango de 0.005 a 0.01 y α es el ángulo de la cresta de la ola respecto a los contornos del fondo.

Komar y Inman (1970) obtuvieron una expresión para calcular la velocidad de la corriente litoral en el medio de la zona de rompientes (V_{mid}) basada en las relaciones para evaluar el transporte litoral de arena dadas por Komar (1979),

$$V_{mid} = 1.17 \sqrt{gH_{rms}} * \sin \alpha_b \cos \alpha_b$$

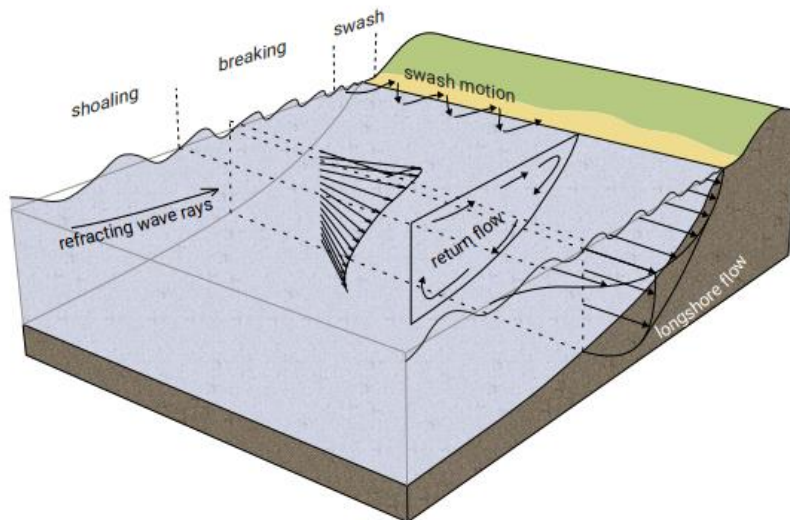


Figura 2. Estructura 3D del perfil de corrientes inducidas por el oleaje en la zona de rompientes. La corriente litoral (*longshore current*) fluye paralela a la costa. Fuente: (Bosboom y Stive, 2022).

2.3- *Runup*

Cuando las olas se propagan hacia la costa, la mayoría de su energía se disipa a través de la zona de rompientes en la rotura. Sin embargo, una parte de esa energía se convierte en energía potencial en forma de *runup* en la cara de la playa.

El *runup*, se define como el nivel de elevación máxima de agua asociado al oleaje, medido en la playa con respecto al nivel del agua en reposo (el que ocurriría en ausencia de olas) (figura 3 y 4). El *runup* es el resultado de dos procesos dinámicamente diferentes, el *setup* máximo, que es la elevación del nivel del agua en la costa promediada en el tiempo y el *swash*, definido como las fluctuaciones verticales sobre la media temporal y que, además, representa la ubicación variable en el tiempo de la intersección entre el océano y la playa (Stockdon et al., 2007).

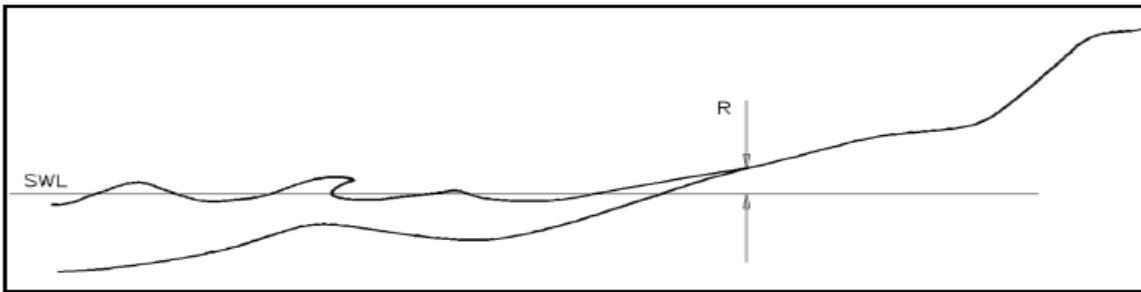


Figura 3. Bosquejo de definición para el *runup* (R) con respecto al nivel del agua en reposo (SWL). Fuente: CEM (2006).

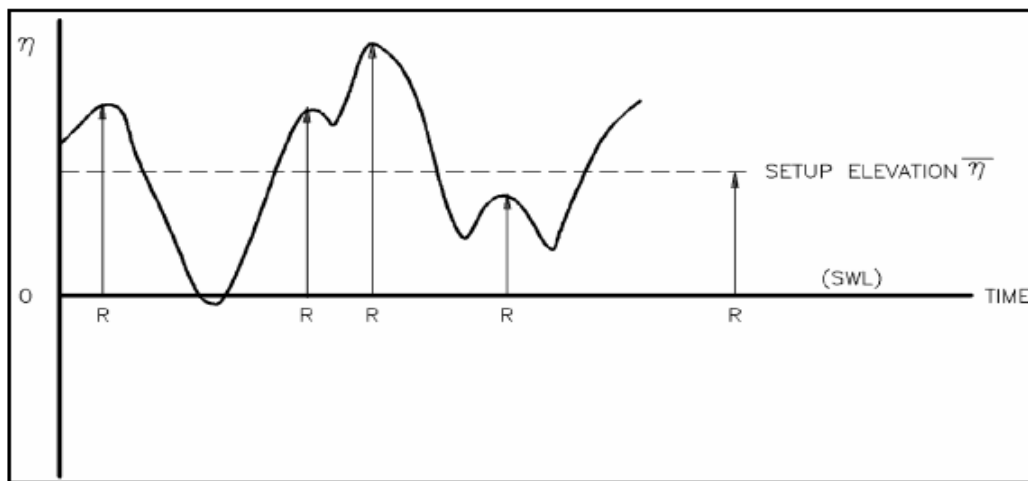


Figura 4. Definición de *runup* (R) como máximo local en elevación con respecto al nivel del agua en reposo (SWL). Fuente: CEM (2006).

Para oleaje irregular el *runup* se caracteriza con el valor del *runup* de 2% de excedencia ($Ru_{2\%}$) (Holman, 1986). Esta estadística, representa el valor que los máximos de *runup* individuales han excedido el 2% del tiempo y se usa a menudo en aplicaciones de ingeniería costera (Stockdon et al., 2007). Es importante para los planificadores, oceanógrafos e ingenieros costeros, porque estos movimientos aportan gran parte de la energía responsable de la erosión de dunas y playas (Sallenger, 2000; Ruggiero et al., 2001). Por lo tanto, comprender la magnitud y variabilidad a lo largo de la costa del *runup* extremo es fundamental para una predicción precisa de los impactos de tormentas severas en las playas (Sallenger, 2000), en especial sobre dunas protectoras y propiedades adyacentes.

Para la medición del *runup*, se utilizan técnicas directas o indirectas, siendo estas últimas las más comunes. Entre ellas se destaca el uso de cámaras de video cuya resolución de píxeles depende del campo de visión de la cámara, la altura de la cámara y la distancia a la ubicación terrestre observada. La estimación del *runup* se hace a partir de la extracción de transectos de intensidad de píxel transversales a la costa (figura 5a). A partir de ellos se crean *timestacks*, conocidas como matrices de intensidad del píxel en función del tiempo, donde el *runup* puede verse como un borde blanco moviéndose hacia adelante en la zona de *swash* (figura 5b). El borde del *runup* es digitalizado a partir del *timestack*, y luego, usando relaciones de fotogrametría se convierte en la serie temporal de la elevación del nivel del agua medida en relación con el nivel medio del mar (Stockdon et al., 2007).

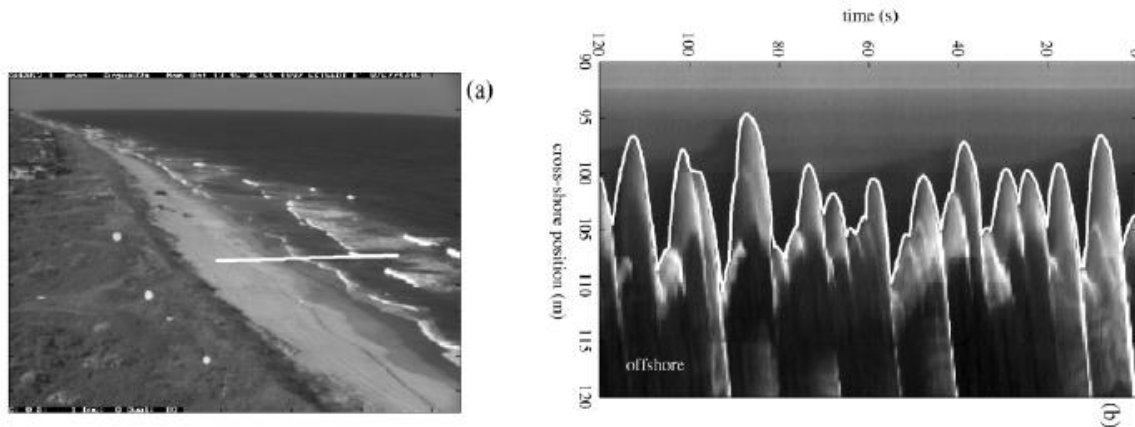


Figura 5. a) Localización de transecto perpendicular para la extracción de la intensidad de píxel. b) *Timestack* resultante de la extracción de la intensidad de píxeles con respecto al tiempo. Fuente: Stockdon et al. (2007).

El *runup* a menudo se calcula mediante parametrizaciones basadas en observaciones en campo. (p. ej., Ruggiero et al., 2001, 2004; Stockdon et al., 2006; Senechal et al., 2011). Sin embargo, el rendimiento de estas es cuestionable durante condiciones de olas extremas (Stockdon et al., 2014). Además, las parametrizaciones de *runup* dependen en gran medida de las características morfológicas de la playa, la elevación del nivel de marea y de las condiciones de forzamiento de olas. Por lo tanto, no existe una parametrización universal de *runup* y se deben desarrollar parametrizaciones específicas del sitio de estudio (Medellín et al., 2016).

2.4- Transporte litoral de sedimentos

Los cambios en la morfología costera son consecuencia de gradientes espaciales en las tasas netas de transporte de sedimentos. Desafortunadamente, nuestra capacidad para estimar el transporte de sedimentos a partir de la hidrodinámica se encuentra muy limitada.

El transporte de sedimentos se puede definir como el movimiento (neto) de partículas de sedimento a través de un plano bien definido durante cierto período de tiempo. Este movimiento depende de las características del material transportado

(tamaño de grano, velocidad de caída, entre otras propiedades). Está demostrado que las partículas de sedimento comenzarán a moverse cuando se excede la llamada velocidad crítica (o esfuerzo cortante crítico), este esfuerzo es el resultado del movimiento combinado de onda y corriente (Bagnold, 1966; Van Rijn, 1984a).

Generalmente se distinguen dos modos de transporte: en el fondo y suspendido. Si las partículas se mueven en modo de transporte de fondo, estas ruedan, se desplazan o dan pequeños saltos sobre el fondo marino, pero manteniéndose cerca del fondo. El transporte en suspensión, por otro lado, implica que los granos se levantan del fondo marino en flujos por encima de la velocidad crítica del flujo y son transportados en suspensión por el agua en movimiento. Por debajo de una determinada velocidad de flujo los granos vuelven a sedimentarse. La suma del transporte en el fondo y el transporte en suspensión es llamada transporte total (Dyer y Soulsby, 1988; Bosboom y Stive, 2022).

El transporte litoral de sedimentos es el movimiento neto de partículas de sedimentos en dirección paralela a la línea de costa y a las curvas de nivel de profundidad (Bosboom y Stive, 2022). Es resultado de la operación de tres conjuntos de procesos: (a) deriva en la playa en la pendiente de la zona de *swash*, impulsada principalmente por la acción de las olas oblicuas; (b) transporte generado por corrientes litorales, tanto en la zona de rompientes como mar adentro de la misma; y (c) el transporte mar adentro de la zona de rompientes por corrientes residuales de mareas y corrientes impulsadas por el viento. Dentro de la zona de rompientes, las corrientes impulsadas por el viento y la marea pueden también contribuir al transporte litoral pero generalmente se piensa que son de menor importancia que las debidas al oleaje en esta zona relativamente poco profunda (Davidson-Arnott, 2010).

El transporte litoral de sedimentos (LST, por sus siglas en inglés) y su distribución en la columna de agua y a través de la zona de rompientes son fundamentales para el diseño eficaz de la regeneración de playas, espigones, embarcaderos y muchas otras estructuras costeras (Wang, 1998). La interferencia del transporte natural de sedimentos a lo largo de la costa es la causa de muchos problemas inducidos por

actividades humanas, que implican una erosión y sedimentación localmente acentuadas y son fundamentales para la evaluación de numerosas obras de ingeniería costera. El transporte de sedimentos a lo largo de la costa también es un factor clave para determinar el balance de sedimentos en la playa y en la definición de celdas litorales (Davidson-Arnott, 2010).

El transporte litoral impulsado por el oleaje depende, entre otros factores, de la hidrodinámica en la zona de rompientes y de las propiedades del sedimento y puede ser obtenido a partir de la velocidad de la corriente litoral y la concentración de sedimento promediada en el tiempo (Zampol y Inman 1989; Barkaszi y Dally 1993, Wang, 1998) como:

$$\langle S_y \rangle = \int_a^h V(z)C(z)dz$$

donde

S_y Transporte litoral de sedimentos neto $\left(\frac{kg}{m^2 \cdot s}\right)$

$V(z)$ Velocidad de la corriente litoral a una altura z del fondo (m/s)

$C(z)$ Concentración de sedimento promediada en el tiempo a una altura z del fondo $\left(\frac{kg}{m^3}\right)$

a Espesor de la capa del transporte del fondo (*thickness of bed load layer*)

h Profundidad del agua (m)

El oleaje aumenta la cantidad de sedimento en suspensión $C(z)$ como resultado de las turbulencias generadas en la capa límite de las olas y en la superficie bajo las olas rompientes. Se producen considerables cantidades de sedimento en suspensión debido al:

1. Movimiento orbital (principalmente en dirección transversal a la costa), la magnitud del esfuerzo cortante del lecho varía a lo largo del ciclo de la onda y alcanza su punto máximo dos veces en cada ciclo de onda. Especialmente durante estos picos se moviliza y arrastra una gran cantidad de sedimentos;

2. Las olas rompientes aumentan fuertemente la turbulencia en la columna de agua y, por lo tanto, llevan con relativa facilidad los sedimentos en suspensión a la parte superior del flujo.

Un método para medir las concentraciones en suspensión es mediante trampas, que suelen consistir en una estructura vertical de pequeñas trampas que recopilan sedimentos, pero permiten el paso del agua, por lo que se pueden utilizar para examinar la distribución vertical de sedimentos suspendidos y pueden posicionarse en cualquier ubicación a lo largo de la zona de rompientes (Kraus y Dean, 1987; Rosati y Kraus, 1989; Wang, 1998; CEM, 2006). Otro método consiste en el uso de Sensores de Retrodispersión Óptica (OBS, por sus siglas en inglés) que también se pueden colocar en distintas posiciones en la zona de rompientes y a diferentes elevaciones del fondo marino (Barkaszi y Dally, 1993; Beach y Sternberg, 1996). Ambos métodos fueron implementados en este estudio y se describen a detalle en la Sección de Metodología.

3- Área de estudio

La playa de Sisal está ubicada en una isla barrera en la costa norte de la Península de Yucatán ($21^{\circ} 09' 56.20''$ N, $90^{\circ} 02' 26.44''$ O) (figura 6). La playa está compuesta por arenas medianas carbonatadas que oscilan entre 0.2 y 2.0 mm en la zona de rompientes (Wellmann, 2014) y un tamaño de grano representativo de 0.3 mm (Medellín y Torres-Freyermuth, 2021). Se caracteriza por una plataforma continental de pendiente suave y la presencia de mareas predominantemente diurnas. El régimen de mareas es micro – mareal (Enriquez et al., 2010) con una marea viva máxima de 0.8 m (Valle-Levinson et al., 2011). En la figura 7 se muestra una serie temporal del nivel del mar a lo largo de un mes aproximadamente, se aprecia una variación diurna y dos ciclos de marea viva y muerta.

El norte de la península de Yucatán se caracteriza por la influencia de vientos intensos asociados principalmente con brisas marinas y terrestres locales y eventos de escala sinóptica asociados con el paso de frentes fríos (Figueroa Espinoza et al., 2014). Intensos vientos del NNW son comunes en la península de Yucatán durante los meses de invierno (Figueroa-Espinoza et al., 2014). Estos eventos de viento,

denominados Nortes, generalmente ocurren de septiembre a abril y son parte de perturbaciones de escala sinóptica provenientes de latitudes medias, caracterizado por el paso de un frente frío con vientos intensos sostenidos asociados a sistemas de alta presión (Appendini et al., 2012).

Debido a los fuertes vientos y la escala sinóptica de estos eventos, la zona de estudio se ve afectada por oleaje energético a 10 metros de profundidad con $H_s > 2 \text{ m}$ y periodo relativamente alto ($T = 8 \text{ s}$) (Torres-Freyermuth et al., 2017).

A escala local, los vientos en el área de estudio están dominados por eventos de brisa marina del noreste (NE) que predominan durante los meses de primavera y verano, siendo más energéticas en abril y mayo, con magnitudes superiores a 10 m/s (Figueroa-Espinoza et al., 2014; Medellín y Torres-Freyermuth, 2019). En la figura 8a se muestran datos horarios de viento en m/s en la playa Sisal desde julio de 2017 a julio de 2023 y en la figura 8b únicamente para el mes de mayo desde el 2018 hasta el 2023. En ambas se ilustra la dominancia la mayor parte del año de eventos de brisa marina del NE y brisas terrestres del SE.

Los eventos intensos de brisa marina generan olas locales de dirección NE, período corto, y alto ángulo de incidencia que están presentes a lo largo del año (Torres-Freyermuth et al., 2017) con altura de ola significativa $H_s < 1 \text{ m}$ (a $h = 10 \text{ m}$ de profundidad del agua) (Medellín et al., 2018). El oleaje, genera una corriente litoral intensa responsable del transporte de sedimentos y erosión de playas en zonas aledañas a estructuras costeras (Torres-Freyermuth et al., 2019; Franklin et al., 2021). Por lo tanto, las brisas marinas juegan un papel importante en la hidrodinámica costera y el transporte de sedimentos en la región (Torres-Freyermuth et al., 2019).

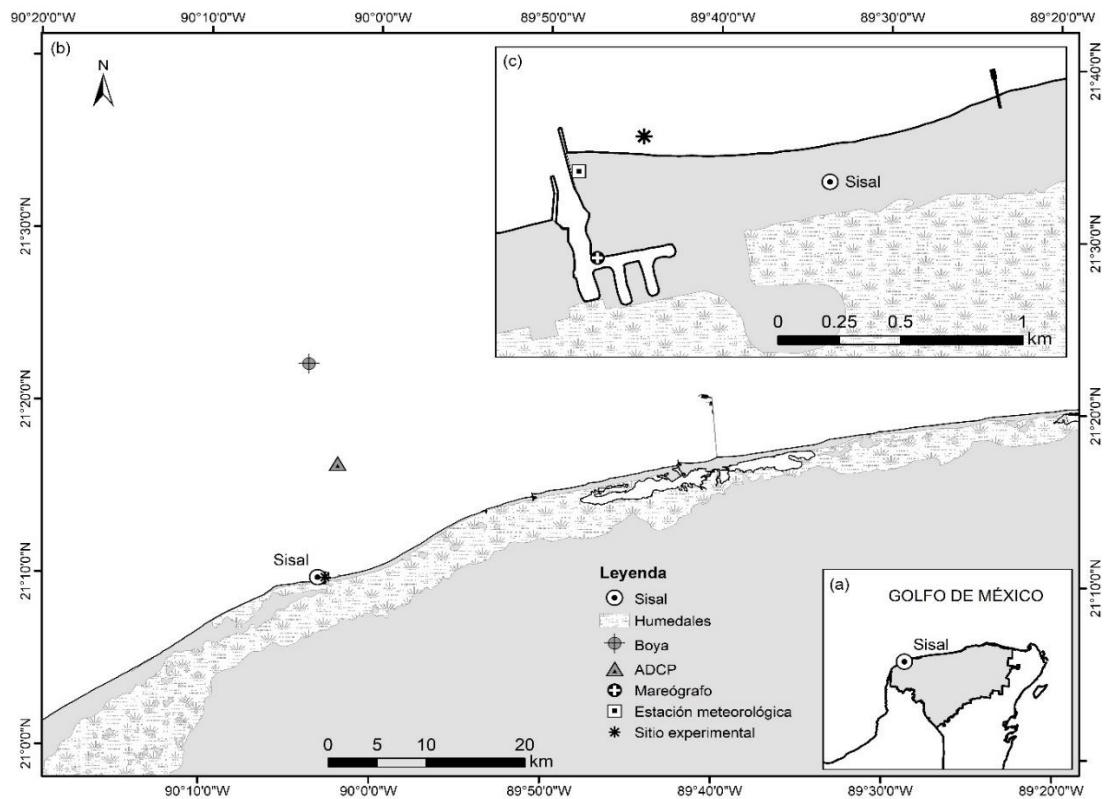


Figura 6. a) Ubicación del área de estudio en la Península de Yucatán. b) Ubicación del sitio experimental y de los sistemas de medición de oleaje costa afuera (ADCP y boya). c) Ubicación del sitio experimental, la estación meteorológica y el mareógrafo.

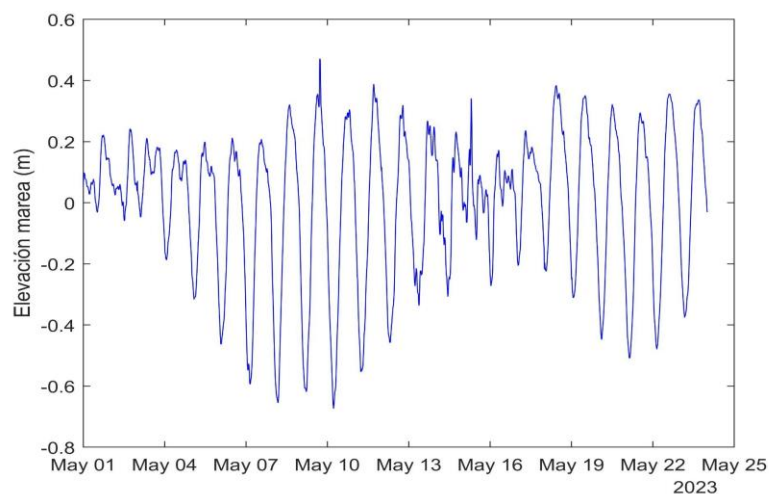


Figura 7. Serie temporal del nivel del mar para el mes de mayo de 2023 medida por el mareógrafo ubicado en Puerto de Abrigo en Sisal. Fuente de información: <https://chalchiuhtlicue.geofisica.unam.mx/estaciones/?estacion=10>.

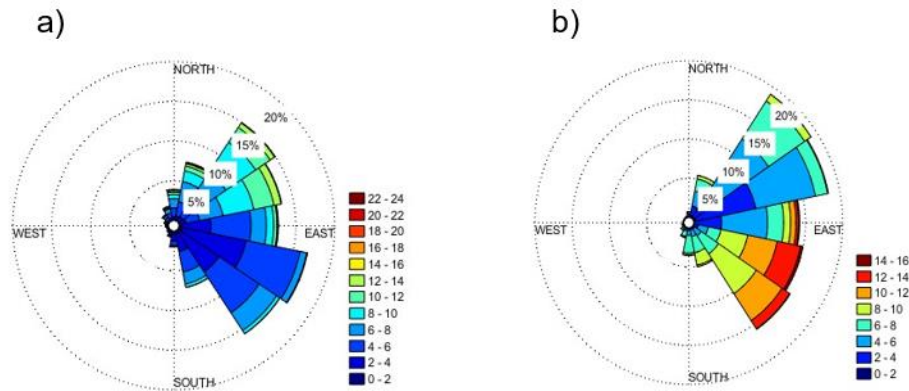


Figura 8. Rosas de vientos para datos horarios desde a) julio de 2017 a julio de 2023 y para datos horarios del mes de b) mayo desde el 2018 hasta 2023. Fuente de información: <https://www.ruoa.unam.mx/index.php?page=estaciones&id=13>.

Ante la influencia de brisas marinas y Nortes, la morfodinámica en la playa de Sisal es diferente. Durante las brisas marinas, las barras sumergidas migran costa afuera y ocurre una acumulación de sedimentos al este de las estructuras perpendiculares a la costa y una erosión al oeste asociado al transporte litoral de sedimentos hacia el Oeste. Durante la influencia de los Nortes, las barras sumergidas de arena migran tierra adentro y se observa un crecimiento de la berma. Se produce una erosión al este de las estructuras y una depositación al oeste producto del transporte litoral hacia el Este (Medellín, 2017).

4- Metodología

En este trabajo se realizó una campaña de campo del 15 al 16 de mayo de 2023, en la playa Sisal, Yucatán. Se obtuvieron mediciones de la transformación del oleaje, el *runup*, la dirección y magnitud de la corriente litoral, y el transporte litoral de sedimentos con el propósito de caracterizar la dinámica y calibrar los/las modelos/parametrizaciones existentes para describir estos procesos.

4.1- Adquisición de datos

4.1.1- Nivel medio del mar, viento y oleaje costa afuera

El nivel medio del mar se registró cada 15 minutos con un mareógrafo perteneciente al Servicio Mareográfico Nacional (www.mareografico.unam.mx) ubicado en el Puerto de Abrigo de Sisal en 21.161188 N y 90.047781 W. Los datos de viento se obtuvieron cada 1 minuto de una estación meteorológica automática (Vaisala) instalada en Sisal en 21.1645°N y 90.0484°W a una altitud de 8 m.s.n.m. (www.ruoa.unam.mx), y las condiciones de las olas en alta mar se midieron cada 1 hora utilizando un Perfilador de Corriente Doppler Acústico (ADCP) Sentinel V, montado en el fondo del mar y desplegado a 10 km de la costa y a 10 metros de profundidad, y cada 30 minutos utilizando una boya desplegada a 20 km de la costa a 20 metros de profundidad (figura 6)

4.1.2- Hidrodinámica y transporte de sedimentos en la zona de rompientes

Para realizar mediciones dentro de la zona de rompientes se instalaron 4 estructuras, desplegadas a lo largo de un transecto transversal a la costa, ubicadas en la zona de rompientes del oleaje (figuras 9 y 10). Las estructuras fueron enumeradas en orden creciente, desde el número 1 ubicada en aguas más someras, cercana a la costa, hasta la estructura 4 localizada en aguas más profundas y alejada de la costa (tabla 2). En cada estructura fue instalado un Velocímetro Acústico Doppler (ADV Vector Nortek) y en las estructuras 2 y 3 fueron instalados sensores de turbidez OBS 3+ (Campbell Scientific) junto a los ADV. El diseño experimental final de cada estructura se muestra en la figura 10c.

Se midió la ubicación de cada ADV y OBS utilizando un Sistema de Posicionamiento Global Diferencial (DGPS) para georreferenciar sus posiciones *X*, *Y* y *Z* dentro de la zona de rompientes. La posición del sensor de velocidad y presión fue medida para cada sensor. La superficie sobre la que se realizaron estas mediciones se muestra con flechas rojas en la figura 10c. La coordenada *Z* es medida con respecto al geoide MEX97 (<https://www.ngs.noaa.gov/GEOID/MEXICO97/>).

En la figura 10b se muestra el perfil del transecto donde se instalaron las estructuras con los dispositivos y la ubicación de los puntos de medición de los velocímetros ADV, los sensores de presión y los sensores OBS 3+. Posteriormente, se corrigió el punto de la medición del DGPS para que fuera lo más aproximado a la ubicación real de los sensores. Los valores de distancia X , transversal a la costa, y la coordenada Z y la elevación respecto al fondo de cada sensor de los dispositivos se muestran en la tabla 2.

Tabla 2. Distancia X (m), coordenada Z (m) y elevación respecto al fondo de cada dispositivo instalado.

	Distancia X (m)	Z (m)	Elevación respecto al fondo (m)
ADV 1	77.459	-0.734	0.364
ADV 2	87.236	-0.649	0.403
ADV 3	100.036	-0.664	0.415
ADV 4	115.996	-1.176	0.238
Sensor Presión 1	77.459	-0.506	0.592
Sensor Presión 2	87.236	-0.502	0.586
Sensor Presión 3	100.036	-0.481	0.598
Sensor Presión 4	115.996	-0.858	0.556
OBS 2	87.197	-0.678	0.409
OBS 3	100.148	-0.919	0.160

El anclaje localizado costa afuera (estructura 4) se encuentra antes de la barra y cuyo ADV es el que está ubicado a mayor profundidad, casi justo sobre la barra se tiene la estructura 3 en la que el sensor del ADV mide a una profundidad de 0.664 m y el sensor del OBS mide a una profundidad de 0.919 m por lo que existe una diferencia de 0.255 m entre ambos sensores, luego se tiene la estructura 2, donde los sensores del ADV y el OBS están ubicados justo en la misma profundidad de 0.66 m aproximadamente y más cercano a la costa se tiene la estructura 1 con un ADV ubicado a 0.734 m de profundidad. Cuando se tuvo el diseño debidamente instalado y conectado se procedió a medir en modo continuo a partir de las 10:00

horas del día 15 de mayo de 2023, durante un período de 24 horas, con una frecuencia de muestreo de 8 Hz, debido a que en la zona de estudio el oleaje es de periodo corto con valor de aproximadamente 4 segundos.



Figura 9. Estructuras instaladas a lo largo de un transecto transversal a la costa, señalizadas con banderas de color rojo.

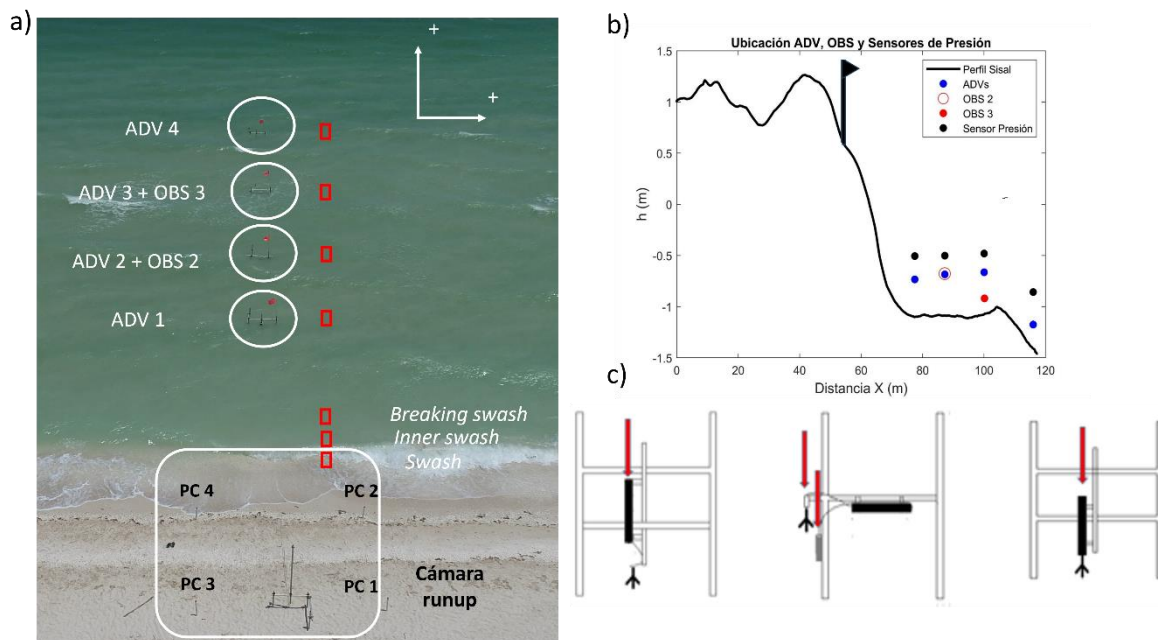


Figura 10. a) Arreglo experimental mostrando la ubicación de los anclajes (banderas rojas), la posición en la que fueron utilizadas las trampas de arena (cuadros rojos), y la cámara para medir el *runup* con los puntos de control (cuadro blanco). b) Ubicación de ADV, OBS y sensores de presión instalados en el perfil medido. c) Diseño experimental de las estructuras instaladas, estructura 1 (izquierda), estructuras 2 y 3 (centro), estructura 4 (derecha). Con flechas rojas se muestra el punto de la medición exacta del Sistema de Posicionamiento Global Diferencial (DGPS).

4.1.3- *Runup*

Se instaló sobre la berma de la playa, a lo largo del mismo transecto de los ADVs, una estructura con una cámara de video GoPro 7 Black para medir el *runup* en la playa. Como puntos de control se utilizaron tubos de PVC, para delimitar la extensión en el eje *X*, transversal a la playa, y en el eje *Y*, paralelo a la playa, de la cuadrícula a estudiar con las imágenes de video (cuadro blanco en la figura 10a) y del transecto en *X* en el que se calculó el *runup*. Con la ayuda del DGPS se georreferenció la posición *X*, *Y*, *Z* de la cámara, de los puntos que delimitan la malla y del transecto a estudiar. Con la cámara debidamente conectada y siendo monitoreada desde un dispositivo celular se realizó la toma de 2 videos a 24 fotogramas por segundo con una duración de 14 minutos cada uno, tomados a las 12:13 (llamado Video 1) y 5:32 horas (llamado Video 2) respectivamente, que luego fueron georreferenciados y procesados con la librería de Python CoastallImageLib. (McCann et al., 2022)

Luego con el DGPS en modo *Real Time Kinematics* (RTK), llevando el receptor móvil en una mochila se midió el perfil de playa en el que estaban instaladas todas las estructuras con el objetivo de estimar el *runup* (vertical) a partir de las imágenes de la cámara.

4.1.4- *Transporte litoral de sedimentos*

Para la medición directa del transporte de sedimentos producto de la corriente litoral, se utilizaron unas trampas de arena (Wang, 1998). Estas estructuras consisten en un marco con pequeñas trampas, ubicadas a diferentes elevaciones, que poseen una bolsa con una malla fina con un diámetro de 63 micrómetros. Estas pequeñas

trampas son desmontables y cada estructura permite el montaje de 4 trampas como máximo (figura 11).

Las trampas en cada estructura fueron enumeradas en orden creciente desde el número 1, de menor elevación respecto al fondo, hasta la 4 de mayor elevación. La altura de los 2 mástiles de cada estructura es de 1.40 m, las dimensiones del área de cada trampa es de 15 cm de largo por 9 cm de ancho, la distancia entre trampas es de 15 cm y la altura de la ubicación del borde superior de cada trampa desde la base de la estructura es de 0.19 m, 0.43 m, 0.67 m y 0.91 m.

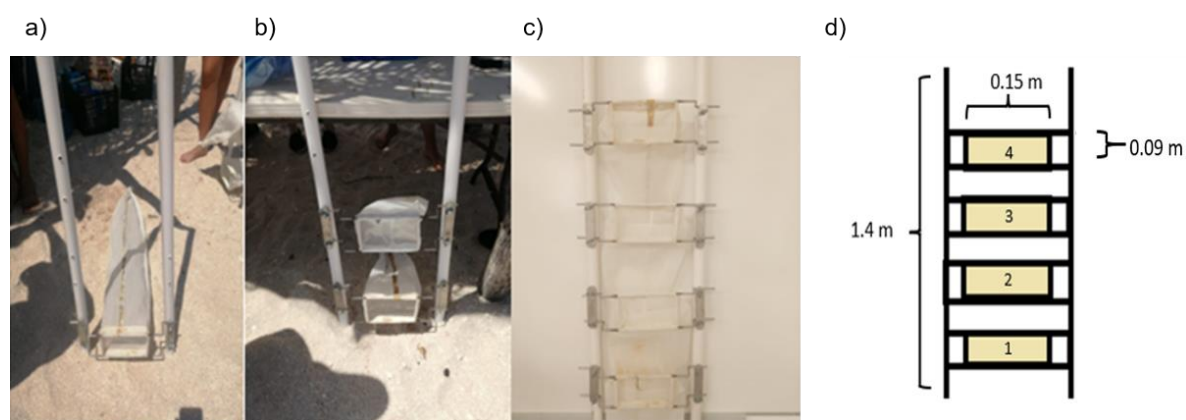


Figura 11. Estructuras equipadas con a) 1 trampa, b) 2 trampas y c) 4 trampas desmontables, d) diseño de la estructura con 4 trampas desmontables.

Los puntos de medición del transporte de sedimentos se muestran en la figura 10a como pequeños cuadros rojos. El experimento consistió en la colocación de tres estructuras, alineadas a lo largo del perfil transversal donde estaban instaladas las estructuras con los ADV y los OBS, en la zona de *swash* orientadas hacia el Este (figura 12). Estas estructuras fueron colocadas durante un periodo de 3 minutos de manera simultánea en la dirección para atrapar el sedimento suspendido por la corriente litoral de dirección este-oeste. Se colocó una estructura equipada con una trampa cercana a la costa nombrada zona *Swash* y las dos estructuras restantes equipadas con dos trampas colocadas en aguas más profundas, nombradas *Inner swash* y *Breaking swash* en ese orden (figura 10a). Luego de los tres minutos de exposición al oleaje, las estructuras fueron retiradas del agua, se retiró el sedimento atrapado en cada una de las trampas, fue guardado y etiquetado con su horario de

recogida en bolsas para su posterior secado y pesado en el laboratorio (figura 13).



Figura 12. Colocación de tres estructuras en la zona de *Swash*. La flecha roja indica la dirección de la corriente litoral.



Figura 13. Bolsas con sedimento y agua etiquetadas para su posterior procesamiento en el laboratorio.

Posteriormente, se preparó una estructura con 4 trampas (figura 14). Esta fue colocada frente a la estructura con el ADV 1 utilizando la misma orientación para atrapar el sedimento suspendido por la corriente litoral. Luego de tres minutos se retiró y al igual que con las colocadas en la zona *Swash*, el sedimento de cada

trampa fue retirado y etiquetado en bolsas. Este procedimiento se repitió frente a las tres estructuras restantes donde están instalados los ADV 2, ADV 3 y ADV 4 logrando completar el estudio de todo el transecto y la distribución transversal del transporte litoral dentro de la zona de rompientes.

Teniendo en cuenta el tiempo en el desarrollo del experimento para todo el perfil, se logró realizar 5 veces la captura de sedimentos desde la zona *Swash* hasta la estructura con el ADV 4, con horarios de inicio de la colocación de las estructuras simultáneas en la zona *Swash* para 10:45, 12:30, 14:18, 16:19 y 18:14 (hora local) en cada toma. El experimento no se extendió por más tiempo debido a la disminución drástica de la energía del oleaje después de la última toma de sedimentos registrada, la cual concluyó a las 19:19 horas.



Figura 14. Extracción del agua de una estructura con 4 trampas.

Cuando todas las muestras de cada trampa fueron debidamente guardadas y etiquetadas con su horario de recogida, fueron trasladadas al laboratorio. Posteriormente, fueron colocadas en vasos de precipitados que también se etiquetaron y luego se colocaron en un horno para su secado durante un período de 24 horas a la temperatura de 120°C (figura 15). Al cabo del período de secado, las muestras fueron tamizadas y pesadas, y registrados sus valores.



Figura 15. Horno utilizado para el secado de las muestras en el laboratorio.

4.2- Análisis de datos

4.2.1- Oleaje y corrientes dentro de la zona de rompientes

Las series temporales de presión y velocidad dentro de la zona de rompientes se emplearon para el cálculo de la altura de ola significativa (H_s) y la corriente litoral. Para ello, se utilizaron períodos de 512 segundos con el fin de garantizar la hipótesis de estacionalidad del oleaje y nivel del mar (Raubenheimer et al., 2001).

Las mediciones de presión resultaron en unidades de decibares (dbar). Por lo tanto, como 1 dbar es aproximadamente igual a 1 metro, entonces la serie de presión está compuesta de la presión dinámica que ejerce la variación de la superficie libre del mar debido a la elevación de la marea y la elevación del oleaje. Para obtener la elevación del oleaje, se calculó primeramente la elevación de la marea realizando un suavizado de los datos de la serie de elevación total cada 30 minutos de mediciones y luego se le restó esta serie de marea a la serie de elevación total.

En la figura 16 se muestran en a), las series de presión medidas con los sensores de presión en dbar, en b) las series de marea calculadas en metros y en c) las series de oleaje calculadas en metros para cada uno de los ADVs instalados.

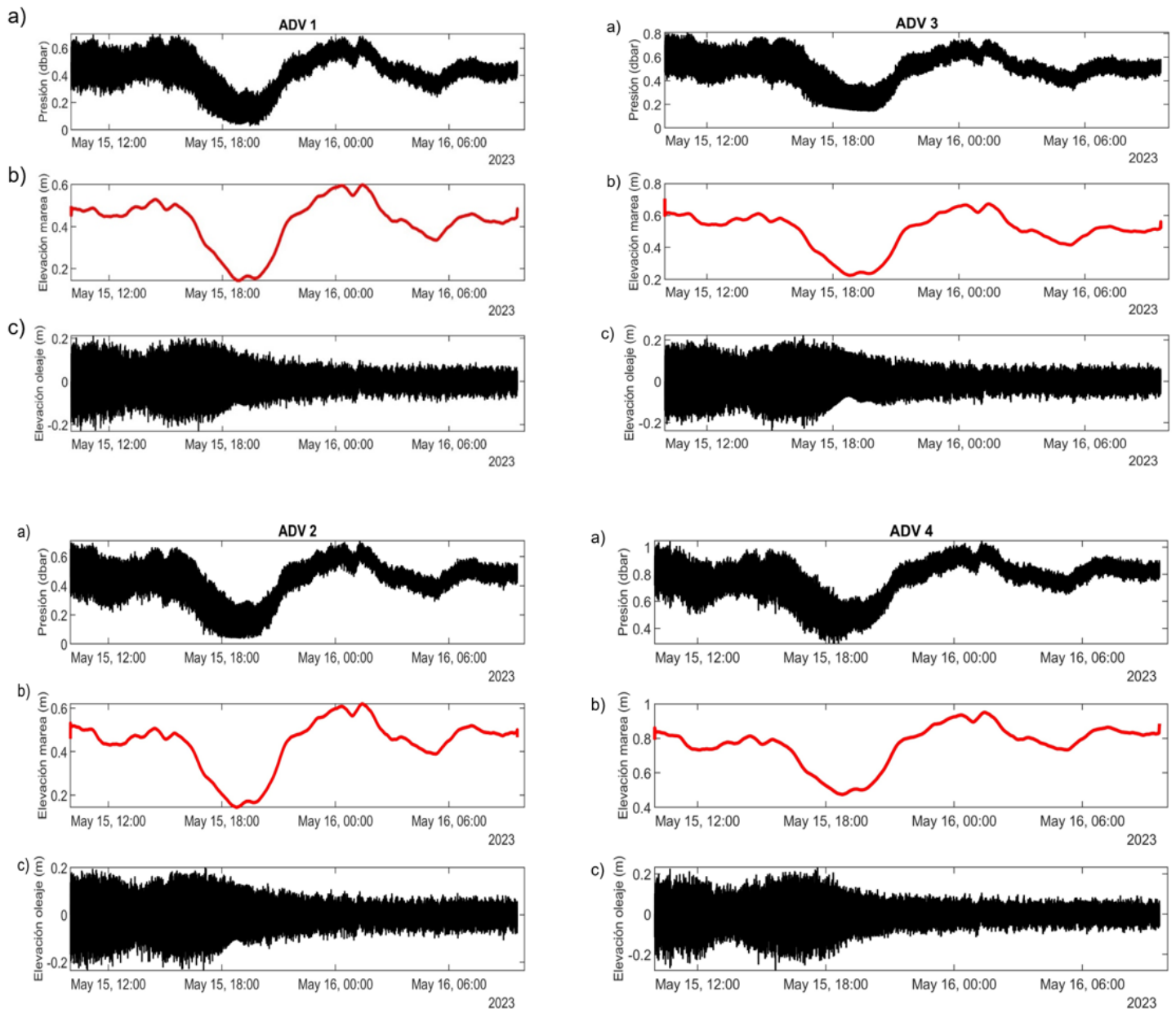


Figura 16. a) Serie de presión, b) serie de marea y c) serie de oleaje para los cuatro ADVs instalados.

La altura de ola significativa (H_s) se calculó como 4 veces la desviación estándar de la serie temporal de superficie libre (Thornton y Guza, 1982). La velocidad de la corriente litoral se obtuvo promediando cada 512 segundos la serie de velocidad paralela a la costa medida por los velocímetros ADVs. Adicionalmente, se utilizó la

paquetería de Matlab *Wave Data Processing Toolbox* para estimar la altura significativa, período pico, y dirección del oleaje cada 512 segundos con la técnica *PUV*. Esta paquetería, desarrollada por el Dr. Charles R. Denham, utiliza funciones desarrolladas por Lee Gordon en 2001 en NortekUSA LLC¹.

4.2.2- *Concentración de sedimento suspendido*

Se realizó la calibración de los sensores de turbidez OBS 3+ en el laboratorio para obtener ecuaciones de regresión lineal que permitieron convertir los valores de voltaje reportados por los sensores a valores de concentración de sedimento suspendido en unidades de gramos/litros (Anexo A). Las mediciones de los sensores de turbidez OBS 3+ también fueron promediados en períodos de 512 s para su posterior comparación con las series de velocidades de la corriente litoral medidas y de *Hs* calculadas.

4.2.3- *Runup*

Se realizó el proceso de calibración de la cámara GoPro 7 Black para obtener los parámetros intrínsecos de su lente utilizando la biblioteca *Caltech Camera Calibration Library* (Bouquet, 2008). La notación para los parámetros intrínsecos es la adoptada en la *Quantitative Coastal Imaging Toolbox CIRN* (Bruder et al., 2020).

Los videos tomados, se convirtieron en fotogramas y con la librería de Python *CoastallImageLib* (McCann et al., 2022) se rectificaron y se extrajo de cada uno la posición transversal en pixels de un transecto previamente definido con el objetivo de rastrear la interfaz tierra-agua. Se construyeron *pixel timestacks* cada 2 minutos (120 segundos) hasta completar los 14 minutos de cada video, luego se digitalizaron, se obtuvieron las series temporales de la posición *cross-shore* en pixeles y se convirtieron a series de *runup* mediante interpolación lineal.

CoastallImageLib es una biblioteca basada en Python que produce imágenes georrectificadas, así como productos de imágenes costeras comunes destinados a análisis de ambientes costeros. Esta biblioteca contiene funciones para

¹ http://woodshole.er.usgs.gov/staffpages/cdenham/public_html/MexCDF/nc4ml5.htm

georrectificar y fusionar múltiples vistas de cámara oblicuas, producir productos estadísticos de imágenes para un conjunto dado, crear instrumentos de píxeles submuestreados para uso en inversión batimétrica, estudio de corrientes superficiales, cálculos de *runup*, así como como otros análisis cuantitativos. Este paquete fue desarrollado y probado en datos recopilados de Argus Tower, una estructura de observación de 43 m de altura en Duck, North Carolina, en el Centro de Investigación de Campo del Centro de Investigación y Desarrollo de Ingenieros del Ejército de Estados Unidos que tiene seis cámaras estacionarias que recopilan productos de imágenes costeras dos veces por hora (McCann et al., 2022).

El software requiere la instalación del lenguaje de programación Python versión 3.6 o posterior, con los paquetes *numpy*, *OpenCV*, *scipy*, *imageio*, *yaml*, *sys* y *skimage*. También requiere las funciones de soporte de los paquetes *yaml*, *datetime* y *argusIO*, este último es proporcionado en *CoastallImageLib*.

En cuanto a los requisitos de datos, el software requiere la entrada de los valores intrínsecos y extrínsecos de la cámara y las coordenadas del origen y el ángulo local si se requiere transformación de coordenadas geográficas a coordenadas locales. La información del vector intrínseco se muestra en la tabla 3, este vector necesita información de la calibración de la cámara, como son: el número de píxeles en columnas y en filas, las componentes *U* y *V* del punto principal y de la longitud focal, además de los coeficientes de distorsión radial y tangencial del lente de la cámara. (McCann et al., 2022)

Tabla 3. Información intrínseca. Fuente: *CoastallImageLib* Manual

CIRN Intrinsics Variable	Caltech Variable	Description
Intrinsic_list[0]	Nx	Number de pixel columns
Intrinsic_list[1]	Ny	Number de pixel rows
Intrinsic_list[2]	cc(1)	U component of principal point, defined from top left corner of image
Intrinsic_list[3]	cc(2)	V component of principal point, defined from top left corner of image
Intrinsic_list[4]	fc(1)	U components of focal lengths (in pixels)
Intrinsic_list[5]	fc(2)	V components of focal lengths (in pixels)
Intrinsic_list[6]	kc(1)	Radial Distortion Coefficient
Intrinsic_list[7]	kc(2)	Radial Distortion Coefficient

Intrinsic_list[8]	kc(5)	Radial Distortion Coefficient
Intrinsic_list[9]	kc(3)	Tangencial Distortion Coefficient
Intrinsic_list[10]	kc(4)	Tangencial Distortion Coefficient

El vector de información extrínseca se muestra en la tabla 4. Este vector necesita las coordenadas X , Y y Z de la cámara, el *azimuth* y el *tilt* que son los ángulos en la orientación horizontal y vertical de la cámara respectivamente y el *roll* que es el ángulo en la orientación lateral de la cámara.

Tabla 4. Información extrínseca. Fuente: CoastallImageLib Manual

X	X position of camera
Y	Y position of camera
Z	Z position of camera
azimuth	The horizontal direction the camera is pointing and positive CW from z axis
tilt	The up/down tilt of the camera. 0 is the camera looking nadir, +90 is the camera looking at the horizon right side up
roll	The side to side tilt of the camera. 0 degrees is a horizontal flat camera. Looking from behind the camera, CCW would provide a positive swing

Las coordenadas se pueden ingresar en el sistema local (definidas por el usuario) o en sistema geográfico. Sin embargo, para que funcionen, los elementos extrínsecos de la cámara y los puntos en cuestión deben estar en el mismo sistema de coordenadas. No se puede usar la matriz proyectiva en puntos geográficos cuando los valores extrínsecos se definen en coordenadas locales y viceversa. (McCann et al., 2022)

En la figura 17 se muestra la convención que se utiliza para transformar coordenadas geográficas en locales. Los subíndices WG representan mundo geográfico y los subíndices WL representan mundo local.

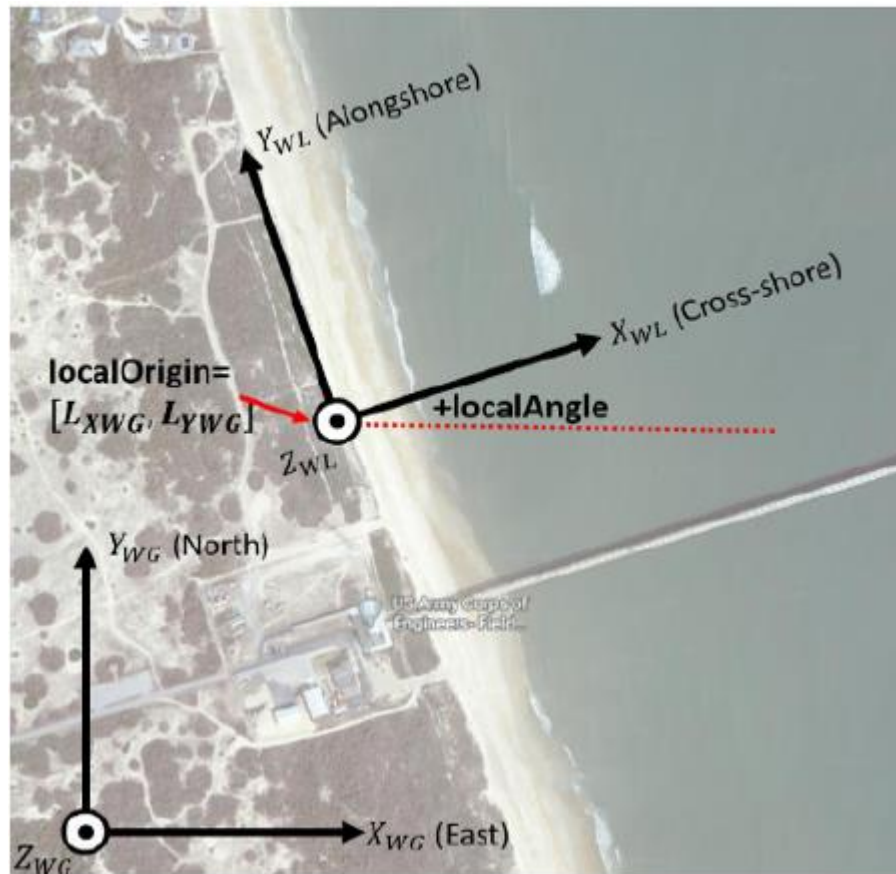


Figura 17. Conversión de coordenadas geográficas a locales. Fuente: CoastallImageLib Manual.

Uno de los módulos del paquete contiene la función *pixel-Stack* para crear pilas de tiempo de píxeles submuestreados en escala de grises o color para su uso en algoritmos tales como inversión batimétrica. Entre los principales productos de píxeles, se encuentran:

- A lo largo de la costa/ Transecto en Y : Este producto se utiliza comúnmente para estimar corrientes litorales.
- Transversal a la costa/ Transecto en X : Este producto se utiliza comúnmente en la estimación del *runup* de la ola (figura 18).

A diferencia de la mayoría de los paquetes de sensores remotos ópticos anteriores para entornos costeros, CoastallImageLib es de código abierto, al igual que Python y los paquetes adicionales requeridos, por lo que está disponible públicamente. Para

una mayor comprensión del paquete dirigirse al Manual de usuario de CoastallImageLib (McCann et al., 2022).

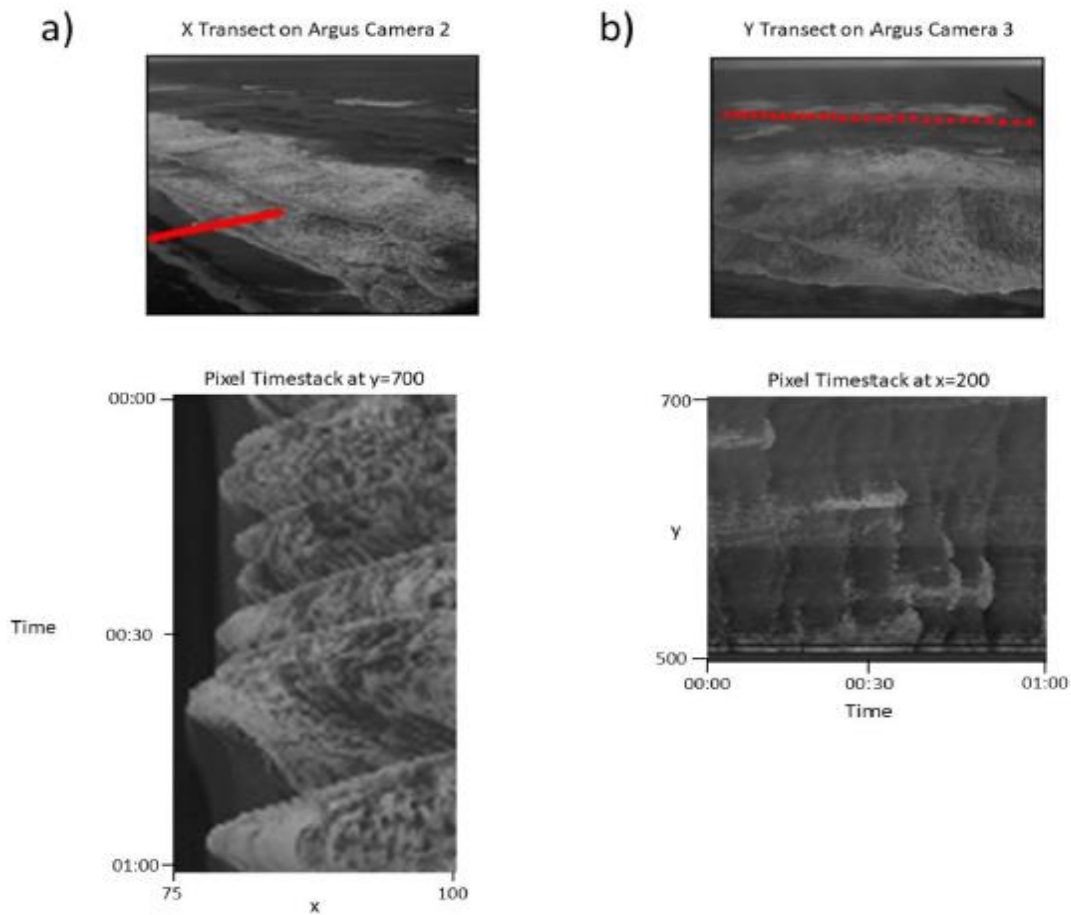


Figura 18. a) Ubicaciones de píxeles de un transecto X y b) en un transecto Y que se muestran en una imagen oblicua y la pila de tiempo de píxeles (*pixel timestack*) tomada de esos transectos a lo largo del curso de 1 min. Fuente: McCann et al. (2022)

El proceso de calibración de la cámara de video GoPro 7 Black y la obtención de los parámetros intrínsecos del lente de la cámara se explican en el Anexo B.

Luego de calculados los parámetros de calibración intrínseca, se definieron las variables, las coordenadas de la cuadrícula y del transecto *cross-shore* a estudiar con CoastallImageLib (McCann et al., 2022) (Ver Anexo C).

Para el procesamiento de imágenes, primeramente, se convirtieron los dos videos en cuestión a fotogramas. Cada video tenía una duración de 14 minutos (840

segundos) y fueron tomados a 24 fotogramas por segundos por lo que se obtuvieron en este proceso 20160 fotogramas por cada video (figura 19). Luego se rectificaron algunos fotogramas (figura 20) para comprobar la ubicación de la cuadrícula donde se proyectaron las imágenes y que la ubicación del transecto *cross-shore* donde se extrajeron los píxeles coincidiera con el transecto que fue medido con el GPS diferencial.

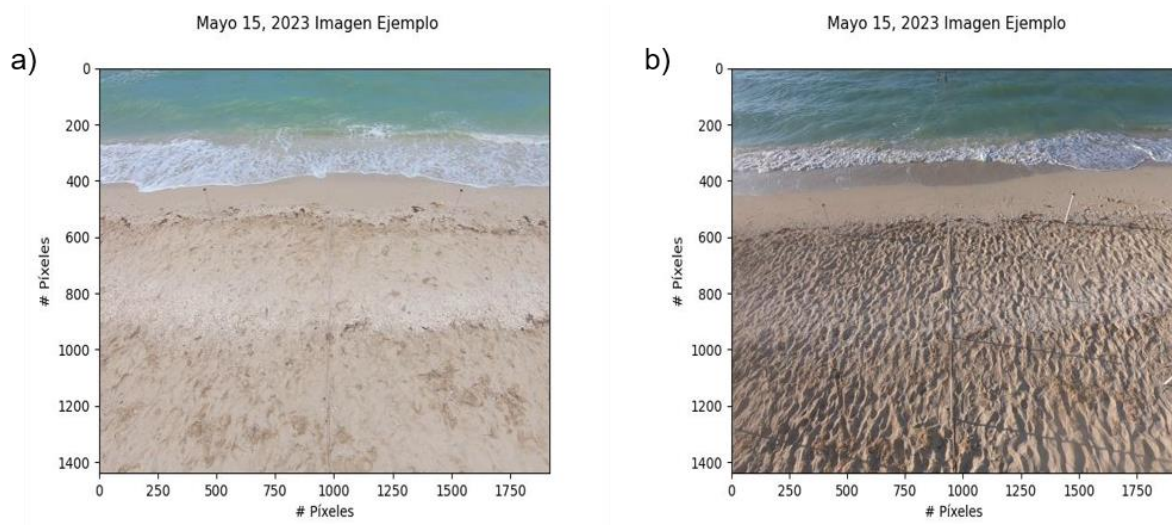


Figura 19. Imágenes de ejemplo oblicuas pertenecientes en a) al Video 1 y en b) al Video 2.

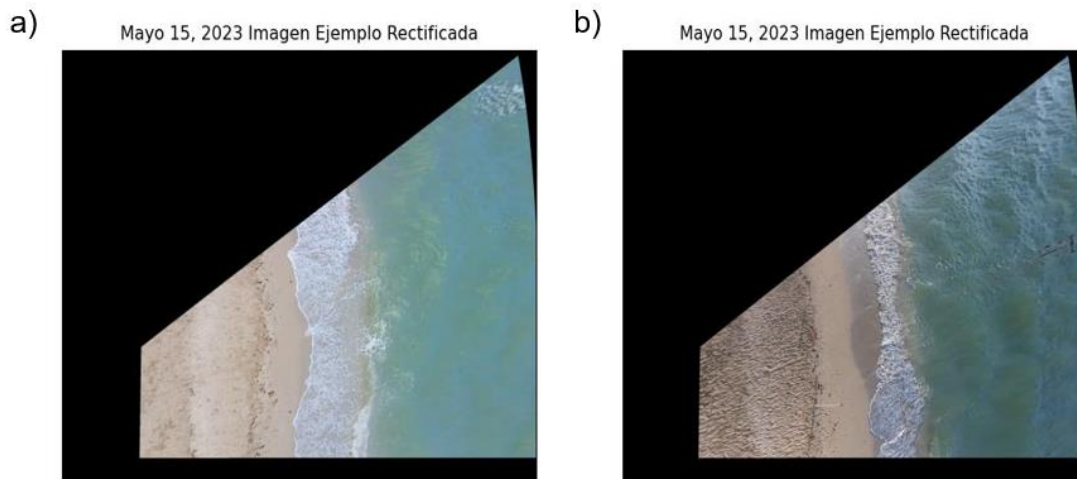


Figura 20. Imágenes de ejemplo rectificadas pertenecientes en a) al Video 1 y en b) al Video 2.

Luego se confirmó la posición del transecto *cross-shore*, pintando su posición sobre la imagen oblicua (figura 21) y se comenzó la extracción de las columnas de píxeles transversales en el transecto propuesto para paquetes de imágenes correspondientes a 120 segundos de mediciones. Por lo que se tienen 7 conjuntos de imágenes de 120 segundos por cada video y se obtuvieron 7 *pixel timestacks* por video hasta completar los 14 minutos de duración de cada uno.

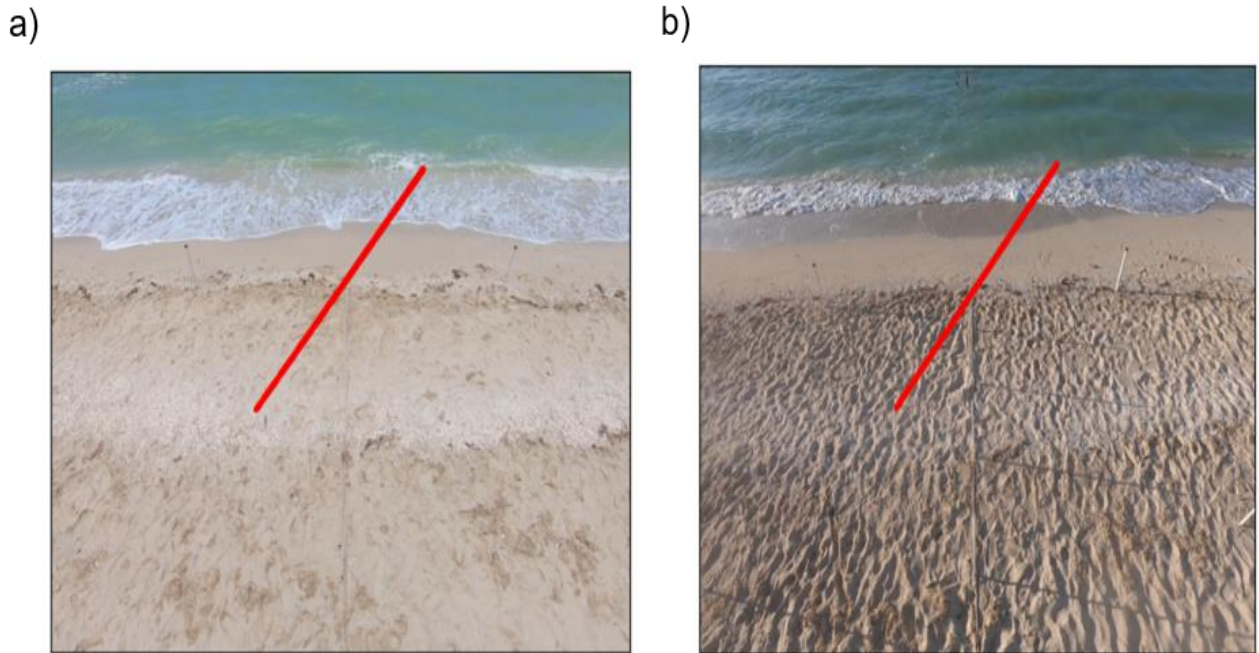


Figura 21. Con líneas rojas los transectos *cross-shore* donde se extraen la pila de píxeles en la imagen ejemplo en a) el Video 1 y en b) el Video 2.

A continuación, en la figura 22 se muestra el *pixel timestack* obtenido para el primer paquete de imágenes procesados del Video 1 tomado a las 12:13 horas del 15 de mayo de 2023.

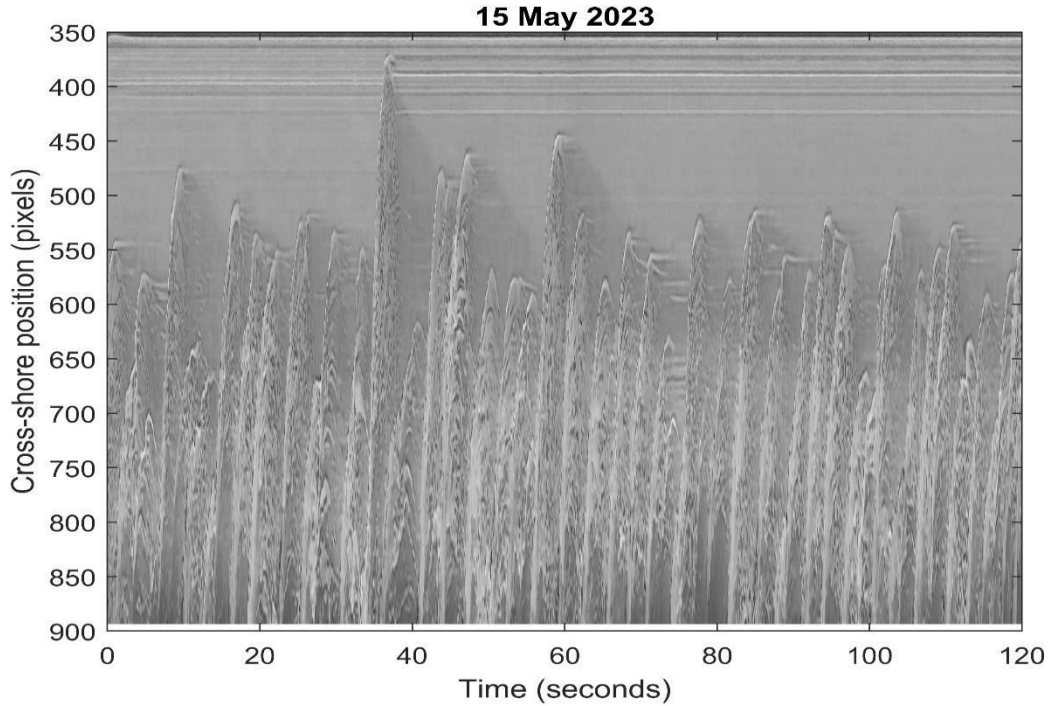


Figura 22. *Pixel timestack* obtenido para los minutos 1 y 2 de imágenes del Video 1.

Los *timestacks* de píxeles obtenidos para los 6 paquetes restantes del video 1 y los 7 paquetes de imágenes procesados del Video 2 se muestran en el Anexo D.

Todos los *timestacks* de píxeles, fueron digitalizados utilizando Matlab para identificar la interfaz tierra-agua para la obtención de series temporales de posición *cross-shore* en píxeles para 120 segundos en cada uno.

Como el perfil medido en la campaña de campo del transecto para el estudio del *runup* cuenta con 10 puntos de distancia X y elevación Z , con un dx aproximadamente igual a 1 metro (figura 23) y los valores de salida del transecto en la librería Costalimagelib tiene 892 puntos con un dx igual a 0.01 m, se realizó una interpolación lineal para obtener la elevación Z correspondiente al nuevo vector de distancia X con 892 puntos. Este nuevo vector de elevación Z con 892 puntos le corresponde un vector de posición transversal en píxeles que va desde 1 hasta 892 píxeles con un paso de 1 pixel.

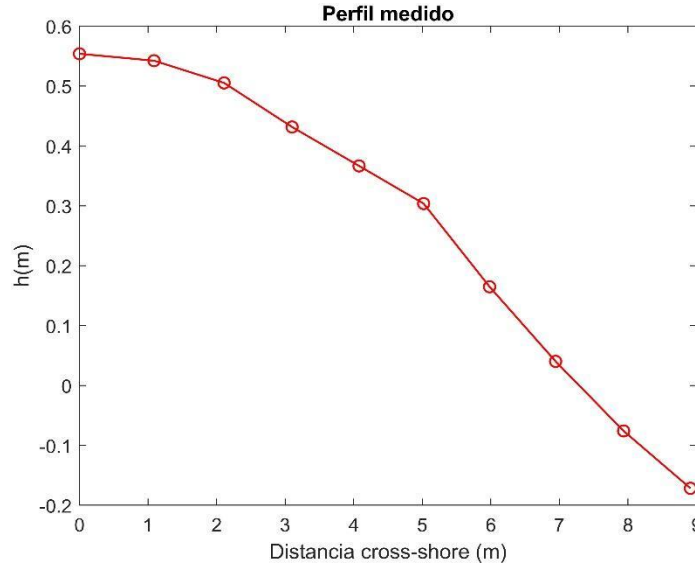


Figura 23. Perfil de playa medido en el transecto *cross-shore* del campo visual de la cámara de video.

Para convertir las series temporales de posición *cross-shore* en píxeles digitalizadas a series de *runup*, se realizó una interpolación lineal teniendo en cuenta las relaciones establecidas entre el nuevo vector de elevación Z con 892 puntos y su posición transversal en píxeles. Posteriormente, se obtuvo la serie de *runup* para los 14 minutos de cada video, juntando las series individuales de los 7 paquetes de imágenes estudiados en cada uno.

Para obtener las series de *runup*, sin el efecto de la marea, se le restó el valor de la marea astronómica a las series de *runup* obtenidas para cada video. El valor de la marea astronómica para cada intervalo de tiempo se extrajo de la serie de marea obtenida para el ADV 4, dicha serie de marea es el resultado de restar la profundidad del sensor ADV4 a la serie de presión medida y promediada cada 30 minutos (figura 24).

$$Marea_{sensorADV4} = P_{ADV4} \text{ suavizada} - Profundidad_{ADV4}$$

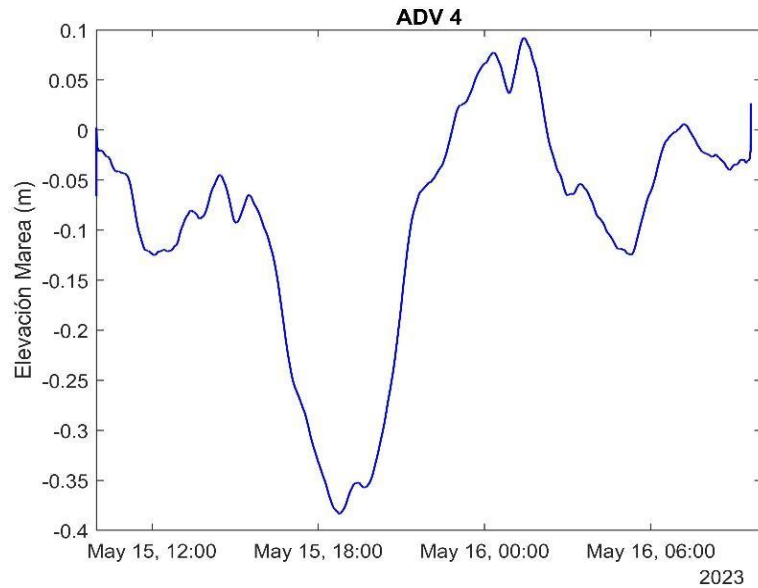


Figura 24. Serie de marea obtenida para el ADV 4.

Se utilizó el ADV 4 debido a que se encuentra ubicado más alejado de la línea de costa y afuera del punto de rotura más probable ubicado en el ADV 3, por lo que el efecto del asomeramiento y la rotura del oleaje es menor.

De este análisis, se obtuvo un valor de elevación de marea de -0.1211 m para el primer intervalo de tiempo correspondiente al Video 1 y de -0.2969 m para el intervalo de tiempo correspondiente al Video 2.

Las series temporales de *runup* resultantes, con el efecto de la marea para los 840 segundos de ambos videos, se muestran en la figura 25 y sin el efecto de la marea se muestran en la figura 26.

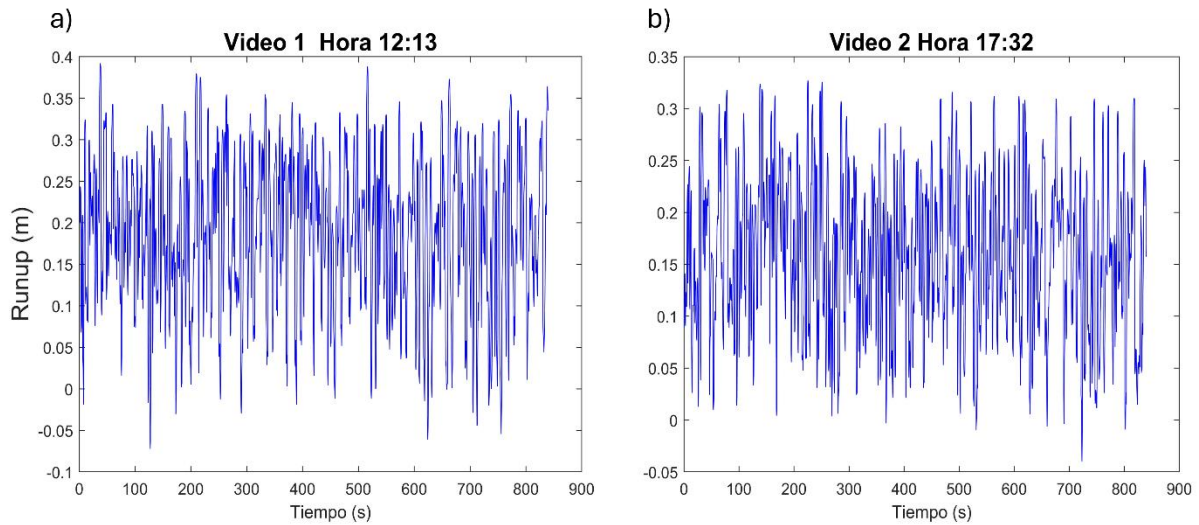


Figura 25. Serie temporal de *runup* con el efecto de la marea obtenida para 840 segundos para a) el Video 1 y b) del Video 2.

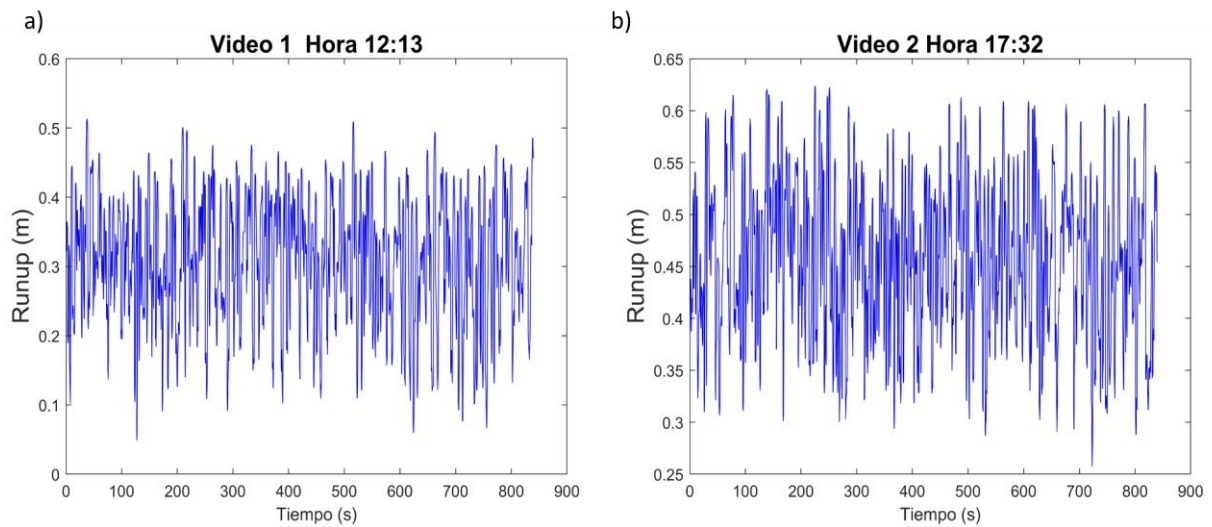


Figura 26. Serie temporal de *runup* sin el efecto de la marea obtenida para 840 segundos para a) el Video 1 y b) del Video 2.

Posteriormente, se identificaron los picos correspondientes a los eventos de *runup* de cada serie (figura 27) y se realizó un análisis de probabilidad de las series de picos de *runup* para cada video, se obtuvo su distribución empírica, su distribución normal y el valor numérico del *runup* del 2 % de excedencia. El nivel medio máximo (*setup* máximo) también fue calculado como el promedio de las series completas de *runup* obtenidas.

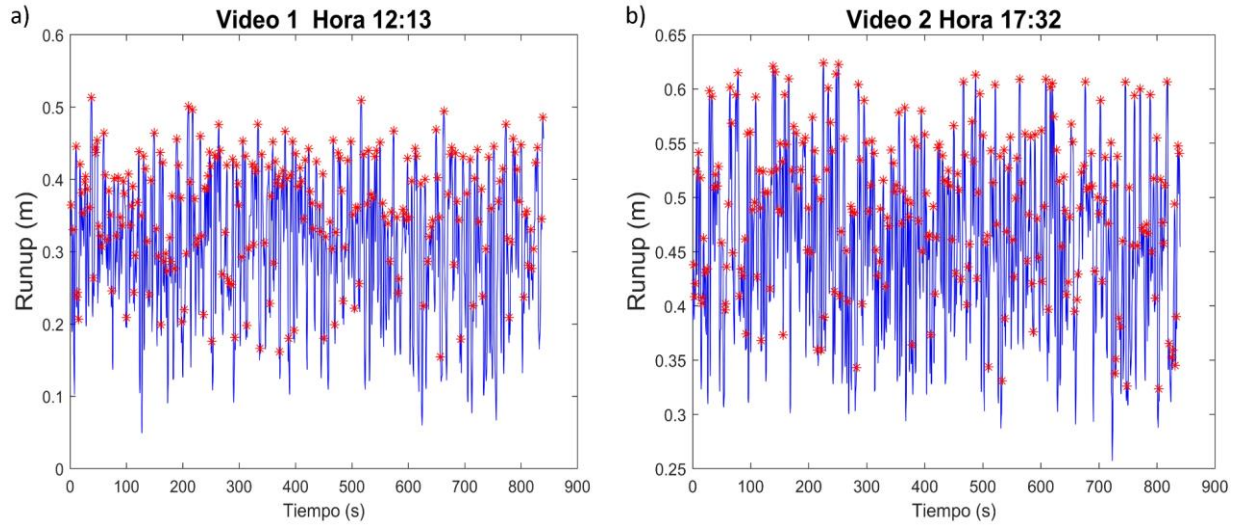


Figura 27. Serie temporal de *runup* obtenida para 840 segundos y con asteriscos rojos los picos de la serie en a) del Video 1 y en b) del Video 2.

4.2.4- Transporte litoral de sedimentos

Para obtener el transporte de sedimentos en toda la columna de agua estudiada con las estructuras de trampas se calculó el transporte en cada trampa y el transporte entre las trampas y luego se sumaron siguiendo la metodología aplicada en Wang (1998).

El transporte en las trampas se define como:

$$\text{Transporte sedimento} = \frac{\text{Masa sedimento}}{\text{Área trampa} * \text{Tiempo}}$$

Para ello se calculó el área de la trampa como la multiplicación de su ancho (0.09 m) por su largo (0.15 m), obteniéndose un área de 0.0135 m^2 . El tiempo de exposición de la trampa en todos los casos fue de 3 minutos o 0.05 horas (*hr*) y la masa del sedimento se registró en kilogramos (*kg*). De esta forma se obtuvieron valores de transporte en unidades de $\frac{\text{kg}}{\text{m}^2 * \text{hr}}$

El transporte entre trampas fue calculado a partir de las mediciones en las trampas adyacentes como:

$$\Delta F_i = \frac{\left[\left(\frac{\Delta F_{i+1}}{\Delta b_{i+1}} \right) + \left(\frac{\Delta F_{i-1}}{\Delta b_{i-1}} \right) \right] * \Delta b_i}{2}$$

donde,

ΔF_{i+1} es el transporte en la trampa superior

ΔF_{i-1} es el transporte en la trampa inferior

Δb_{i+1} es el ancho de la trampa superior

Δb_{i-1} es el ancho de la trampa inferior

Δb_i distancia entre trampas

Otra metodología para el cálculo de transporte de sedimentos consiste en las relaciones entre las series de velocidades de la corriente litoral medidas con los sensores ADVs y las series de concentración de sedimento suspendido medidas con los OBS (sección Marco Teórico). En este trabajo se calculó el transporte litoral con esta metodología en la región de la estructura 2, donde el sensor OBS y el sensor ADV están ubicados a la misma elevación del fondo y luego se comparó con el transporte registrado en la trampa ubicada en esta zona en la misma elevación.

4.3- Análisis Estadístico

Para medir la relación entre las distintas variables estudiadas se utilizó el coeficiente de correlación r el cual está definido como:

$$r = \frac{S_{xy}}{S_x S_y}$$

donde S_x y S_y son las desviaciones estándar para las variables X y Y respectivamente y la cantidad S_{xy} es la covarianza entre X y Y está definida como:

$$S_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{n - 1}$$

donde $\bar{X}$ y $\bar{Y}$ son los promedios de las variables X y Y respectivamente y n es el número total de observaciones en el conjunto de datos.

El coeficiente de correlación oscila entre 1 y -1. Con un valor igual a 1, la correlación es positiva y excelente, si es igual a -1 es una correlación negativa y si es 0 la correlación es nula (Mendenhall et al., 2006).

Para estudiar que tanto se ajustan las curvas de datos medidos con las curvas de datos predichos mediante regresión lineal en el proceso de calibración de los sensores OBS se calculó el coeficiente de determinación r^2 definido como:

$$r^2 = \left(\frac{S_{xy}}{S_{xx}S_{yy}} \right)^2$$

o simplemente el cuadrado del coeficiente de correlación r (Mendenhall et al., 2006).

4.4- Parametrizaciones

Para calibrar los modelos y las parametrizaciones existentes se utilizaron las mediciones realizadas y las formulaciones actuales de rotura, corrientes litorales, *runup* y transporte litoral.

4.4.1- Rotura del oleaje

Para calcular el índice de rotura, se calculó primeramente el porcentaje de olas rotas cada 512 segundos en las regiones de cada ADVs. Para ello, se cortaron las series de variación de la superficie libre (η) de cada sensor en paquetes de 512 segundos de mediciones, luego se calculó el número de olas en cada paquete y la altura y el periodo de cada una de ellas utilizando cruces descendentes.

Posteriormente, se calculó la serie temporal de profundidad real en cada ADV cada 512 segundos sumando la elevación desde el fondo a cada sensor más la serie de presión suavizada cada 30 minutos medida en cada uno.

$$Profundidad = \eta_{suavizado} + Z_{sensor}$$

A partir de las series de profundidades y de período del oleaje se calcularon las series de longitud de onda cada 512 segundos utilizando la ecuación de la dispersión, y luego con las series de longitud de onda, se calcularon las series de celeridades como:

$$c = \frac{L}{T}$$

Posteriormente se calcularon las series de la tasa temporal de variación $R(t)$ como

$$R(t) = \frac{diff(\eta)}{\Delta t}$$

donde $diff(\eta)$ es la diferencia de elevación de la superficie libre entre dos mediciones continuas y donde Δt es el paso de tiempo entre las mediciones, y se convirtieron las series de celeridad a la misma dimensión de las series de $R(t)$.

A continuación, se calcularon las series de pendiente de la superficie del agua $S(t)$ para cada ADV como:

$$S(t) = \frac{R(t)}{c}$$

y se detectó el número de las olas rotas donde $S(t) > S_{max}$

Para estimar el valor de la pendiente máxima del oleaje para que ocurra la rotura en la zona de estudio se utilizaron imágenes aéreas de video tomadas con dron. Se identificaron las imágenes donde era visible la existencia de olas rompiendo sobre el ADV 3 en intervalos de tiempo específicos y se escogió el valor de pendiente del oleaje calculado a las 11:14:37 hora local.

Finalmente, después de detectadas las olas rotas, se calculó el porcentaje de olas que rompen en la región de cada ADV como:

$$\% \text{ Olas rotas} = \frac{\# \text{ Olas rotas}}{\# \text{ Olas totales}} * 100$$

Para calcular el índice de rotura en la zona de estudio, se seleccionó el ADV donde se obtuvo el mayor porcentaje de olas rotas, superior al 70 % en el período de oleaje más activo. Se calculó la serie de la relación entre la altura significativa y la

profundidad (H_s/h) cada 512 segundos para ese ADV y luego se escogió el valor de H_s/h que corresponde con el paquete de oleaje de mayor por ciento de rotura.

4.4.2- Velocidad de la corriente litoral

Para estudiar la corriente litoral en el punto de rotura se utilizó la ecuación descrita en Svendsen, 1984:

$$V = \frac{5\pi \tan\beta}{16 C_f} \gamma_b \sqrt{gH_b} \sin\alpha_b \cos\alpha_b$$

donde,

$\tan\beta$ = pendiente de la playa.

C_f es el coeficiente de fricción del fondo.

γ_b índice de rotura para oleaje irregular

H_b altura de la ola en la rotura

α_b ángulo de dirección del oleaje en la rotura

A partir de dicha ecuación, se calculó el coeficiente de fricción C_f cada 512 segundos y un coeficiente promedio para utilizarlo como parámetro de calibración de dicha ecuación en nuestra zona de estudio. Se utilizaron las series de altura significativa y de velocidad de la corriente litoral calculadas y medidas en el ADV 3, el cual constituye nuestro punto de rotura por registrarse en esta posición el mayor porcentaje de olas rotas. El índice de rotura utilizado fue el obtenido en la sección anterior para la playa de Sisal.

El ángulo de la dirección del oleaje en el punto de rotura se calculó primeramente utilizando las funciones implementadas en *Wave Data Processing Toolbox* de Matlab. Como la herramienta devolvió valores *NaN* para el cálculo de la dirección del oleaje, el ángulo relativo entre la línea de costa y el frente de ola en el punto de rotura fue estimado, finalmente, mediante imágenes aéreas tomadas con un dron.

4.4.3- Runup 2%

Para el estudio del *Runup* 2% se emplearon las parametrizaciones de Ruggiero et al. (2001) y Senechal et al. (2011) y se calibraron utilizando los datos de oleaje medidos en campo.

En primer lugar, se empleó la relación que propone Ruggiero et al. (2001), que depende de los parámetros de las olas en aguas profundas (H_s , $L_0 = \frac{gT^2}{2\pi}$) y de la pendiente de la playa, S .

$$R_{2\%} = 0.27 * (SH_s L_0)^{\frac{1}{2}} \quad (\text{Ruggiero et al., 2001})$$

Posteriormente se empleó la parametrización hiperbólica de Senechal et al. (2011), la cual solo depende de la altura de ola en aguas profundas (H_0)

$$R_{2\%} = 2.14 \tanh(0.4H_0) \quad (\text{Senechal et al., 2011})$$

Para obtener los valores de altura significativa y la longitud de onda del oleaje en aguas profundas para los intervalos de tiempo de los dos casos de *runup* estudiados, se obtuvieron primeramente los parámetros de oleaje a 20 metros de profundidad medidos por una boya instalada a 20 km de la costa de Sisal. Estos datos se muestran en la tabla 5.

Tabla 5. Oleaje a 20 metros de profundidad.

	Altura significativa (m)	Período (s)	Dirección oleaje (°)
Video 1	0.7343	5.38	42.1013
Video 2	0.8946	4.0963	54.6821

A partir de los valores medidos a 20 metros de profundidad, se calcularon la altura significativa y la longitud del oleaje en aguas profundas mediante la ecuación

$$C^2 = \frac{g}{k} \tanh kh$$

Donde k es el número de onda igual a $\frac{2\pi}{L}$.

Dicha expresión se denomina ecuación de dispersión, pues indica que las ondas con diferentes períodos viajan a diferentes velocidades. Para una situación en la que está presente más de una onda, la onda de período más largo viajará más rápido (CEM,2006).

Utilizando la relación entre la celeridad, el período y la longitud de onda, en la ecuación de dispersión se obtiene una expresión de la longitud de onda en función de la profundidad y el oleaje:

$$L = \frac{gT^2}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi h}{L}\right)$$

En aguas profundas kh es grande y $\frac{2\pi h}{L} = 1$ entonces, $L = L_0 = \frac{T^2 g}{2\pi}$, donde L_0 se refiere a la longitud de ondas en aguas profundas, y en general,

$$L = L_0 \tanh\left(\frac{2\pi h}{L}\right)$$

Los parámetros de oleaje obtenidos para aguas profundas se muestran en la tabla 6.

Tabla 6. Oleaje en aguas profundas.

	Altura significativa (m)	Longitud de onda (m)
Video 1	0.7489	45.237
Video 2	0.8952	26.224

Con los valores de altura significativa y longitud de onda en aguas profundas obtenidos se calculó el *runup* 2% con las parametrizaciones de Ruggiero et al. (2001) y Senechal et al. (2011), luego se compararon estos valores calculados con los valores medidos para cada video estudiado, y se calculó el error y el error relativo porcentual entre ellos.

Posteriormente, con los valores de *runup* 2% medidos y los parámetros de oleaje en aguas profundas, se re-calcularon los coeficientes $a_{Ruggiero}$ y $b_{Senechal}$

$$R2\%_{Medido} = a_{Ruggiero} * (SH_s L_0)^{\frac{1}{2}}$$

$$R2\%_{Medido} = b_{Senechal} \tanh (0.4H_0)$$

Finalmente, con los nuevos coeficientes obtenidos, se volvió a calcular el *runup* del 2% para cada caso, se procedió a comparar con el valor medido y al análisis del error y del error relativo porcentual entre los nuevos valores de *runup* 2% calculados y las cantidades medidas.

4.4.4- Transporte litoral de sedimentos

Kraus y Dean (1987) propusieron una formulación para describir el perfil de transporte de sedimentos en la columna de agua:

$$F(x, z) = F_0(x)P(x, z)$$

donde $F_0(x)$ es el transporte en el fondo, z = elevación sobre el lecho; y $P(x, z)$ = función de forma adimensional. Encontraron que $P(x, z)$ se puede describir como

$$P(x, z) = \exp \left(-\alpha \left(\frac{z_{ci}}{h(x)} \right) \right)$$

donde α = coeficiente empírico adimensional; z_{ci} = altura del centro de la trampa sobre el fondo; y $h(x)$ = profundidad del agua en la ubicación del arreglo de trampas.

La forma del perfil, que describe cuan rápido el transporte litoral de sedimentos disminuye hacia arriba en la columna de agua, está determinada en gran medida por el valor del coeficiente α . Un valor mayor corresponde a una mayor tasa de disminución hacia arriba en la columna de agua del transporte litoral de sedimentos, y un valor menor conduce a una menor tasa de disminución, dada la misma profundidad adimensional (Wang, 1998).

Se ha descubierto que la tasa total de transporte litoral de sedimentos en la zona de rompientes es proporcional al factor de flujo de energía litoral en la línea de rompiente (P_l) (Komar 1990; Wang et al. 1998). Se supone que la función de magnitud, $F_0(x)$, es proporcional al flujo de energía litoral por unidad de área de la zona de rompientes:

$$F_0(x) = k_\theta \left(\frac{P_l}{g A_{sf}} \right)$$

donde;

k_θ constante de proporcionalidad adimensional

A_{sf} Área transversal de la zona de rompientes

P_l Factor de flujo de energía litoral expresado como:

$$P_l = \frac{1}{16} \rho g H_b^2 \sqrt{g h_b} \sin(2\theta_b)$$

donde ρ = densidad del fluido y H_b , h_b y θ_b son la altura de la ola, la profundidad y el ángulo de dirección del oleaje en el punto de rotura respectivamente.

Para calibrar las ecuaciones antes mencionadas, se calcularon los coeficientes α y k_θ para cada uno de los perfiles verticales de transporte de sedimentos medidos con cada trampa que se utilizaron en las zonas de *Breaking Swash*, *Inner Swash*, ADV 1, ADV 2, ADV 3 y el ADV 4, para un total de 5 perfiles verticales de transporte de sedimentos medidos en cada zona, excepto en el ADV4 que se midieron 4 perfiles. Para ello $F_0(x)$ se consideró como el transporte medido en la trampa más cercana al fondo y se calculó $P(x, z)$ como la razón entre el transporte total en toda la columna de agua y el transporte en el fondo.

Para calcular los coeficientes k_θ , primeramente, se calculó el factor de flujo de energía litoral utilizando la serie de altura significativa del oleaje y la serie de profundidades cada 512 segundos del ADV 3. El ángulo del oleaje en rotura fue el estimado previamente con imágenes de dron.

A continuación, se calculó para cada región el promedio y la desviación estándar de los coeficientes α y k_θ . Con los k_θ obtenidos y la serie de P_l obtenida en el punto de rotura, se calculó el transporte en el fondo $F_0(x)$ para los perfiles verticales de transporte de sedimentos en cada región y se comparó con el transporte en el fondo medido con las trampas.

$$F_0(x)_{calculado} / F_0(x)_{medido}$$

En esta comparación no se tuvieron en cuenta dos perfiles de cada región porque se midieron en condiciones de brisas de tierra y la dirección del oleaje en rotura no se correspondía con la dirección del oleaje en rotura estimada en las imágenes de dron.

5- Resultados

5.1- Caracterización de la dinámica costera

5.1.1- Viento, nivel medio del mar y oleaje costa afuera

Los registros de velocidad y dirección del viento, presión atmosférica, humedad relativa y temperatura medidos en las 24 horas de la campaña de campo se muestran en la figura 28. El 15 de mayo a la 1:00 pm hora local aproximadamente, se registró una disminución súbita de la velocidad del viento desde los 8 m/s hasta los 2 m/s que luego volvió a aumentar a su valor inicial al cabo de unos 30 minutos aproximadamente. Este intervalo de tiempo de la disminución de la velocidad estuvo acompañado de un giro en la dirección del viento de región noreste a región sureste, una disminución de la presión atmosférica y una caída de la humedad relativa de un 80 a un 60 % (figura 28). Este comportamiento de las variables se registró como puntos de inflexión en sus respectivas series y se sospecha que ocurrió por el paso de un sistema frontal de escala local a pesar de que no se cuentan con las imágenes

de satélite de este fenómeno en particular.

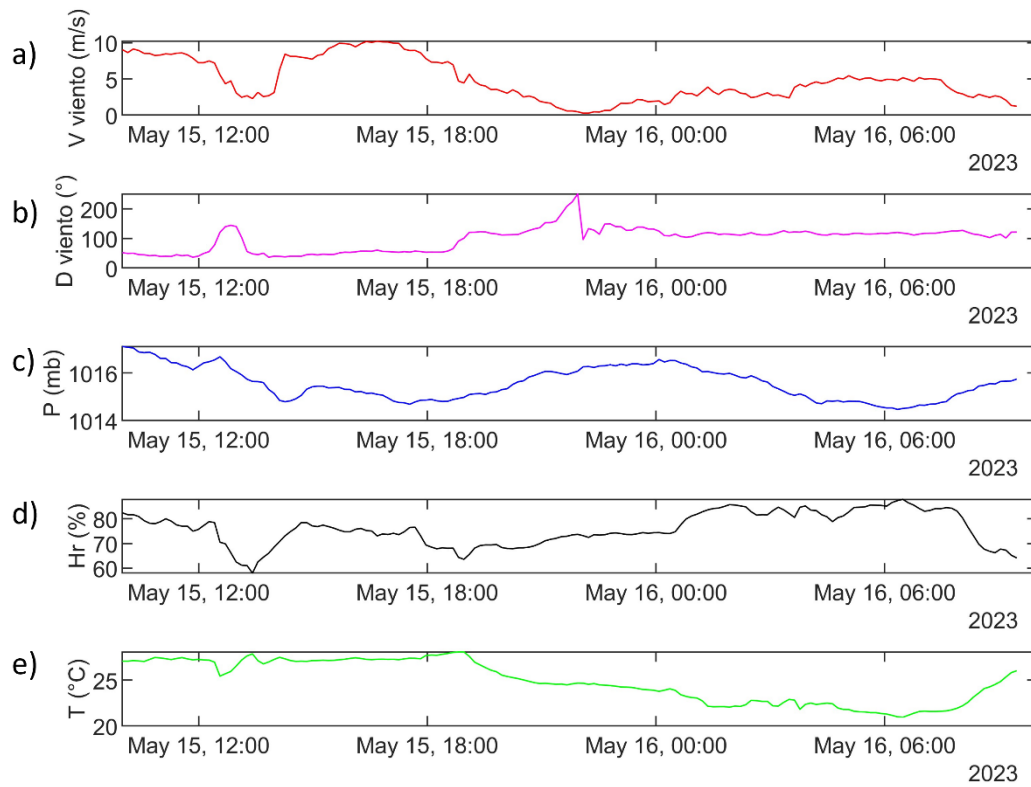


Figura 28. Series temporales de (a) velocidad del viento, (b) dirección viento, c) presión atmosférica, (d) humedad relativa y (e) temperatura del aire durante el experimento.

Un 34.34 % del total de las mediciones de la dirección del viento medida en las 24 horas corresponden a la dirección noreste, mientras que el 63.25 % son de dirección sureste. Las velocidades más altas en este intervalo de tiempo se registraron en la dirección noreste con un valor máximo de 10.1925 m/s, mientras que en la dirección sureste las velocidades fueron menores con un máximo de 5.6 m/s (figura 29a). La dirección del oleaje costa afuera medido con la boya instalada a 20 km de la costa de Sisal fue de región noreste durante las 24 horas de mediciones, con una altura significativa máxima de 0.9 m (figura 29b).

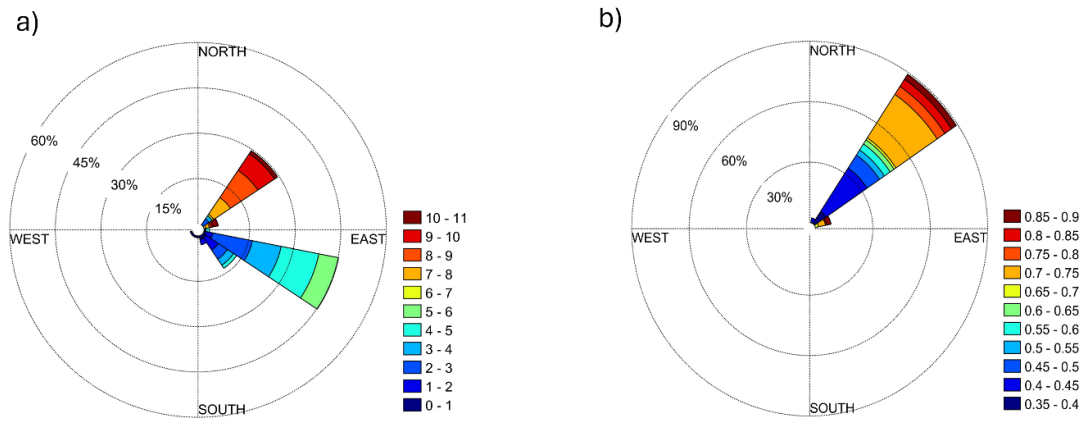


Figura 29. a) Rosa de vientos para las 24 horas de mediciones en m/s cada 512 segundos a partir del 15 de mayo de 2023 a las 10:00 hora local y b) Rosa de altura del oleaje en metros para mediciones cada 512 segundos a partir del 15 de mayo de 2023 a las 10:00 hora local medido con la boyas instalada a 20 km de la costa de Sisal.

La amplitud máxima de la marea registrada durante las 24 horas de mediciones fue de 0.4425 metros (figura 30b).

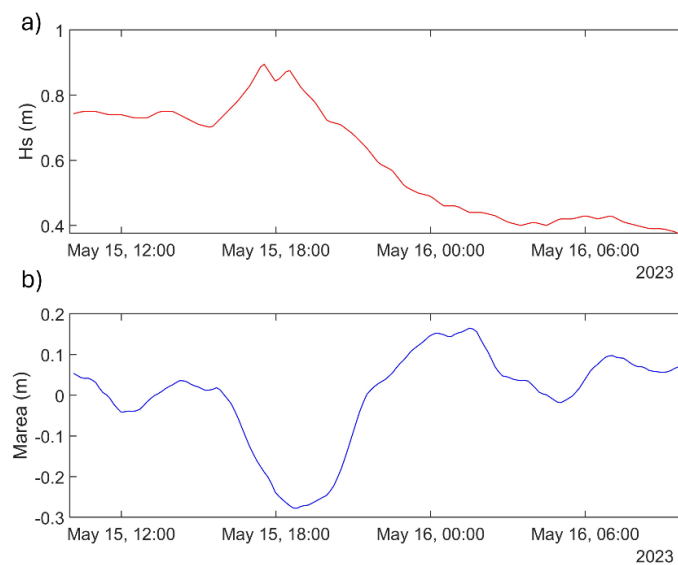


Figura 30. Series temporales cada 512 segundos de (a) altura significativa medida con la boyas (b) marea, durante las 24 horas del experimento.

En la figura 31 se muestra una comparación entre la serie de altura significativa del oleaje medido en el ADCP ubicado a 10 km de la costa con las series de velocidad y dirección del viento registradas en los mismos periodos de tiempo. La comparación entre la serie de altura significativa del oleaje medido con la boya y las series de velocidad y dirección del viento se muestra en la figura 32 y en la figura 33 la comparación de la serie de altura significativa medida en el ADV 3 con las series de velocidad y dirección del viento registradas.

Las mediciones de la velocidad del viento presentaron una buena correlación con los valores de altura significativa, con un coeficiente de 0.7305 para las 24 horas de mediciones con respecto al ADCP y de 0.6006 con respecto a la boya. Si solo se compara con las mediciones del 15 de mayo donde la dirección del viento predominante fue de región NE estos coeficientes aumentan a 0.8333 y 0.7017 respectivamente (figuras 31 y 32).

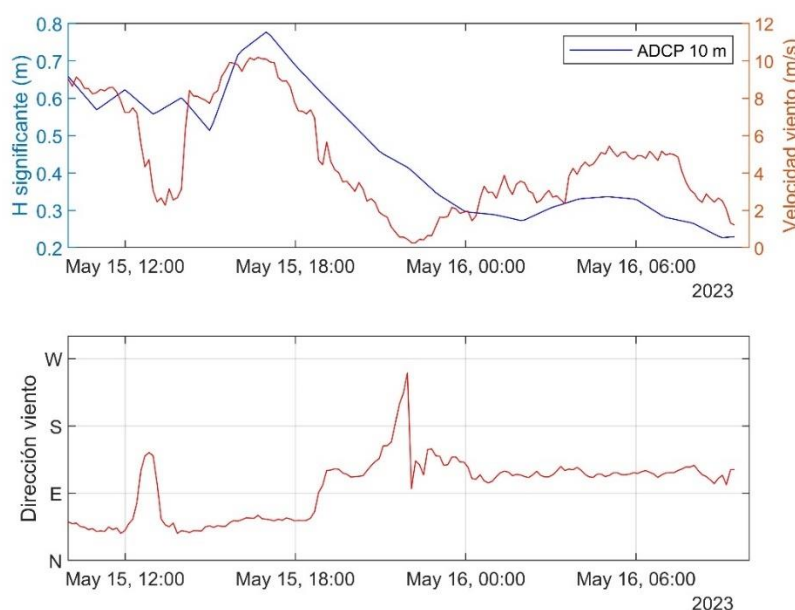


Figura 31. Comparación de la velocidad y dirección del viento con las series de altura significantes medidas con el ADCP ubicado a 10 km de la costa.

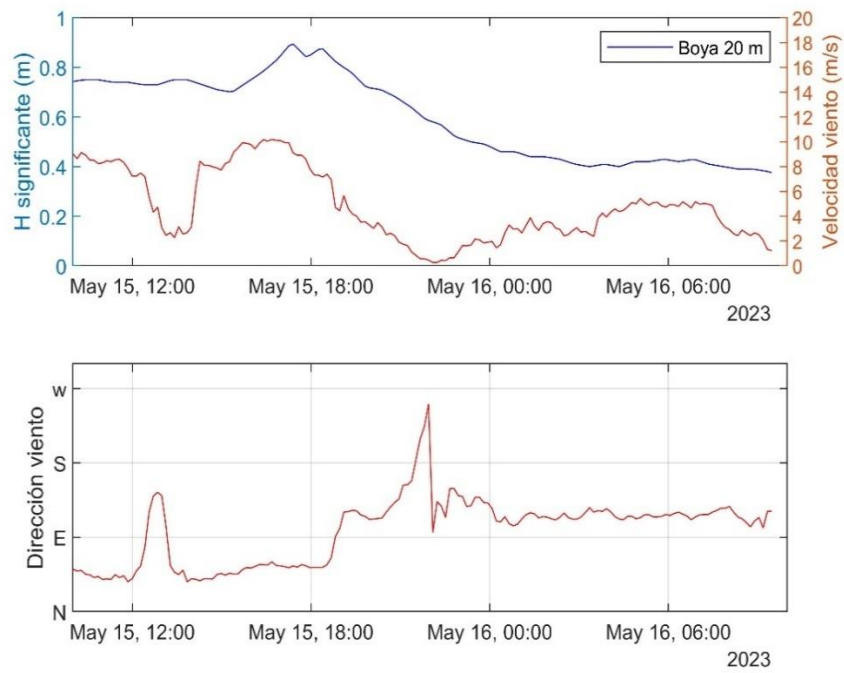


Figura 32. a) Comparación de la velocidad y dirección del viento con las series de altura significantes medidas con la boya ubicada a 20 km de la costa.

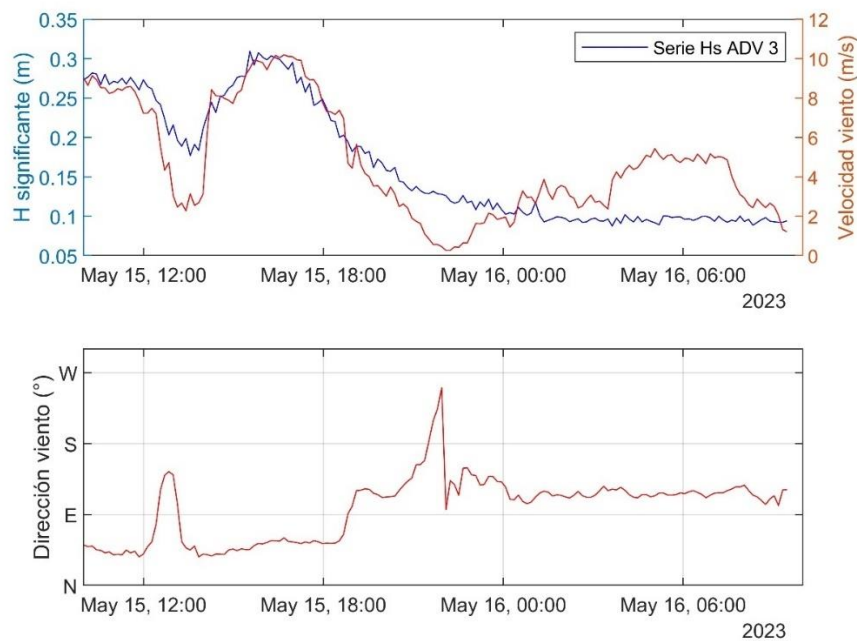


Figura 33. a) Comparación de la velocidad y dirección del viento con las series de altura significante medidas en el ADV 3.

En cuanto a la dirección del oleaje se encontraron coeficientes de correlación con la altura significativa de -0.6597 y de -0.5914 con el ADCP y la boya respectivamente para las 24 horas de mediciones. Si solo se analiza las mediciones de 15 de mayo estos coeficientes aumentan a -0.6871 y -0.6183 respectivamente.

Si se comparan los datos de viento con la serie de altura significativa medida en el ADV 3, las correlaciones encontradas son mayores que las encontradas con el ADCP y la boya. Valores de 0.8247 y -0.7657 se obtuvieron en la comparación con la velocidad y la dirección del viento respectivamente para todo el periodo de mediciones y de 0.9546 y -0.8034 para solo el 15 de mayo de 2023 (figura 33).

5.1.2- Altura significativa del oleaje en la zona de rompientes y velocidad corriente litoral

En la figura 34 se muestran las series de altura significativa y las series de las velocidades V de la corriente litoral calculadas cada 512 segundos para los ADV 1, 2, 3 y 4. En todos los casos se observa una fuerte correlación positiva entre las series de alturas significantes con las series de velocidades con valores de 0.8405, 0.8805, 0.8796, 0.8602 para el ADV 1, ADV 2, ADV 3, y ADV 4 respectivamente. Mayores valores de alturas significantes se corresponden con mayores magnitudes de las velocidades de la corriente litoral.

Una comparación entre las series de alturas significantes y de velocidades de la corriente litoral de los 4 ADVs instalados se muestra en las figuras 35 y 36, respectivamente. Las mayores magnitudes de ambas variables se encontraron en el ADV 3 con una altura significativa máxima de 0.3096 m y una velocidad de la corriente litoral de 0.3125 m/s hacia el oeste. Luego le siguió el ADV 2 con 0.3086 m de altura y 0.1890 m/s. En el resto de los ADVs se registraron alturas máximas de 0.2843 m y 0.2973 m y velocidades máximas de 0.1328 m/s y 0.1509 m/s en el ADV 1 y el ADV 4, respectivamente. El ADV 3 se encontraba ubicado sobre una pequeña barra (figura 10b) donde la profundidad de la columna de agua era de 1 m, menor que la profundidad de la columna de agua en el ADV 4 que fue de 1.4 m.

En todas las mediciones realizadas la dirección predominante de la corriente litoral fue de este a oeste (valores negativos de V).

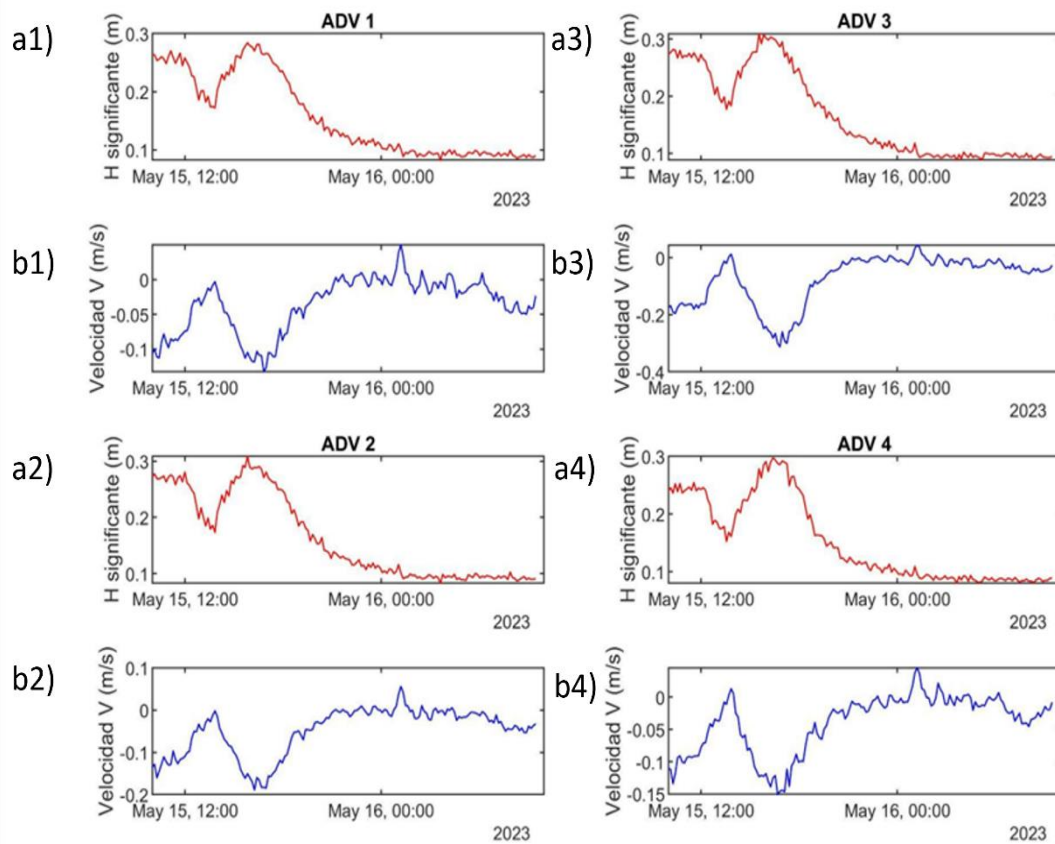


Figura 34. a) Serie de altura significativa y b) serie de velocidad V para todos los ADV. Los valores positivos de V indican dirección hacia el este, y los valores negativos hacia el oeste.

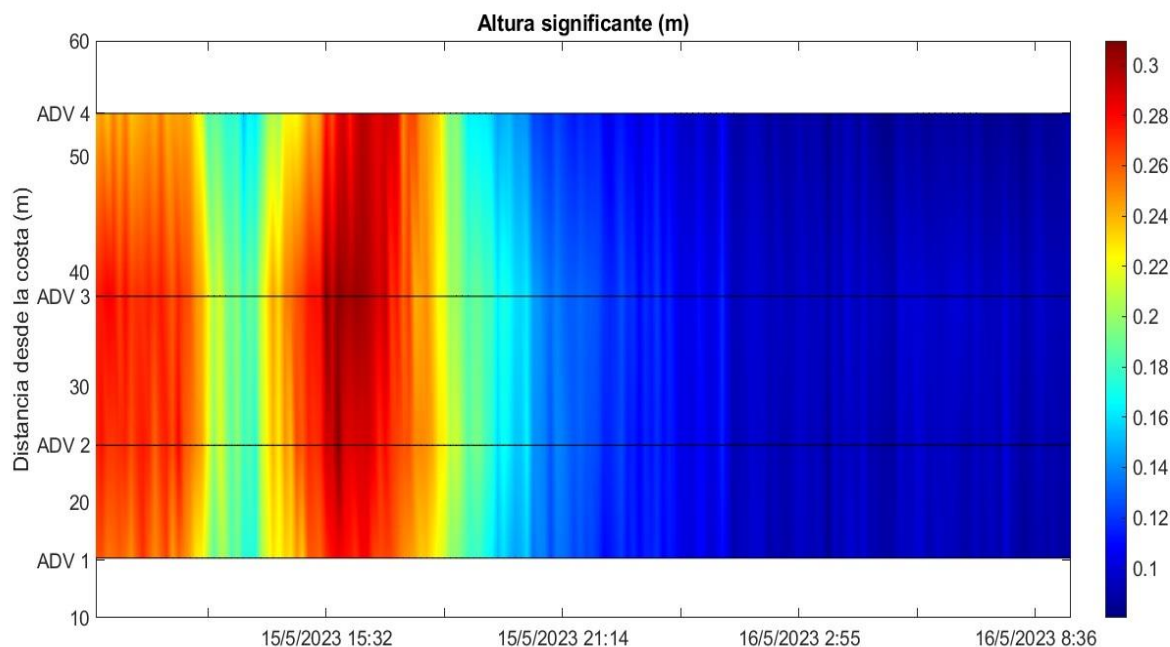


Figura 35. Altura significativa del oleaje en la zona de rompientes para las cuatro posiciones transversales a la costa (ADV1, ADV2, ADV3, ADV4) y durante 24 horas.

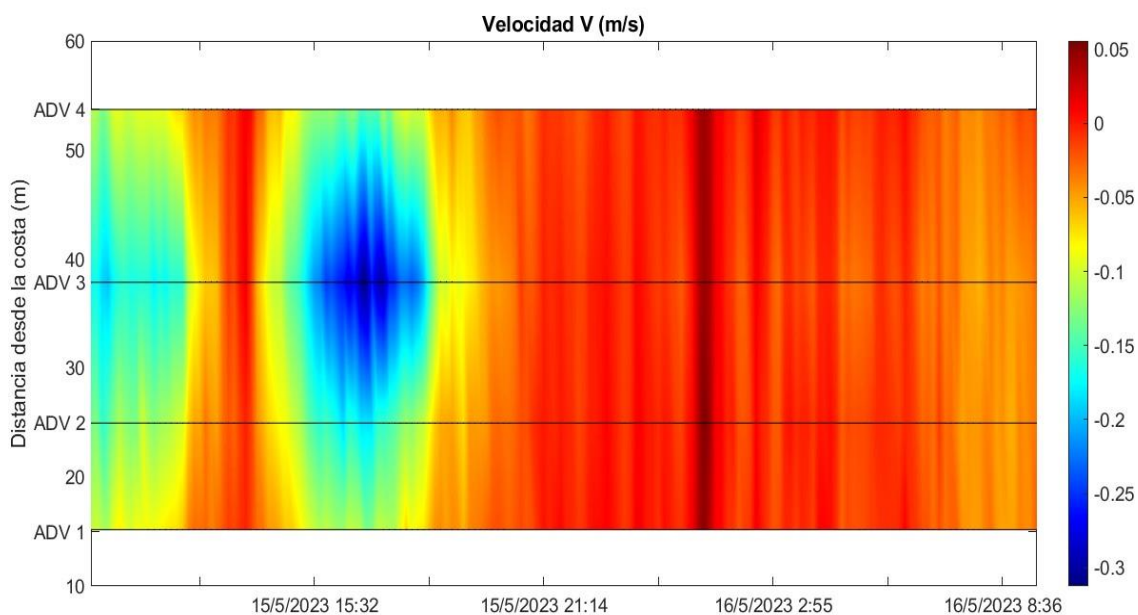


Figura 36. Velocidad de la corriente litoral en la zona de rompientes para las cuatro posiciones transversales a la costa (ADV1, ADV2, ADV3, ADV4) y durante 24 horas.

Las series de altura significativa y período pico del oleaje cada 512 segundos para el ADV 3 calculadas con las funciones de la herramienta *Wave Data Processing Toolbox* son mostradas en la figura 37. La serie de altura significativa resultó ser la misma que la obtenida anteriormente en este estudio utilizando otra metodología ya descrita. El período pico resultó un valor promedio de 2.9596 s, con un valor mínimo de 2.2805 s y un periodo pico máximo de 4.0153 s.

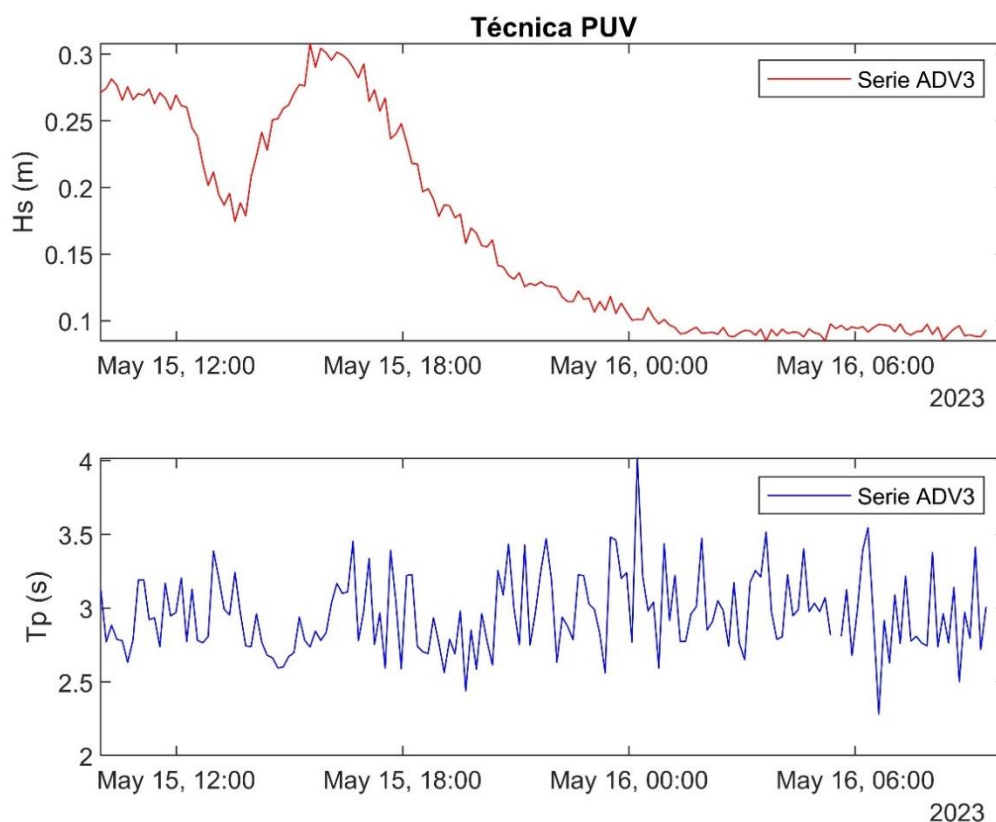


Figura 37. Series de altura significativa y periodo pico para el ADV 3.

5.1.3- Concentración de sedimento en suspensión mediante el sensor OBS

Las ecuaciones resultantes de la regresión lineal entre los valores de voltaje medio y las concentraciones de sedimento suspendido en cada caso se muestran a continuación. Con el subíndice “43” se representa el rango de tamaño de grano de hasta 0.43 mm y con el subíndice “18” de hasta 0.18 mm.

$$y_{OBS2_{43}} = 0.00045028x - 0.25715$$

$$y_{OBS2_{18}} = 0.00019885x - 0.17674$$

$$y_{OBS3_{43}} = 0.00033733x - 0.13087$$

$$y_{OBS3_{18}} = 0.00021358x - 0.23219$$

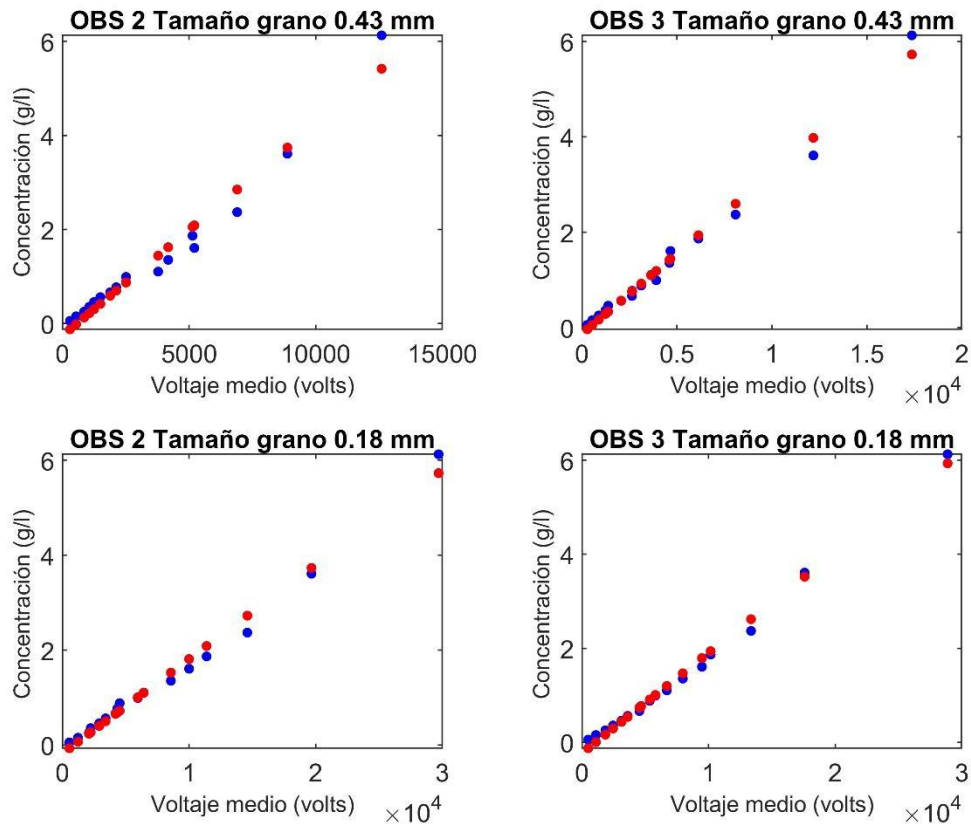


Figura 38. Concentración de sedimento suspendido medido (azul) y estimado por regresión lineal (rojo).

En la figura 38, se muestra una comparación entre la concentración medida y la estimada con las ecuaciones de regresión obtenidas para ambos OBS y tamaños de grano. En todos los casos existe un comportamiento similar por lo que las ecuaciones de regresión obtenidas son capaces de representar de manera correcta el comportamiento real de las concentraciones medidas.

Se calcularon los coeficientes de determinación R^2 entre los valores de concentración medidos y los valores de concentración calculados a través de una regresión lineal. Para el OBS 2 se obtuvo un coeficiente de determinación de 0.9868 para el tamaño de grano de hasta 0.18 mm y de 0.9632 para el tamaño de grano de hasta 0.43 mm. En el OBS 3 se obtuvieron coeficientes de 0.9934 y 0.9871 para los tamaños de grano de hasta 0.18 y 0.43 mm, respectivamente.

La comparación entre las series de voltaje medio vs concentración medida para ambos OBS se muestra en la figura 39. En el rango de tamaño de grano de hasta 0.18 mm, ambas curvas presentan un comportamiento similar por lo que existe poca dispersión. Para un tamaño de grano de hasta 0.43 mm existe una dispersión significativa entre ambas curvas para valores de voltaje del OBS superiores a 6000 que corresponde a concentraciones de 2 g/l aproximadamente.

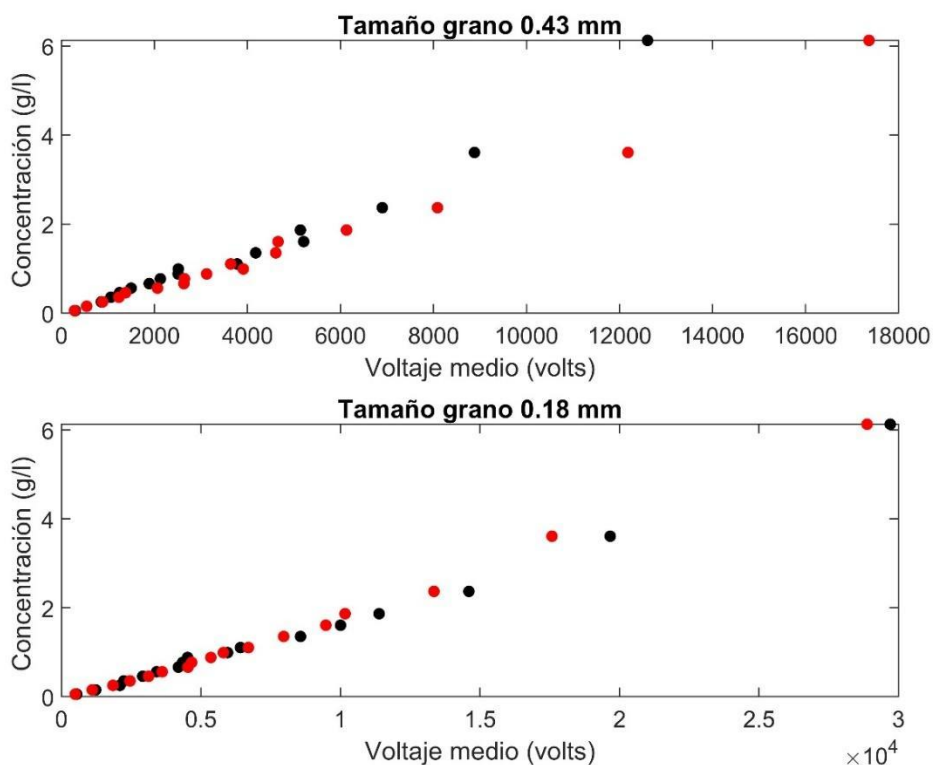


Figura 39. Voltaje medio vs concentración medida para el OBS 2 (negro) y el OBS 3 (rojo).

El voltaje medido por el OBS 2 durante todo el período de mediciones, desde el 15 de mayo hasta el 16 de mayo de 2023, se muestra en la figura 40a. La figura 40b

muestra las concentraciones estimadas utilizando las ecuaciones de regresión lineal para ambos rangos de tamaño de grano y en 40c, se muestra las concentraciones estimadas promediadas cada 512 segundos de mediciones. En la figura 41 se muestran estas mismas variables para el OBS 3.

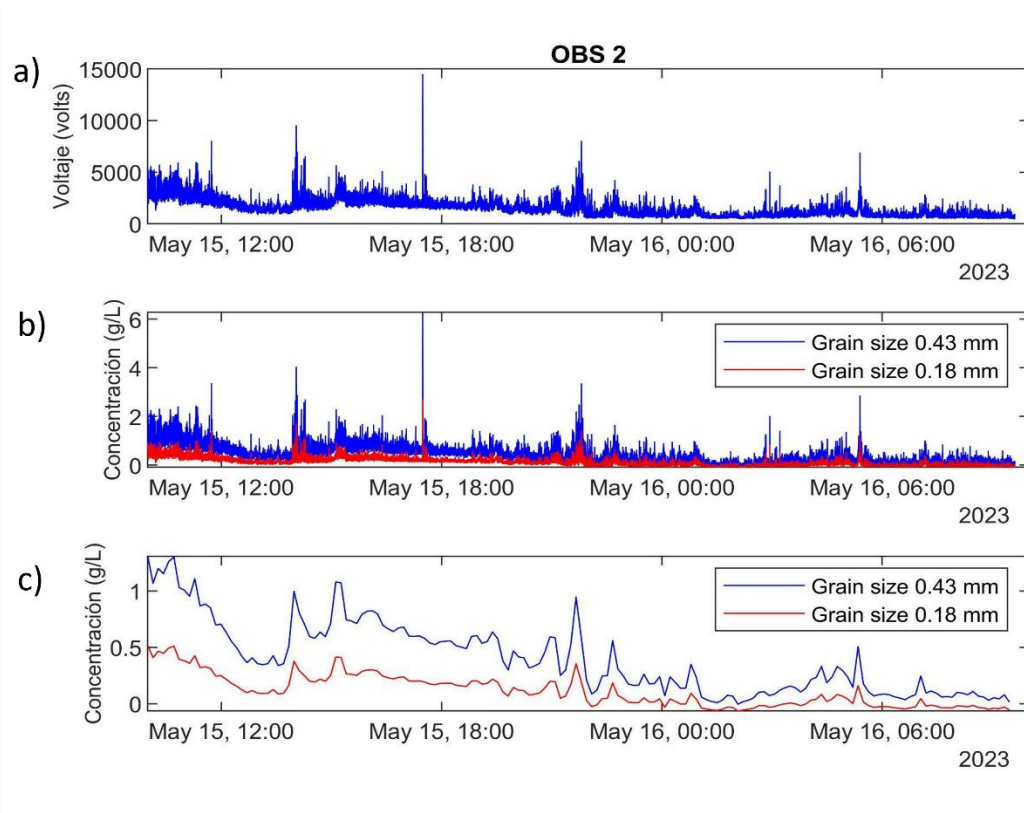


Figura 40. a) Voltaje OBS 2, b) concentración estimada y c) concentración estimada media cada 512 s.

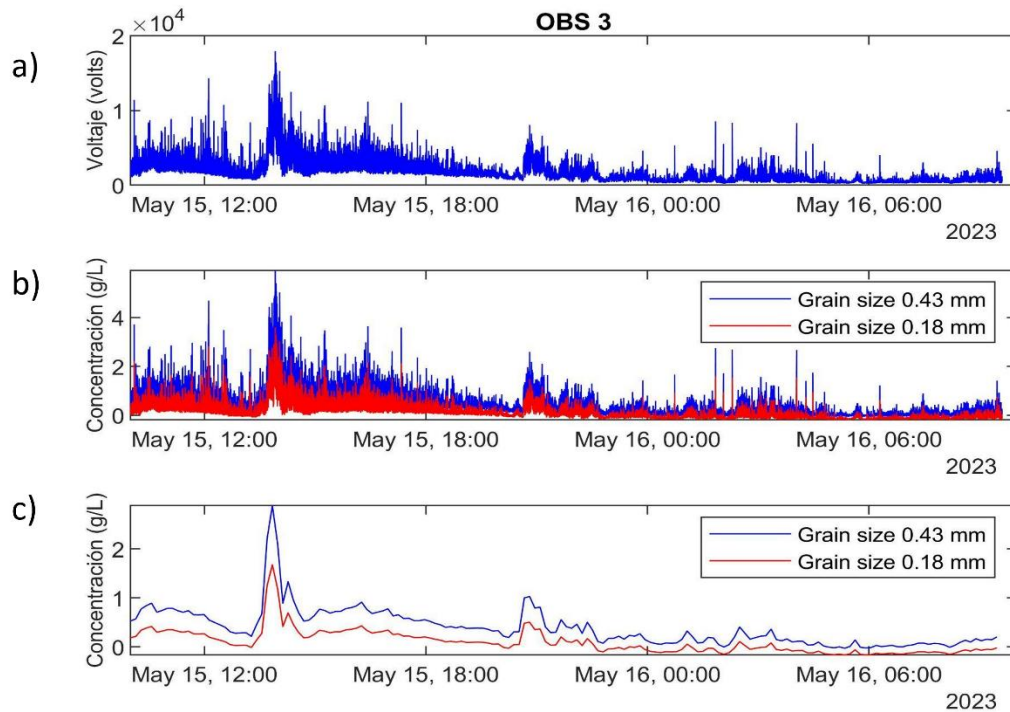


Figura 41. a) Voltaje OBS 3, b) concentración estimada y c) concentración estimada media cada 512 s.

Tanto en el OBS 2 como el OBS 3, para el tamaño de grano de hasta 0.43 mm, se registran concentraciones medias del orden de 1g/l para el período de oleaje más energético, reportado desde las 10:00 hasta las 18:00 horas aproximadamente del 15 de mayo y concentraciones inferiores a 0.5 g/l para el período de oleaje menos energético.

En la figura 42, se muestra una comparación de la serie de concentración media de sedimento suspendido cada 512 segundos obtenida en el OBS 2 con las series de altura significantes y de velocidades para la estructura del ADV 2, donde estaba ubicado el propio OBS, y en la figura 43 se muestra la misma comparación para el OBS 3 y las series medidas en la estructura del ADV 3.

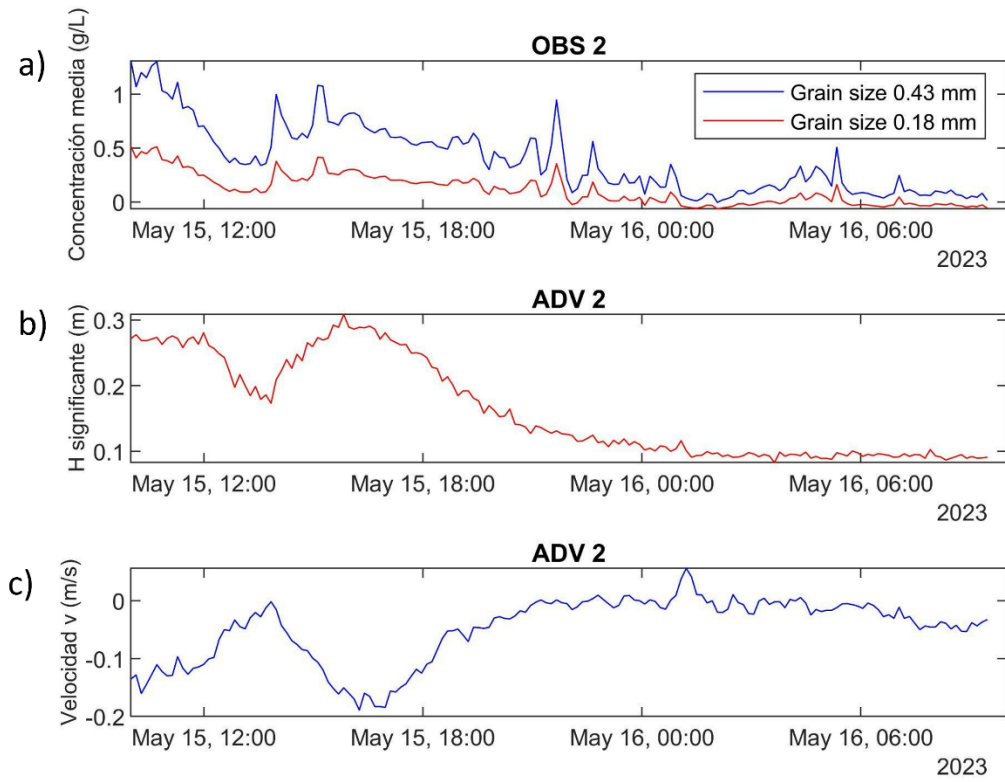


Figura 42. a) Series de concentración media de sedimento suspendido para el OBS 2, b) serie de Hs para el ADV 2 y c) serie de velocidad V para el ADV 2.

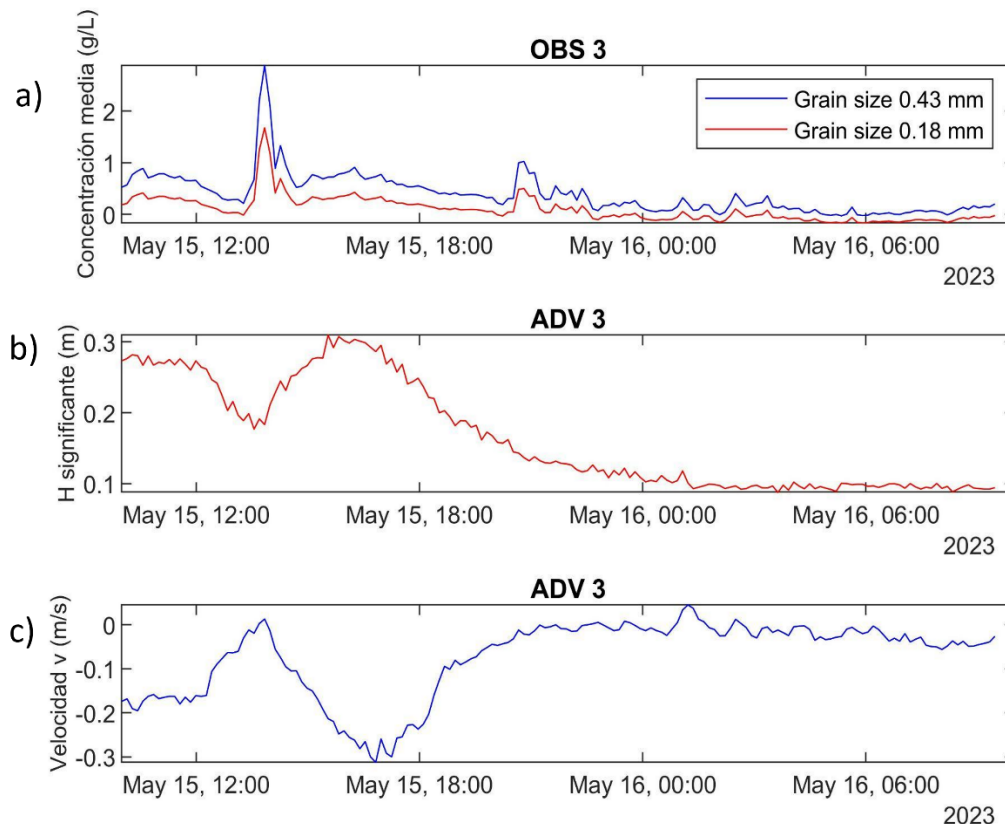


Figura 43. Series de concentración media de sedimento suspendido para el OBS 3, b) serie de H_s para el ADV 3 y c) serie de velocidad V para el ADV 3.

Para el OBS 2 se obtuvo una alta correlación entre la serie de altura significativa cada 512 segundos y la serie de concentración de sedimento suspendido promediada para el mismo periodo de tiempo, un coeficiente de correlación de 0.8615 fue encontrado entre ambas variables. En el OBS 3 el coeficiente de correlación fue menor con valor de 0.6331.

En cuanto a la relación entre la serie de concentración de sedimento suspendido y la magnitud de la velocidad de la corriente litoral se encontró un coeficiente de correlación de 0.7247 y de 0.4021 en el OBS 2 y el OBS 3 respectivamente.

Para ambos OBS, las series de concentraciones obtenidas para ambos rangos de tamaño de grano presentan un comportamiento con una tendencia similar al reportado en las series de alturas de ola significativa obtenidas en sus respectivas

estructuras donde estaban instalados. En el OBS 3, se observó un pico de concentración aproximadamente a las 12:00 hora local del 15 de mayo, con valores promedios superiores a los 2 g/l y cercanos a los 3 g/l, este pico coincidió con un momento de baja energía del oleaje, lo que da a entender que se pueda deber a una obstrucción del sensor por algún otro material.

5.1.4- *Runup*

Las distribuciones empírica y gaussiana de las series de picos de *runup* son mostradas en rojo y azul respectivamente en la figura 44a para el Video 1 y en la figura 44b para el Video 2, la curva teórica que marca el umbral de 0.98 en la probabilidad se muestra en color negro.

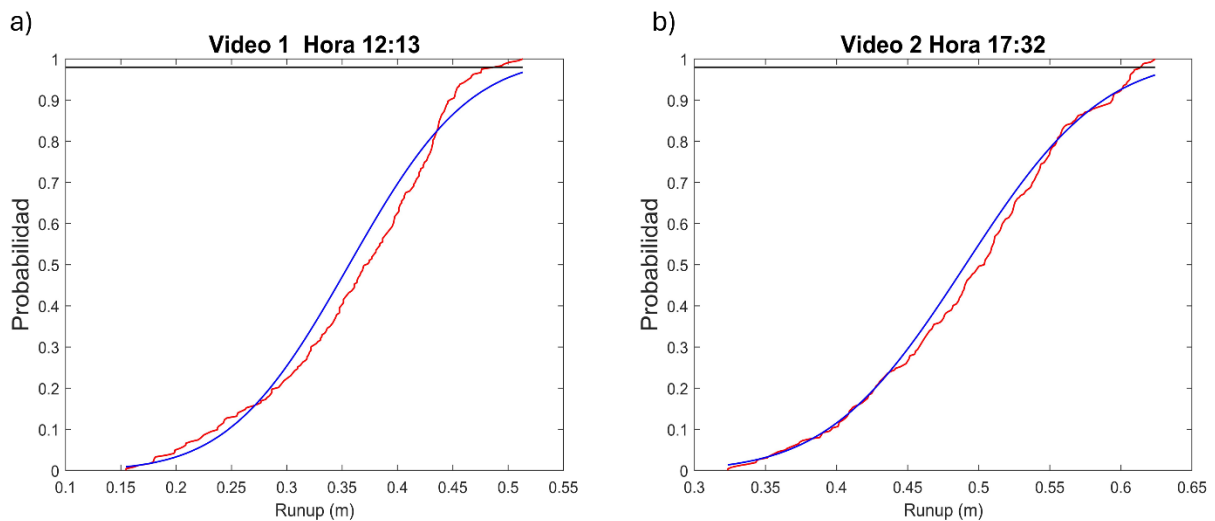


Figura 44. Curva de distribución empírica (rojo) versus distribución gaussiana (azul) para la serie de picos de *runup* obtenida con el Video 1 a) y para el Video 2 en b).

Se obtuvo un valor de *setup* máximo de 0.3078 m y 0.4544 m para las series de *runup* obtenidas con el Video 1 y el Video 2 respectivamente. En cuanto al *runup* de 2% de excedencia para la primera serie se obtuvo 0.4944 m y 0.6086 m para la segunda.

Una tendencia positiva se encontró entre los dos valores de *runup* 2% obtenidos de 0.494 m y 0.608 m para los videos 1 y 2 respectivamente y los valores de altura de ola significativa reportada en aguas profundas para los mismos instantes de tiempo

de los videos que fueron de 0.7489 m y de 0.8952 m respectivamente. El valor más elevado de *runup* 2% para el video 2 correspondió a una altura de ola significativa mayor (figura 45).

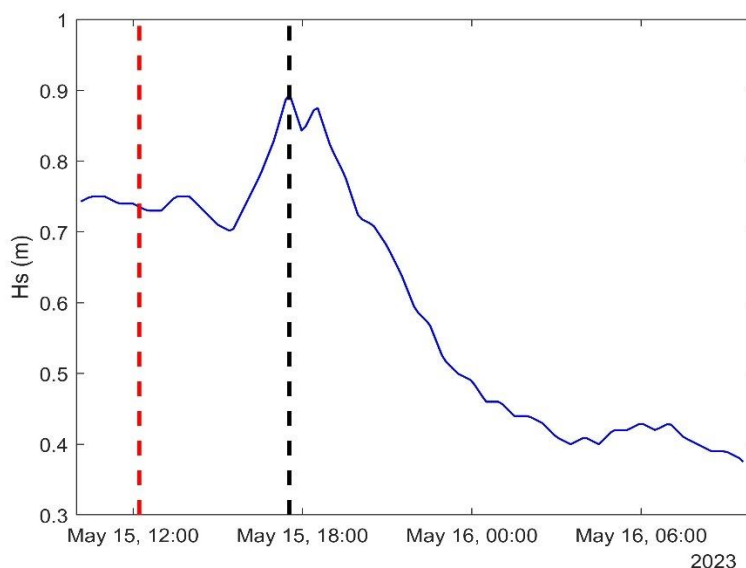


Figura 45. Serie temporal de la altura de ola significativa medida con la boya para 24 horas de mediciones (azul), con una línea roja discontinua el tiempo de la toma del video 1 y con la línea negra discontinua el tiempo de la toma del video 2.

5.1.5- Transporte litoral de sedimentos

En la figura 46, se muestra la distribución del transporte de sedimentos en la columna de agua en 5 diferentes horarios en la ubicación del ADV 1, ADV 2 y el ADV 3 respectivamente y en 4 diferentes horarios en el caso del ADV 4. El mayor transporte se registró cerca del fondo y ocurrió una rápida disminución del transporte para profundidades menores y esta disminución del transporte presenta una distribución aproximadamente logarítmica.

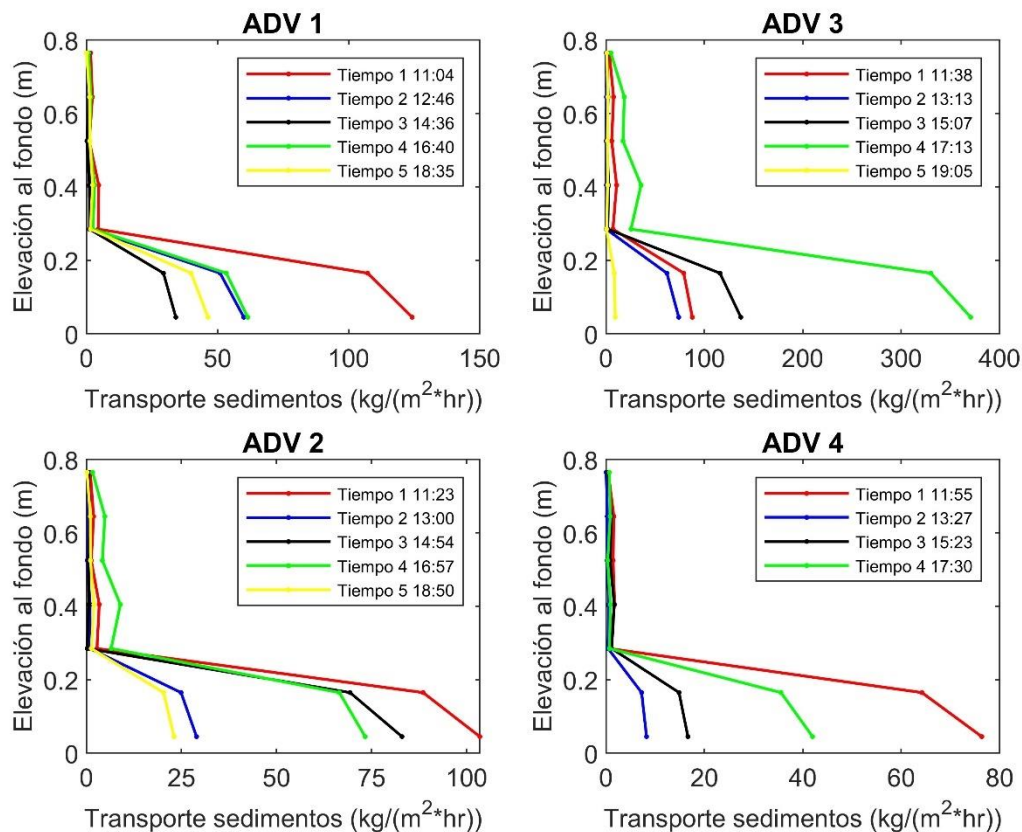


Figura 46. Distribución del transporte litoral de sedimentos en la columna para las zonas ADV 1, ADV2, ADV 3 y ADV 4.

Cercano al fondo marino los máximos valores se registraron en el ADV 3 con un pico cercano a $400 \frac{kg}{m^2*hr}$ a las 17:13 hora local. En los ADVs 1 y 2, se registraron cercano al fondo valores máximos de transporte de aproximadamente $150 \frac{kg}{m^2*hr}$ ambos a las 11:04 hora local. En el ADV 4 donde la profundidad de la columna de agua es mayor, el pico de transporte cercano al fondo fue de aproximadamente $80 \frac{kg}{m^2*hr}$ igualmente a las 11:04 hora local, este valor es mucho menor que los picos detectados cercano al fondo en los ADVs anteriores.

Una comparación entre los valores de transporte litoral de sedimentos en toda la columna de agua medido con las trampas de arena y los valores de altura significativa promedio calculados en los mismos 3 minutos de medición de cada

trampa se muestran en la figura 47 para las zonas de *Swash*, *Breaking Swash*, *Inner Swash* y en la figura 48 para las zonas del ADV 1, ADV 2, ADV 3 y ADV 4.

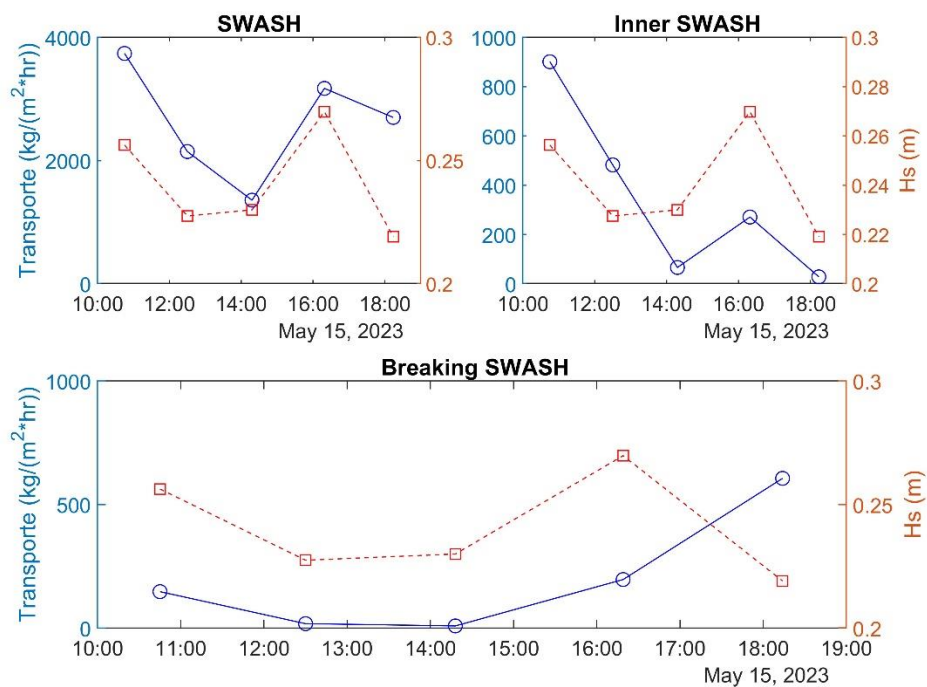


Figura 47. Transporte de sedimentos versus altura de ola significativa en las zonas de *Swash*, *Breaking Swash*, *Inner Swash*.

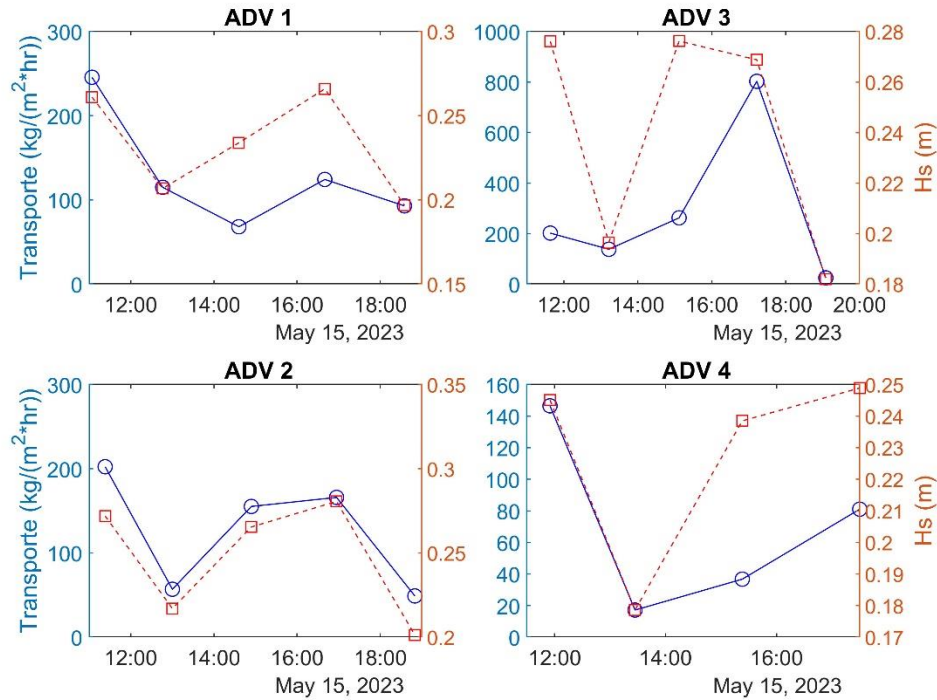


Figura 48. Transporte de sedimentos versus velocidad de la corriente litoral en las zonas del ADV 1, ADV 2, ADV 3 Y ADV 4.

Se obtuvieron coeficientes de correlación entre estas variables de 0.6525, -0.2506 y 0.4731 para las zonas *Swash*, *Inner Swash* y *Breaking Swash* respectivamente. En las regiones restantes resultaron coeficientes de 0.5544, 0.9549, 0.5784 y 0.6680 para los ADV 1, ADV2, ADV 3 y ADV 4 respectivamente.

En la figura 49 se muestra la comparación entre valores de velocidad de la corriente litoral y de transporte de sedimentos en toda la columna de agua para mismos periodos de tiempo para las zonas de *Swash*, *Breaking Swash*, *Inner Swash* y en la figura 50 para las zonas del ADV 1, ADV 2, ADV 3 y ADV 4.

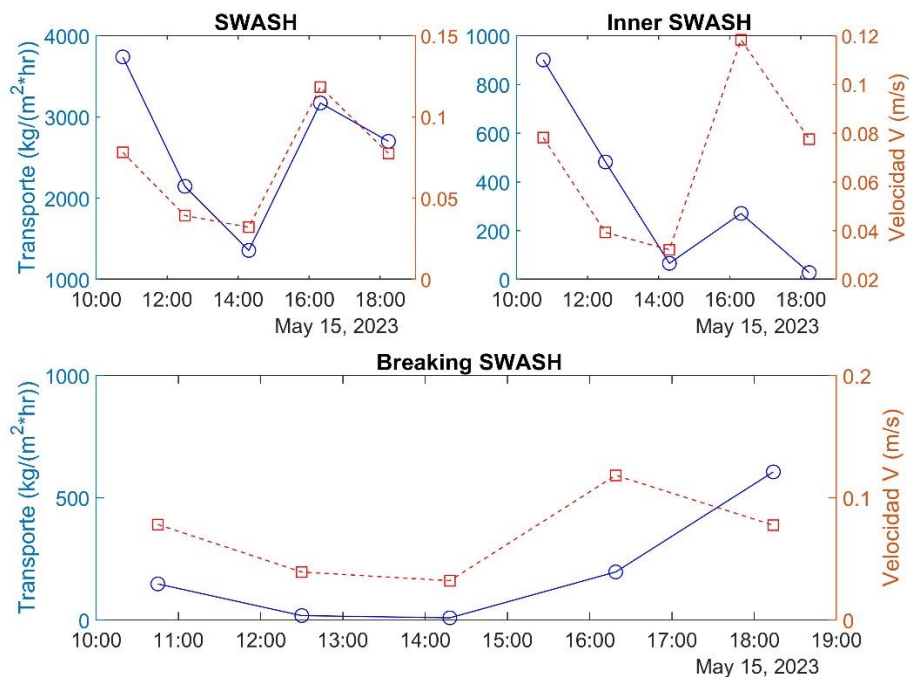


Figura 49. Transporte de sedimentos versus velocidad de la corriente litoral en las zonas de Swash, Breaking Swash, Inner Swash.

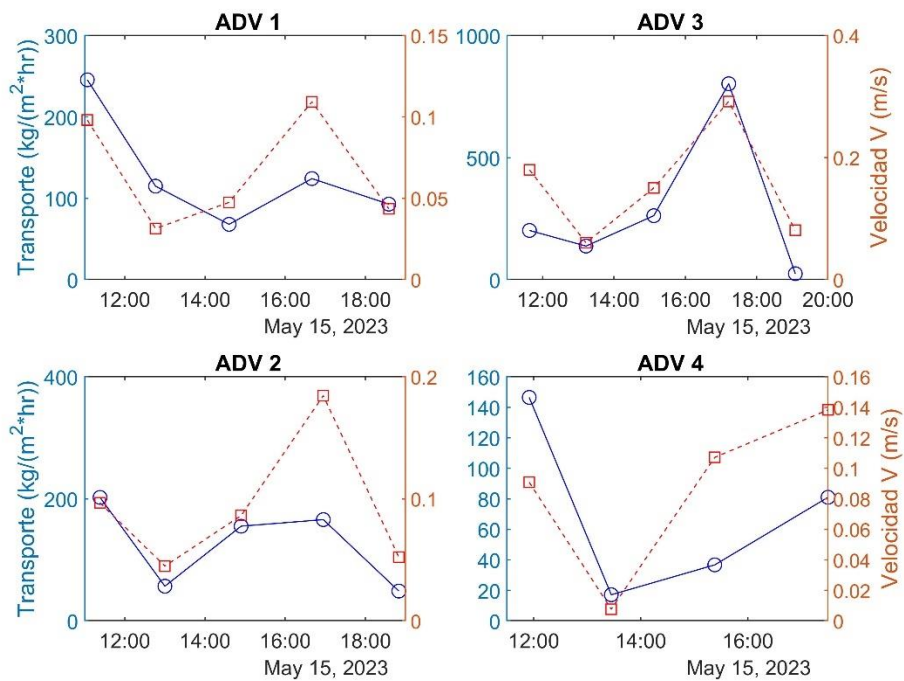


Figura 50. Transporte de sedimentos versus velocidad de la corriente litoral en las zonas del ADV 1, ADV 2, ADV 3 Y ADV 4.

Se obtuvieron coeficientes de correlación entre estas variables de 0.6525, 0.0987 y 0.4513 para las zonas *Swash*, *Inner Swash* y *Breaking Swash* respectivamente. Para los ADV 1, ADV 2, ADV 3 y ADV 4 se registraron coeficientes de correlación de 0.6178, 0.6650, 0.9196 y 0.4567 para el ADV 1, ADV 2, ADV 3 y ADV 4 respectivamente.

En la figura 51 se muestra la distribución *cros-shore* del transporte litoral de sedimentos medidos en diferentes períodos de tiempo, logrando completar las 7 zonas estudiadas. El mayor transporte se registró en la zona de *Swash*, cercana a la costa, con valores en todos los casos superiores a los $1000 \frac{kg}{m^2*hr}$, un rápido descenso del transporte se produjo para las restantes zonas más alejadas de la costa y se registra un nuevo valor pico en la zona del ADV 3, el cual se encuentra sobre una pequeña barra, donde la profundidad de la columna de agua es menor y en él se registraron las mayores velocidades litorales.

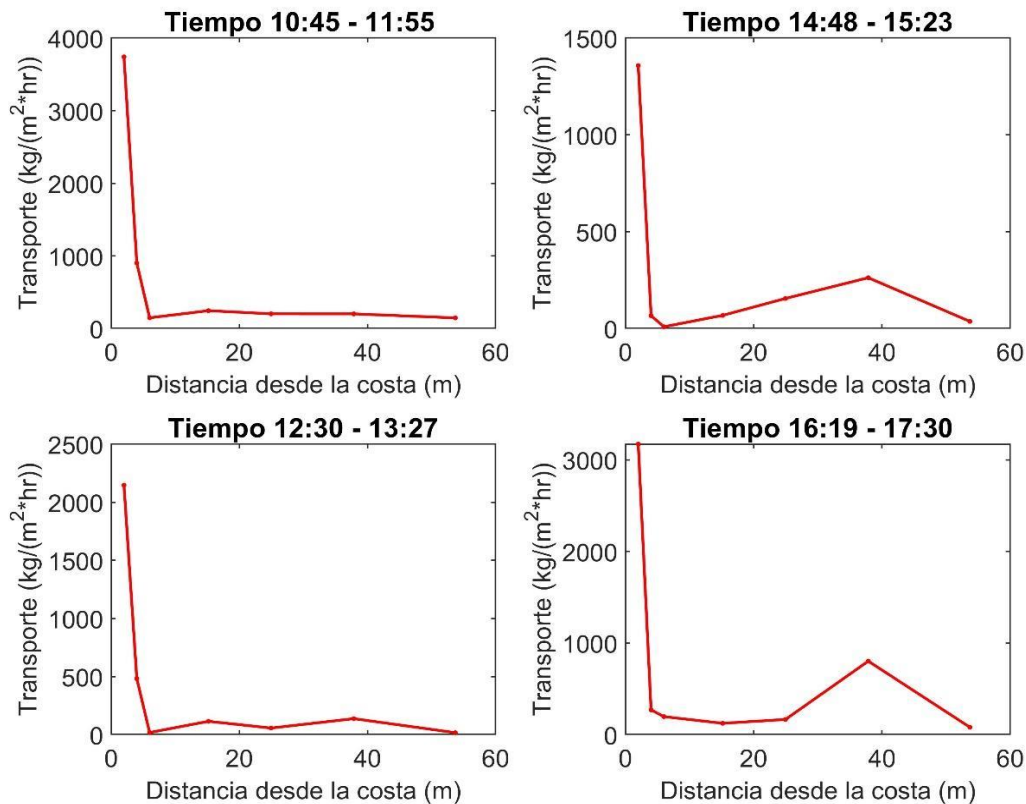


Figura 51. Distribución *cros-shore* del transporte litoral de sedimentos.

La serie de transporte litoral obtenido a partir de la serie de concentración de sedimentos suspendidos medido con el OBS 2 y la serie de velocidad litoral medida con el ADV 2, ambos ubicados a 0.40 m sobre el fondo, es mostrada en la figura 52 para ambos tamaños de grano.

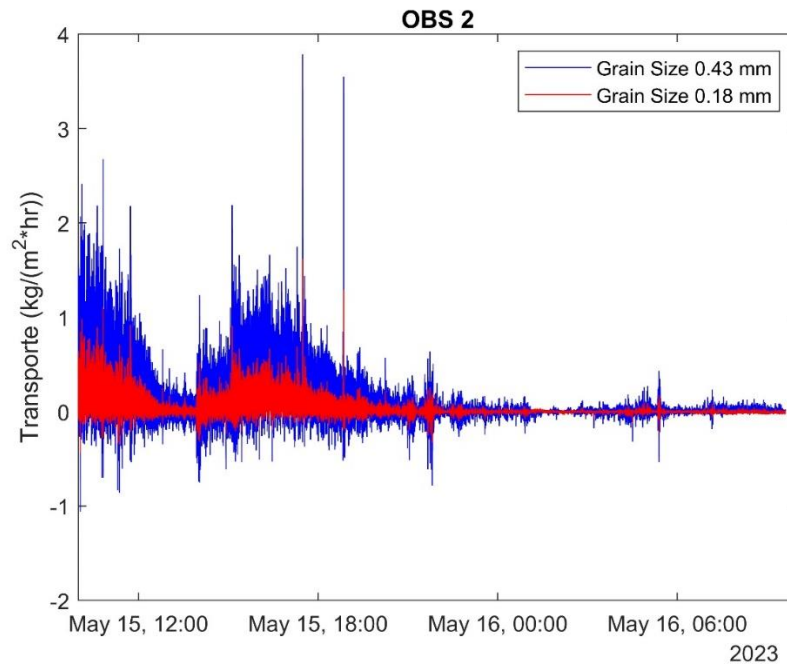


Figura 52. Transporte litoral de sedimentos obtenido para el OBS 2.

En los períodos más energéticos del oleaje se reportaron valores de transporte cercanos a $2 \frac{kg}{m^2*hr}$ a esa elevación para un tamaño de grano de hasta 0.43 mm y cercanos a $1 \frac{kg}{m^2*hr}$ para un tamaño de gano de hasta 0.18 mm.

En la comparación del transporte obtenido con el OBS 2 y el medido con la trampa ubicada a la misma elevación con respecto al fondo se encontraron grandes diferencias de un orden de magnitud entre las variables comparadas (figura 53). Sin embargo, la variación temporal es consistente con los dos métodos.

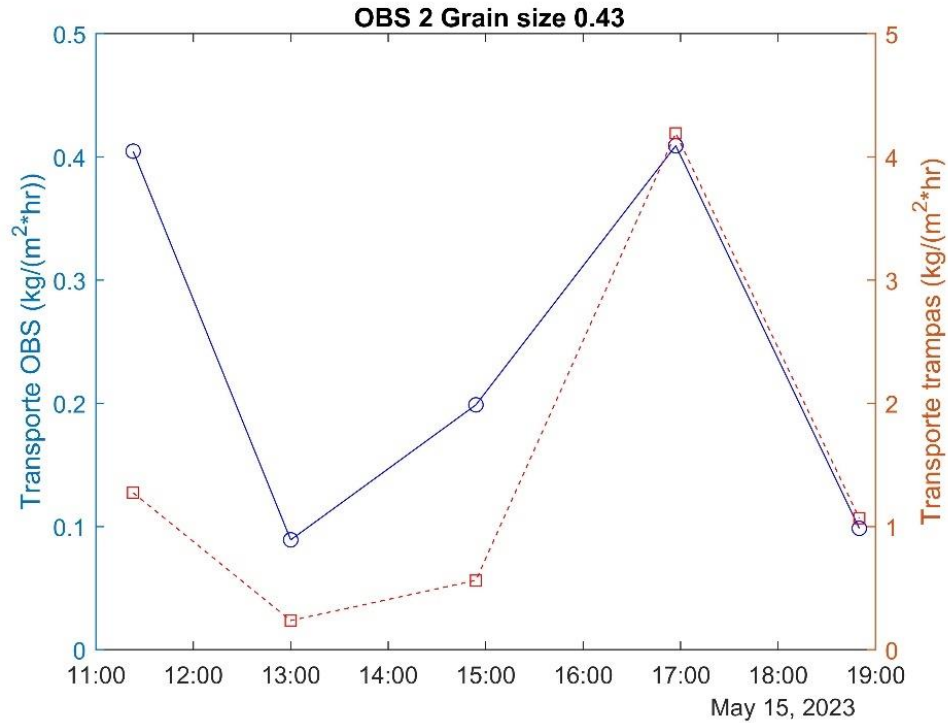


Figura 53. Comparación transporte con OBS versus transporte con trampas.

5.2- Calibración de modelos y parametrizaciones existentes

5.2.1- Rotura del oleaje

Para identificar el valor de peralte de rotura del oleaje se analizaron imágenes y la serie temporal de presión en la zona de rompientes. La imagen seleccionada de olas rompiendo sobre el ADV 3 a las 11:14:37 hora local se muestra en la figura 54. Para esta hora en específico, se obtuvo un valor de pendiente máxima de la superficie libre de 0.07 que se corresponde con un ángulo máximo para que ocurra la rotura de 4° (figura 55).



Figura 54. Imagen tomada con un dron de olas rompiendo sobre el ADV 3 a las 11:14:37 hora local.

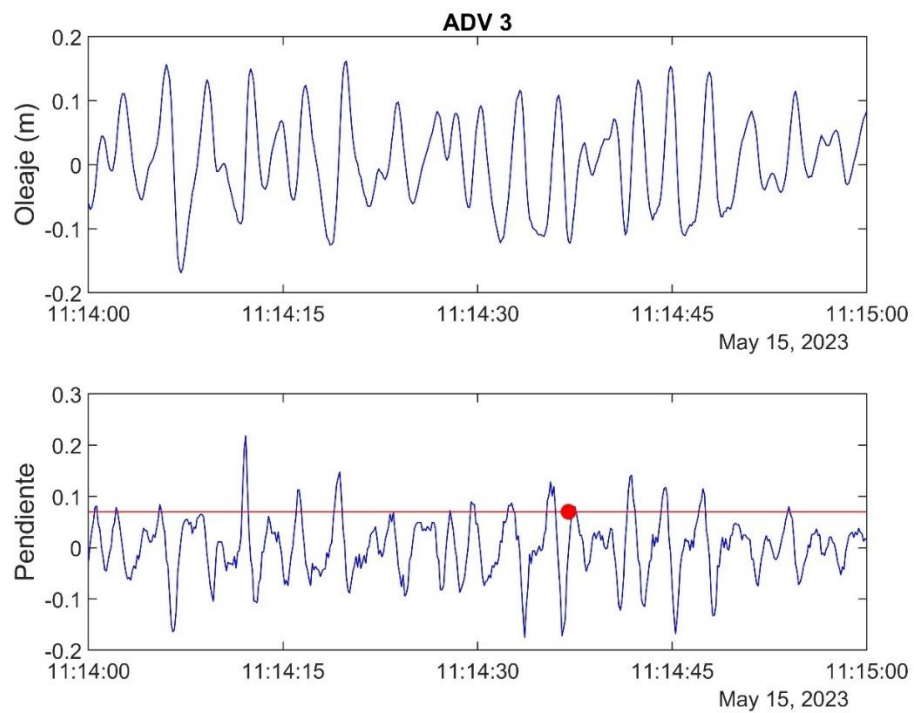


Figura 55. Series de oleaje y pendiente de la superficie libre en el ADV 3 desde las 11:14:00 a las 11:15:00 hora local. Con un punto rojo la pendiente para el horario 11:14:37 y con una línea roja la pendiente igual a 0.07.

Utilizando el valor de pendiente máxima anterior se obtuvieron en los ADV 1, ADV 2, ADV 3 y ADV 4 el porcentaje de olas rotas cada 512 segundos de 67.1233, 69.6833, 72.0524 y 41.0838 respectivamente. El mayor valor se registró en el ADV 3.

La serie temporal cada 512 segundos de la razón entre la altura significativa del oleaje y la profundidad en el ADV 3 es mostrada en la figura 56 junto a la serie de por ciento de olas rotas para mismos intervalos de tiempo para el mismo ADV.

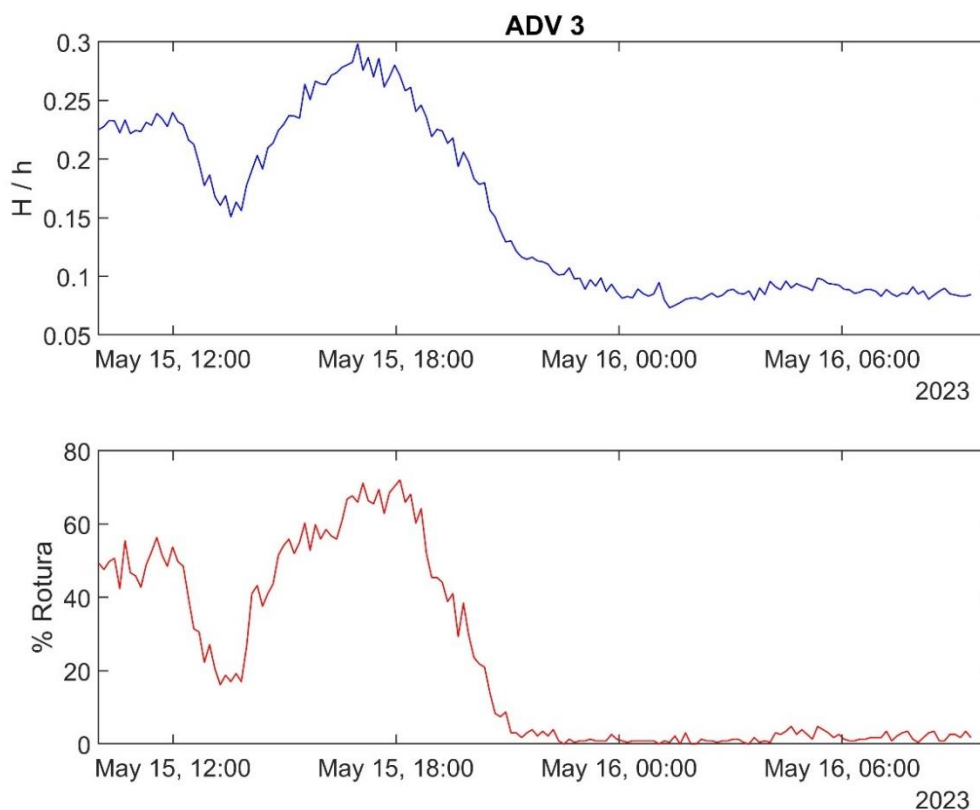


Figura 56. Series de H/h y por ciento de olas rotas.

Al valor máximo de porcentaje de olas rotas obtenido le correspondió un valor de $\gamma_b=0.30$. Este valor es el índice de rotura obtenido para nuestra zona de estudio.

5.2.2- Corriente litoral

Se utilizaron los parámetros del oleaje obtenidos a partir del ADV 3 y con las imágenes de dron, se estimó un ángulo en rotura de 30° , registrado a las 11.15 hora local de 15 de mayo de 2023 (figura 57).



Figura 57. Ángulo de dirección del oleaje en el punto de rotura.

Para el ADV 3 ubicado en el punto de rotura, utilizando la ecuación descrita en Svendsen (1984) (Sección Metodología), se obtuvo que el coeficiente de fricción encontrado C_f para el instante de tiempo de las 11:15 hora local fue de 0.077. Para la serie de los valores de coeficientes de fricción que solo corresponden al oleaje con dirección noreste NE se obtuvo un coeficiente de fricción promedio de 0.0748, con un valor mínimo de 0.0410 y un máximo de 0.0850.

5.2.3- Runup 2%

En la tabla 7 y 8 se muestran los valores de $R2\%$ calculados con la parametrización de Ruggiero et al. (2001) y Senechal et al. (2011) respectivamente y su comparación con los valores medidos para ambos videos estudiados.

Tabla 7. Valores de *runup* 2% medidos y calculados y estadígrafos obtenidos para la parametrización de Ruggiero et al. (2001)

	R2% medido (m)	R2% Ruggiero (m)	Error (m)	Error relativo porcentual (%)
Video 1	0.4944	0.4320	0.0624	12.62
Video 2	0.6086	0.3596	0.2490	40.91

Tabla 8. Valores de *runup* 2% medidos y calculados y estadígrafos obtenidos para la parametrización de Senechal et al. (2011).

	R2% medido (m)	R2% Senechal (m)	Error (m)	Error relativo porcentual (%)
Video 1	0.4944	0.6225	-0.1281	25.91
Video 2	0.6086	0.7351	-0.1265	20.78

Los valores obtenidos con la parametrización de Ruggiero subestimaron las mediciones reales. Entre los valores de *runup* 2% medidos y los calculados se encontraron errores relativos porcentuales de 12.62 y 40.91 para el video 1 y 2 respectivamente. Con la parametrización de Senechal los resultaron sobrestimaron las mediciones reales y se encontraron errores relativos porcentual de 25.91 y 20.78 para el primer y segundo video respetivamente (figura 55).

En el nuevo cálculo de los coeficientes de ambas parametrizaciones estudiadas utilizando las mediciones obtenidas en la campaña de campo, se obtuvo un $a_{Ruggiero}$ igual a 0.3090 para el Video 1 y de 0.4569 para el Video 2 para un promedio de 0.3830 y un $b_{Senechal}$ igual a 1.6995 para el primer video y de 1.7716 para el segundo para un promedio de 1.7356. Los valores de los coeficientes promedios obtenidos presentan diferencias con los valores de los coeficientes originales de Ruggiero y Senechal. Una diferencia de 0.113 fue encontrada entre el coeficiente calculado para Ruggiero y su coeficiente original y de 0.4044 para el caso de Senechal.

En la tabla 9 y 10 se muestra una comparación entre los valores de *runup* 2% medidos en cada caso y los valores calculados utilizando los nuevos coeficientes calculados para la parametrización lineal y la hiperbólica respectivamente.

Tabla 9. Valores de *runup* 2% medidos, recalculados con los nuevos coeficientes y estadígrafos para la parametrización lineal.

	R2% medido (m)	R2% Lineal Nuevo (m)	Error (m)	Error relativo porcentual (%)
Video 1	0.4944	0.6128	-0.1184	23.94
Video 2	0.6086	0.5101	0.0985	16.18

Tabla 10. Valores de *runup* 2% medidos, recalculados con los nuevos coeficientes y estadígrafos para la parametrización hiperbólica.

	R2% medido (m)	R2% Hiperbólica Nuevo (m)	Error (m)	Error relativo porcentual (%)
Video 1	0.4944	0.5049	-0.0105	2.12
Video 2	0.6086	0.5962	0.0124	2.12

Una muy buena aproximación fue obtenida con la parametrización hiperbólica. Los errores relativos porcentuales entre las cantidades medidas y las estimadas fueron de 2.12 aproximadamente para ambos videos. Con la parametrización lineal los errores relativos porcentuales continuaron siendo altos con valores de 23.94 y 16.18 respectivamente (figura 58).

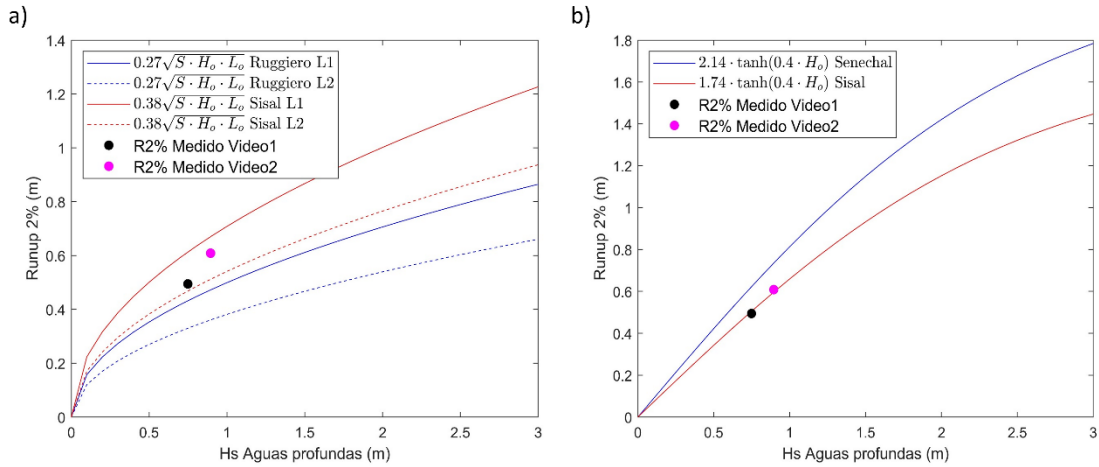


Figura 58. a) Ajuste de las curvas de la parametrización de Ruggiero y la parametrización lineal obtenida para ambas longitudes de onda del oleaje con los valores de *runup2%* medidos, b) Ajuste de las curvas de la parametrización de Senechal y la parametrización hiperbólica obtenida con los valores de *runup2%* medidos.

5.2.4- Transporte litoral de sedimentos

En la tabla 11 se muestran los coeficientes α obtenidos en las 6 regiones estudiadas. Los dos promedios más altos se registraron en la zona *Breaking Swash* y *Inner Swash* con valores de 2.0141 y 1.9665 respectivamente. En los ADVs se registró un valor aproximadamente de 1, excepto en el ADV 4 que fue de 1.30. Para toda la zona de rompientes se encontró un valor promedio de 1.3913.

Tabla 11. Coeficiente α y estadígrafos para todos los perfiles.

Región de la Zona de Rompientes	No. Perfiles Verticales	Promedio α	Desviación estándar α
<i>Inner Swash</i>	5	1.9665	0.5135
<i>Breaking Swash</i>	5	2.0141	0.3362
ADV 1	5	0.9818	0.0293
ADV 2	5	1.0072	0.1078
ADV 3	5	1.0703	0.1908
ADV 4	4	1.3083	0.1221

La serie temporal cada 512 segundos del factor de flujo de energía litoral en la zona de rompientes se muestra en la figura 59. Los grupos de picos de la serie coinciden con los intervalos de tiempo donde el oleaje fue más energético y donde se obtuvieron las alturas significantes del oleaje máximas

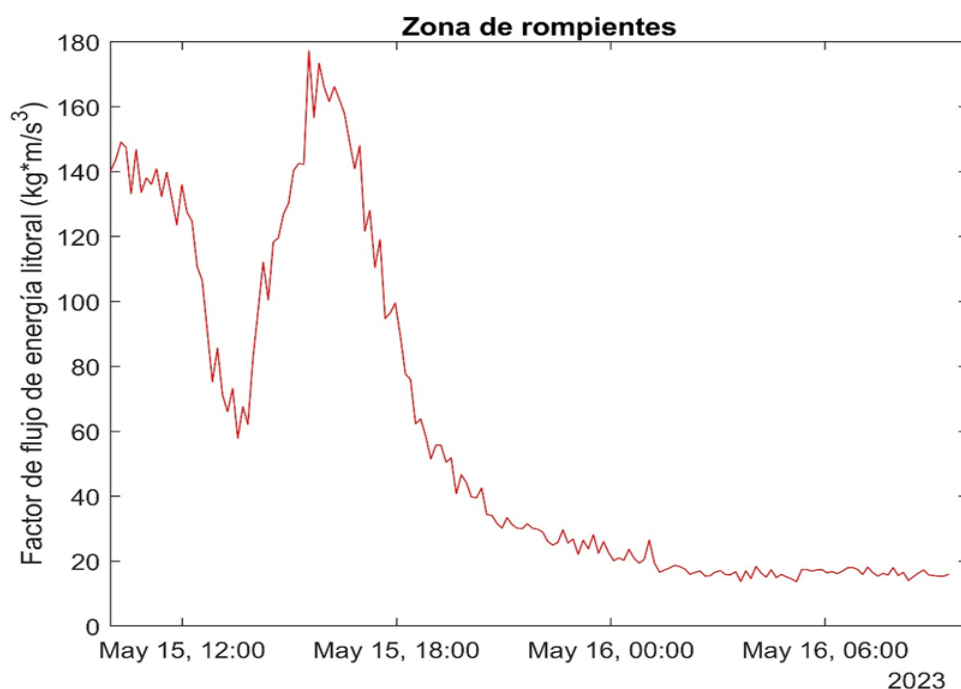


Figura 59. Factor de flujo de energía litoral en el punto de rotura del oleaje.

Los valores de los coeficientes k_θ obtenidos para las 6 regiones estudiadas se muestran en la tabla 12. El mayor valor fue de 1.3103 en el ADV 3, seguido de las zonas *Inner Swash* y *Breaking Swash* con valores de 1.2285 y 1.1629 respectivamente. El menor valor se registró en el ADV 4 de 0.3216.

Tabla 12. Coeficiente k_θ y estadígrafos para todos los perfiles.

Región de la Zona de Rompientes	No. Perfiles Verticales	Promedio k_θ	Desviación estándar k_θ
<i>Inner Swash</i>	5	1.2285	1.2094
<i>Breaking Swash</i>	5	1.1629	1.8422
ADV 1	5	0.6786	0.2838
ADV 2	5	0.5955	0.2038

ADV 3	5	1.3103	1.1614
ADV 4	4	0.3216	0.2420

Los valores promedios de la razón entre el transporte cercano al fondo calculado y el medido durante la campaña de campo indican una sobrestimación en las regiones *Breaking Swash*, ADV 2, ADV 3, ADV 4 y una subestimación en *Inner Swash* y el ADV 1 (tabla 13).

Tabla 13. Comparación entre $F_0(x)_{calculado}$ y $F_0(x)_{medido}$

Región de la Zona de Rompientes	No. Perfiles Verticales	$F_0(x)_{calculado} / F_0(x)_{medido}$		
		Valor Máximo	Valor mínimo	Promedio
<i>Inner Swash</i>	3	1.3222	0.4117	0.7945
<i>Breaking Swash</i>	3	1.9810	0.2631	1.3227
ADV 1	3	1.4641	0.6612	0.9607
ADV 2	3	1.5666	0.6770	1.1041
ADV 3	3	1.7511	0.4026	1.0646
ADV 4	3	2.5370	0.5092	1.2858

6- Discusiones

6.1- Caracterización de la dinámica costera

6.1.1- Viento, nivel medio del mar y oleaje costa afuera

Durante la campaña en la playa de Sisal, los vientos dominantes fueron de región noreste y sureste, asociados a las brisas marinas y terrestres respectivamente, siendo los más energéticos los que provienen del noreste y más frecuentes los de dirección sureste (Figueroa-Espinoza et al., 2014). Las velocidades medidas en las 24 horas de mediciones con un máximo de 10 m/s en la dirección noreste fueron muy inferiores a las registradas por Figueroa-Espinoza et al. (2014) para la estación de primavera donde midió valores máximos de 18 a 20 m/s en la dirección noreste.

Las condiciones atmosféricas que provocaron la disminución de la velocidad del viento, la presión atmosférica, la humedad relativa y un giro de los vientos del noreste al sureste conllevó a que las series registradas de la velocidad y la dirección del viento no fueran las esperadas para un evento de brisa marina donde comúnmente las velocidades aumentan hasta que alcanzan un pico de brisas entre las 17:00 y 18:00 horas (Figueroa-Espinoza et al., 2014).

A pesar de que la variabilidad del viento no fue por este intervalo de tiempo la esperada para un evento de brisas marinas, la alta correlación encontrada para toda la serie entre el oleaje costa afuera y en la zona de rompientes con el viento afirma que en la primavera el oleaje en la playa de Sisal es de escala local y que está modulado por el viento (López-González y Domínguez, 2017).

La variabilidad del oleaje costa afuera medido en la campaña percibió una relativa calma en la mañana, luego comenzó a incrementarse, fue interrumpido pasado el mediodía y decayó con el paso del sistema frontal. Posteriormente, volvió a aumentar después del paso del sistema hasta alcanzar el máximo por la tarde y descender nuevamente en la noche hasta una relativa calma. Esta variabilidad fue anormal para eventos de brisas debido al paso del sistema frontal de escala local. El oleaje registrado en el ADCP a 10 km de la costa y en la boya a 20 km de la costa con valores de altura significativa inferiores a 1 m y periodos en el orden de los 4 segundos son inferiores al oleaje anual promedio en Sisal con altura del orden de 1.5 metros y periodos de 4 a 8 segundos, pero se corresponden a un oleaje más moderado reportado para la temporada de primavera (López-González & Domínguez, 2017).

6.1.2- Altura significativa y velocidad de la corriente litoral

Los resultados obtenidos muestran que durante las brisas marinas las corrientes litorales dominantes son hacia el Oeste siendo más intensas cercanas al punto de rotura. Sin embargo, los mecanismos que controlan la circulación varían a lo ancho de la plataforma. Durante el período de brisas terrestres con dirección SE las corrientes medidas fueron despreciables, consistentes con Torres-Freyermuth y Puleo (2017), con valores menores a 0.03 m/s.

Las velocidades del orden de 0.3 m/s o menos se corresponden con los valores típicos reportados por Visser (1991).

La alta correlación encontrada, superior a 0.86, entre las alturas significativa y las velocidades litorales en todos los ADVs demuestran la dependencia de las corrientes litorales con la altura y el ángulo de oleaje en rotura (CEM, 2006; Torres-Freyermuth y Puleo, 2017).

6.1.3- Concentración sedimento suspendido

La alta correlación positiva encontrada en el OBS 2 entre la concentración de sedimento suspendido con la altura significativa y la velocidad de la corriente litoral confirma la relación existente entre estas variables y la cantidad de sedimento que la rotura del oleaje es capaz de suspender y que las corrientes son capaces de arrastrar (Barkaszi y Dally, 1993).

Las concentraciones de 0.5 g/l para oleaje poco energético y de 1g/l para oleaje de mayor energía medidos en ambos sensores OBS utilizados resultaron inferiores a concentraciones medidas por Barkaszi y Dally, (1993) quienes registraron concentraciones del orden de 1g/l a 3g/l para condiciones de oleaje similares ($H_0 = 0.6$ m y $T = 3$ s) a 8 cm de elevación desde el fondo.

6.1.4- Runup 2%

El uso de cámaras de video para realizar mediciones indirectas de *runup* constituyó un reto por la utilización de la librería CoastallImageLib. (McCann et al., 2022) para el procesamiento de los videos tomados durante la campaña de campo. Una limitante de este estudio es que solo se tomaron dos videos de 14 minutos de duración debido a algunos factores como la falta de tiempo para realizar todo el posprocesamiento que se realiza de manera manual en el Software Matlab; además de contar con solo una cámara de video GoPro 7 Black y no contar con baterías adicionales para mantener la cámara funcionando por un mayor periodo de tiempo.

A pesar de ello se logró estudiar y obtener el *runup* 2% en el sitio de estudio para dos periodos de tiempo uno a las 12:13 y el otro a las 17:32 hora local.

Completar con éxito los procesos de toma de video, conversión en fotogramas, rectificación y fusión de fotogramas, la obtención de pixel timestacks y la series de *runup* y el cálculo del *runup* de 2% va a permitir usar esta metodología en futuras investigaciones que abarquen periodos más largos y condiciones meteorológicas e hidrodinámicas más diversas y complejas.

6.1.5- Transporte litoral

El uso de las trampas de arena fue una solución útil que permitió realizar un amplio estudio del transporte litoral tanto de su distribución en profundidad en la columna de agua como a lo largo de la zona de rompientes. Sin esta metodología se requería el uso de un elevado número de sensores de turbidez OBS con los que no se contaba en el laboratorio.

En todos los perfiles de transporte en la columna de agua medidos con las trampas, una mayor cantidad de sedimento fue captada en la trampa ubicada más cercana al fondo y menores cantidades fueron atrapadas en las trampas menos profundas. Por lo tanto, se obtuvo un transporte litoral máximo cercano al fondo que disminuye rápidamente para profundidades menores y esta disminución fue aproximadamente logarítmica para toda la zona de rompientes, congruente con lo obtenido por Kraus y Dean (1987); Wang (1998) y Sternberg et al. (1989);

La disminución del transporte encontrada para trampas menos profundas está documentada también en el Manual de Ingeniería Costera (CEM, 2006) donde se refleja que una marcada disminución en el transporte en las trampas en función de la elevación sobre el fondo es evidente.

La disminución logarítmica del transporte de sedimentos puede explicarse por la comprensión existente de los perfiles de concentración de sedimentos y la velocidad de las corrientes litorales (Wang, 1998). Estudios previos han demostrado que la concentración de sedimentos disminuye logarítmicamente hacia arriba (Bosman 1987; Nielsen 1984b, 1986). Se ha encontrado que el perfil de velocidad es bastante constante a lo largo de la columna de agua excepto en la delgada capa límite del fondo donde la velocidad si es variable (Deigaard et al. 1986). El producto de un

perfil de concentración logarítmico y un perfil de velocidad uniforme da como resultado el perfil de flujo logarítmico (Wang, 1998).

Otros estudios de trampas de arena también midieron perfiles logarítmicos de flujo de sedimentos similares (Kraus et al. 1989a; Rosati y Kraus 1989; Rosati et al. 1990; Wang, 1998).

Las correlaciones positivas y en algunos casos muy altas encontradas entre el transporte total en toda la columna de agua en las distintas regiones con la altura significativa del oleaje y la velocidad de la corriente litoral para el mismo instante de tiempo demuestran que el transporte está impulsado por el oleaje y las corrientes (Davidson-Arnott, 2010). Los valores de correlación negativa y ligeramente inferiores encontrados en algunas regiones de *swash* estudiadas con respecto a las regiones de los ADVs podrían ser consecuencia a la existencia de otros procesos en estas zonas que ganan relevancia e influyen en su hidrodinámica como las corrientes *undertow*.

La distribución *crossshore* en la zona de rompientes del transporte litoral obtenida con un pico máximo en todos los perfiles en la zona de *Swash* más cercana a la línea de costa y otro pico mucho menor sobre la pequeña barra donde está el ADV 3 es ampliamente debatible y demuestra que esta distribución a través de la costa no es uniforme. Entre los factores influyentes, se cree que son importantes la distribución de las corrientes litorales, la profundidad del agua, la pendiente del fondo, la tasa de disipación de energía y el tamaño del grano de sedimento (Wang, 1998).

El pico sobre la pequeña barra coincide con los valores máximos de la corriente litoral medidos y es congruente con investigaciones anteriores que han concluido que la distribución *crossshore* del transporte litoral de sedimentos está fuertemente determinada por la distribución *crossshore* de la corriente litoral (Bosboom y Stive, 2022). Sin embargo, la mayoría de los modelos predicen un transporte cercano a cero a la zona de *Swash* donde se encontró el pico máximo de transporte en esta investigación.

La existencia de una barra muy pequeña con cambios morfológicos poco significativos provocó que no existiera una línea de rompiente bien definida por lo que la mayor disipación de la energía no se produjo en la línea de rompiente, si no que ocurrió cuando las olas rompientes alcanzaban la zona de *Swash* (Wang, 1998).

A través de observaciones visuales en la campaña de campo se identificaron olas rompientes por *descrestamiento* producto de una baja energía del oleaje y una pendiente de playa muy suave con valor de 0.07, pero que eran capaces de disipar gran parte de su energía en la zona de *Swash* a diferencia de Wang (1998) y Bodge (1986) quienes a partir de trampas de arena y experimentos de laboratorio respectivamente encontraron picos de transporte en la zona de *Swash* para rompientes tipo *Colapso*.

El transporte de sedimentos obtenido con el sensor OBS es dependiente de las mediciones de concentración de sedimentos suspendidos obtenidos mediante un experimento de calibración del sensor en el laboratorio y también es dependiente de la serie de velocidad medida con el sensor ADV, por esta razón, es más vulnerable a errores e incertidumbres que las mediciones de transporte directas realizadas con las trampas de arena. La baja similitud entre ambos métodos de obtención del transporte en este trabajo indica la existencia de limitaciones en el alcance del uso de los sensores OBS.

6.2- Calibración de modelos y parametrizaciones existentes

6.2.1- Rotura del oleaje

La pendiente máxima de la superficie libre para que ocurra la rotura y por consiguiente el ángulo máximo antes que las olas rompan resultaron muy inferiores a los reportados por Longuet-Higgins y Fox (1977). Estos autores encontraron para olas empinadas una pendiente máxima de la superficie libre de 0.586 que se corresponde con un ángulo máximo para que ocurra la rotura es de 30.37° . Sin embargo, en nuestro estudio se encontró una pendiente máxima de 0.07 y un ángulo máximo de 4° para olas de pequeña amplitud que rompían por *descrestamiento*.

El valor del coeficiente de rotura de 0.3 calculado para la playa de Sisal resultó ser inferior al de 0.42 registrado por Thornton y Guza en 1982 para oleaje irregular.

6.2.2- Corriente litoral

El valor del coeficiente de fricción promedio obtenido para el sitio de estudio de 0.07 resultó ser superior al registrado en CEM, 2006, donde se describe un rango entre 0.005 a 0.01. Este valor es variable dependiendo de la rugosidad del fondo y de la velocidad de la corriente litoral por lo que estas diferencias son esperadas.

6.2.3- Runup

A pesar de que solo se tienen dos casos de estudio de *runup* de solo 14 minutos cada uno y que por esto no son lo suficientemente representativos para realizar análisis más profundos y generales, las diferencias halladas entre el *runup* 2% medido y el calculado por las parametrizaciones, demuestra que las parametrizaciones actuales no son universales y la importancia de calibrarlas para los diferentes entornos a estudiar (Medellín et al., 2016). El coeficiente hallado con la parametrización de Ruggiero evaluada para la playa de Sisal con valor de 0.3830 fue mayor al coeficiente de la parametrización original con valor de 0.27. En el caso de la parametrización de Senechal el coeficiente de la parametrización evaluada de 1.7356 fue menor al coeficiente de la parametrización original con valor de 2.14.

Las buenas aproximaciones obtenidas para el cálculo de *runup* 2% utilizando la parametrización hiperbólica de Senechal después de calibrado su coeficiente con las mediciones realizadas en la playa de Sisal, ilustra que el mecanismo dominante del *runup* en nuestro sitio es la altura significativa del oleaje en aguas profundas y no la longitud de onda del oleaje.

6.2.4- Transporte litoral de sedimentos

La tasa de disminución del flujo de sedimentos (α) fue generalmente mayor en la zona de *Swash* que en las regiones de los sensores ADVs, explicado por valores máximos de transporte medidos en la trampa más cercana al fondo en las regiones *Swash* y la rápida disminución con la altura en las trampas menos profundas que hace que la tasa de disminución sea máxima. Estos resultados difieren a los encontrados por Wang (1998), quien encontró que la tasa de disminución del flujo

de sedimentos fue generalmente menor en la zona de SWASH que en otras partes de la misma zona de rompientes.

En las regiones ADVs la mayor tasa de disminución ocurrió en la región del ADV 4, la de mayor profundidad y para el resto de las regiones ADVs ubicadas en profundidades similares las tasas fueron aproximadamente igual a 1. Las menores tasas de disminución obtenidas para aguas menos profundas en las regiones del ADV 1, ADV 2 y ADV 3 se explican por una mezcla más fuerte causada por una mayor energía de mezcla en estas profundidades menores (Wang, 1998). El valor promedio de α igual a 1.3913 obtenido en este trabajo para toda la zona de rompientes es similar al obtenido por Kraus y Dean (1987) de 1.65 e inferior al valor promedio obtenido por Wang (1998) de 2.7.

Los mayores coeficientes k_θ se calcularon en las regiones de *swash* y en el punto de rotura en el ADV 3 donde se transporta más sedimento Wang (1998).

Las comparaciones de $F_0(x)_{calculado} / F_0(x)_{medido}$ con valores promedios cercanos a 1 indica que las estimaciones con los coeficientes k_θ son bastante buenas, a pesar de que individualmente existan valores de la razón entre el transporte calculado con el medido con un máximo de 2.5379 en la zona del ADV 4 y un mínimo de 0.2631 en la región *Inner Swash* y de solo contar con las mediciones de tres perfiles en la columna de agua por cada región.

7- Recomendaciones

- Contar con mediciones de transporte de sedimentos simultáneas en las diferentes posiciones en la dirección transversal a la costa. Para ello, es necesario contar con un mayor número de estructuras equipadas con trampas de arena.
- Realizar un estudio más extenso con el uso de la cámara de video para el cálculo del *runup* en condiciones meteorológicas e hidrodinámicas más diversas y complejas con el objetivo de incluir esos eventos en la parametrización.

- Contar con mediciones de concentración de sedimento a diferentes profundidades para obtener el perfil vertical de concentración de sedimentos en suspensión. Esto permitiría calcular el perfil vertical del transporte litoral de sedimentos y poder comparar con el perfil vertical de transporte litoral de sedimentos medido con las trampas de arena.
- Realizar un experimento de campo con una mayor extensión en el tiempo, superior a las 24 horas medidas en la campaña de campo realizada para esta investigación, con el objetivo de medir dos ciclos de brisas marinas.

8- Conclusiones

- Se realizó una campaña de campo en la playa Sisal donde se obtuvieron mediciones de viento, oleaje, nivel medio del mar, corrientes, *runup*, concentración de sedimentos en suspensión y transporte litoral de sedimentos.
- Durante condiciones de vientos locales se obtuvieron correlaciones significativamente altas entre el viento, el oleaje, las corrientes litorales, el sedimento en suspensión y el transporte litoral de sedimentos.
- Diferencias significativas fueron encontradas entre las mediciones realizadas y los modelos y las parametrizaciones de rotura, corriente litoral, *runup* y transporte litoral de sedimentos utilizadas. En respuesta, fueron calibrados para un mejor cálculo de dichas variables en la playa de Sisal (tabla14).
- Un índice de rotura para oleaje irregular con valor de 0.3 fue encontrado para la playa de Sisal junto con una pendiente máxima de la superficie libre para que ocurra la rotura igual a 0.07 para olas que rompen principalmente por *descrestamiento* sin un punto de rotura bien definido.
- Durante condiciones de brisas marinas las corrientes litorales fueron predominantemente de dirección hacia el Oeste con magnitudes menores a 0.3 m/s, con un valor máximo en el punto de rotura, y prácticamente despreciables durante condiciones de brisas de tierra, destacando la importancia del viento en la hidrodinámica costera. El coeficiente de fricción

del fondo de 0.07 fue estimado a partir de las mediciones de oleaje y corrientes para la playa de Sisal.

- El *runup* 2% en la playa de Sisal está gobernado principalmente por la altura del oleaje en aguas profundas, obteniéndose una parametrización hiperbólica para calcular el *runup* 2% en la playa de Sisal con una muy buena aproximación y muy bajos errores relativos.
- El uso de trampas de arena permitió caracterizar los diversos patrones de distribución del transporte litoral de sedimentos en la columna de agua y a lo largo de la zona de rompientes.
- Una disminución casi logarítmica del flujo de sedimentos hacia arriba en la columna de agua fue encontrada con un máximo de transporte cercano al fondo y de mayor valor para profundidades menores de la columna de agua.
- Una tasa promedio de la disminución del flujo de sedimentos hacia arriba en la columna de agua (α) con valor de 1.3913 fue encontrada para toda la zona de rompientes en la playa de Sisal.
- La distribución transversal a la costa del transporte litoral no es uniforme, con picos de transporte en la zona de *Swash* y en el punto de rotura de la zona de rompientes y dicha distribución es dependiente de la existencia o no de barras, del ancho de la zona de rompientes y del tipo de rotura.
- Buenas estimaciones del transporte litoral fueron obtenidas con los coeficientes k_θ calculados con las mediciones realizadas en la playa de Sisal.
- Se encontraron diferencias de un orden de magnitud en la estimación del transporte litoral calculada con OBS y con trampas de arena.

Tabla 14. Comparación de coeficientes e índices recomendados en la literatura vs los encontrados para Sisal.

	Valores recomendados	Valores encontrados (Sisal)
Índice rotura para oleaje irregular	0.42 (Thornton & Guza, 1982)	0.3
Coeficiente de fricción del fondo	0.005 - 0.01 (CEM, 2006)	0.07
Coeficiente <i>Runup</i>	0.27 (Ruggiero et al., 2001)	0.3830

	2.14 (Senechal et al., 2011).	1.7356
Coeficiente α transporte litoral sedimentos	1.65 (Kraus & Dean, 1987) 2.7 (Wang, 1998)	1.3913

9- Referencias

1. Appendini, C. M., Salles, P., Mendoza, E. T., López, J., and Torres-Freyermuth, A. (2012). Longshore sediment transport on the Northern Coast of the Yucatan Peninsula. *Journal of Coastal Research*, 28(6), 1404-1417. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-11-00162.1>
2. Bagnold, R. A. (1966). An approach to the sediment transport problem from general physics. (tech. rep. No. 422-1). US Geological Survey Professional Paper. Washington, DC, US Government printing office.
3. Barkaszi, S. F., and Dally, W. R. (1993). Fine-scale measurement of sediment suspension by breaking waves at Supertank. *Proc., 23rd Int. Conf. on Coast. Engrg.*, ASCE Press, New York, 1910-1923.
4. Beach, R.A., and Sternberg, R.W., 1996. Suspended-sediment transport in the surf zone: response to breaking waves. *Continental Shelf Research*, 16, 1989-2003, ISSN 0278-4343. Volume 16, Issue 15.
5. Bodge, K. R., and Kraus, N. C. (1991). "Critical examination of longshore transport rate amplitude." *Proc., Coast. Sediment '91*, ASCE Press, New York, 139-155.
6. Bosboom, J. and Stive, M. J. F. (2022). Coastal Dynamics. Delft University of Technology, Delft, The Netherlands.
7. Bosman, J. J., Van der Velden, E. T. J. M., and Hulsbergen, C. H. (1987). "Sediment concentration measurements by transverse suction." *Coast. Engrg.*, 11, 353-370.
8. Bouguet, J.Y., 2008. Camera calibration library for Matlab. http://www.vision.caltech.edu/bouguetj/calib_doc
9. Bowen, A.J., 1969. The Generation of Longshore Currents on a Plane Beach. *Journal of Marine Research*. Vol 27, No. 1, pp 206-215.
10. Bruder, B.L., Brodie, K.L., 2020. CIRN Quantitative Coastal imaging toolbox. *SoftwareX*, 12, 100582. <http://dx.doi.org/10.1016/j.softx.2020.100582>
11. Casals Taylor, R., 2004. Los procesos de transformación del oleaje e incrementos del nivel medio del mar en cayo largo del sur, archipiélago de los canarreos. *Revista*

- Cubana De Meteorología*, 11(2). Recuperado a partir de <http://rcm.insmet.cu/index.php/rcm/article/view/326>
12. CEEM, 2006. *Coastal engineering manual (CEM)*. [Washington, D.C.]: [U.S. Army Corps of Engineers]. <http://app.knovel.com/hotlink/toc/id:kpCEM0000P/coastal-engineering-manual>.
 13. Davidson Arnott, R. (2010). *Introduction to Coastal Processes and Geomorphology*. Cambridge University Press. New York. ISBN-13 978-0-511-69133-1.
 14. Dean, R.G., and Dalrymple, R.A., 1991, *Water wave mechanics for engineers and scientists*. Advances series on ocean engineering, Vol. 2. World Scientific.
 15. Deigaard, R., Fredsoe, J., and Hedegaard, I. B. (1986). "Mathematical model for littoral drift." *J. Wtrwy., Port, Coast., and Oc. Engrg.*, ASCE, 112(3), 351-369.
 16. Dyer, K. R., and Soulsby, R. L. (1988). Sand transport on the continental shelf. *Ann. Rev. Fluid Mech*, 20, 295-324. <https://doi.org/10.1146/annurev.fl.20.010188.001455>
 17. Enriquez, C., Mariño-Tapia, I.J., Herrera-Silveira, Jorge A., 2010. Dispersion in the Yucatan coastal zone: implications for red tide events. *Cont. Shelf Res*, 30 (2), 127–137. <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2009.10.005>
 18. Figueroa-Espinoza, B., Salles, P., Zavala-Hidalgo, J., 2014. On the wind power potential in the northwest of the Yucatan Peninsula in Mexico. *Atmósfera* 27(1), 77-89.
 19. Figueroa-Espinoza, B., Salles, P., López-González, J., Ruiz-Angulo, A., Martín-Ruiz, G.U., 2017. Caracterización del viento en Sisal. En Garza-Pérez, J.R., & Ize-Lema, I.A.R., (Eds.), *Caracterización Multidisciplinaria de la Zona Costera de Sisal, Yucatán*. LANRESC, Yucatán, México. pp 15-29
 20. Franklin, G.L., Medellín, G., Appendini, C.M., Gómez, J.A., Torres-Freyermuth, A., López González, J., Ruiz-Salcines, P., 2021. Impact of port development on the northern Yucatán Peninsula coastline. *Reg. Stud. Mar. Sci.* 45, 101835.
 21. Guille, S. T., S. G. Llewellyn Smith, and S. M. Lee, Measuring the Sea Breeze from QuikSCAT Scatterometry. *Geophys. Res. Lett.*, 30(3), 1114.
 22. Holman RA (1986) Extreme value statistics for wave runu-up on a natural beach. *Coast Eng* 9(6): 527-544.
 23. Komar, P. D., and Inman, D. L. 1970. "Longshore Sand Transport on Beaches," *Journal of Geophysical*

24. Komar, P. D. 1979. "Beach-Slope Dependence of Longshore Currents," *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Division*, Vol 105, No. WW4, pp 460-464. *Research*, Vol 75, No. 30, pp 5914-5927.
25. Komar. P. D. (1990). Litoral sediment transport. *Handbook of coastal and ocean engineering*. J. B. Herbich, ed., Gulf Publishing Co., Book Div., Houston, Tex., 2, 681-715.
26. Kraus, N. C., and Dean, J. L. (1987). Longshore sediment transport rate distributions measured by trap. *Proc., Coast. Sediment* 91, ASCE Press, New York, 818-896.
27. Kraus, N. C., Gingerich, K. J., and Rosati, J. D. (1989a). "Toward an improved empirical formula for longshore sand transport." *Proc., 21st Int. Conf on Coast. Engrg.*, ASCE Press, New York, 1183—1196.
28. Longuet-Higgins, M. S. and Stewart, R. W., 1962. Radiation Stress and Mass Transport in Gravity Waves, with Application to Surf Beats, *Journal of Fluid Meachanics*, Vol 13, No. 4, pp 481-504.
29. Longuet-Higgins, M. S. 1970a. "Longshore Currents Generated by Obliquely Incident Sea Waves, 1," *Journal of Geophysical Research*, Vol 75, No. 33, pp 6778-6789.
30. Longuet-Higgins, M. S. 1970b. "Longshore Currents Generated by Obliquely Incident Sea Waves, 2," *Journal of Geophysical Research*, Vol 75, No. 33, pp 6790-6801.
31. Longuet-Higgins, M.S. and Fox, M.J.H., 1977. Theory of the almost-highest wave: the inner solution. *J. Fluid Mech.*, 80(4), 721-741.
32. Longuet-Higgins, M.S. and Smith, N.D., 1983. Measurement of breaking waves by a surface jump meter. *Geophys. Res.*, 88(C14), 9823-9831.
33. López-González, J., Domínguez-Sandoval, M.F., 2017. Caracterización de oleaje frente a la costa de Sisal Yucatán. En Garza-Pérez, J.R., & Ize-Lema, I.A.R., (Eds.), *Caracterización Multidisciplinaria de la Zona Costera de Sisal, Yucatán*. LANRESC, Yucatán, México. pp 15-29
34. McCann, M. P., Anderson, D.L., Sherwood, C.R., Bruder, B., Spicer Bak, A., Brodie, K.L, 2022. *CoastalImageLib: An open- source Python package for creating common coastal image products*. *SoftwareX* 20, 101215. <http://doi.org/10.1016/j.softx.2022.101215>
35. McCowan, J., 1894. On the highest wave of permanent type. *Philos. Mag. J. Sci.*, Vol. 38.

36. Masselink, G. y Pattiaratchi, C., 1998. Morphodynamic impact of sea breeze activity on a beach with beach cusp morphology. *Journal of Coastal Research*, 14(2), 393-406.
37. Masselink, G. y Pattiaratchi, C., 1998. The effect of sea breeze on beach morphology, surf zone hydrodynamics and sediment resuspension. *Marine Geology*, 146, 115–135.
38. Masselink, G. y Pattiaratchi, C., 2000. Seasonal changes in beach morphology along the sheltered coastline of Perth, Western Australia. *Marine Geology*, 172, 243–263.
39. Medellín, G., Brinkkemper, J. A., Torres-Freyermuth, A., Appendini, C. M., Mendoza, E. T., and Salles, P., 2016. Run-up parameterization and beach vulnerability assessment on a barrier island: a downscaling approach, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 16, 167–180, <https://doi.org/10.5194/nhess-16-167-2016>, 2016.
40. Medellín, G., Torres-Freyermuth, A., Tomasicchio, G.R., Francone, A., Tereszkieicz, P.A., Lusito, L., Palemón-Arcos, L., López, J., 2018. Field and numerical study of resistance and resilience on a sea breeze dominated beach in Yucatan (Mexico). *Water (Switzerland)*, 10. <https://doi.org/10.3390/w10121806>.
41. Medellín, G., and Torres-Freyermuth, A., 2019. Morphodynamics along a micro-Tidal Sea breeze dominated beach in the vicinity of coastal structures. *Mar. Geol.* 417:106013. <http://doi.org/10.1016/j.margeo.2019.106013>
42. Medellín, G., and Torres-Freyermuth, A., 2019. Foredune formation and evolution on a prograding sea-breeze dominated beach. *Continental Shelf Research*, 226(104495). <https://doi.org/10.1016/j.csr.2021.104495>
43. Medellín, G., 2017. Variabilidad espacio temporal de la morfología de la playa en Sisal, Yucatán. En Garza-Pérez, J.R., & Ize-Lema, I.A.R., (Eds.), *Caracterización Multidisciplinaria de la Zona Costera de Sisal, Yucatán*. LANRESC, Yucatán, México. pp 58-66.
44. Mendenhall, W., Beaver, R.J., and Beaver, B.M., 2006. Introduction to Probability and Statistics, *Brooks/Cole*. ISBN-13: 978-0-495-38953-8.
45. Nielsen, P. (1984b). "Field measurements of time-average suspended sediment concentration under waves." *Coast. Engrg.*, 7, 233—251.
46. Nielsen, P. (1986). "Suspended sediment concentrations under waves." *Coast. Engrg.* 10, 23-31.

47. Raubenheimer, B., Elgar, S., Guza, R. T. (2001). *Field observations of wave-driven setdown and setup*, *Journal of Geophysical Research*, 106 (C3), 4629-4638.
48. Rosati, J. D. and Kraus, N. C. (1989). "Development of a portable sand trap for use in the nearshore." Tech. Rep. CERC-89-11, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, CERC, Vicksburg, Miss.
49. Rosati, J. D., Gingerich, K. J., and Kraus, N. C. (1990). "Superduck surf zone sand transport experiment." Tech. Rep. CERC-90-10, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, CERC, Vicksburg, Miss.
50. Ruggiero, P., Komar, P. P. D., McDougal, W. G., Marra, J. J., and Beach, R. A., 2001. Wave runup, extreme water levels and the erosion of properties backing beaches, *J. Coast. Res.*, 17, 407–419.
51. Ruggiero, P., Holman, R. A., and Beach, R. A., 2004. Wave run-up on a high-energy dissipative beach, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 109, C06025, doi:10.1029/2003JC002160
52. Sallenger, A. H., 2000. Storm impact scale for barrier islands, *J. Coast. Res.*, 16, 890-895, doi:10.1002/2014JC010093, 2000.
53. Senechal, N., Coco, G., Bryan, K. R., and Holman, R. A., 2011. Wave runup during extreme storm conditions, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 116, C07032, doi:10.1029/2010JC006819.
54. Sternberg, R. W., Shi, N. C., and Downing, J. P. (1989). "Continuous measurements of suspended sediment." *Nearshore sediment transport*, R. J. Seymour, ed., Plenum Publishing Corp., New York, 231—257.
55. Stockdon, H. F., Holman, R. A., Howd, P. A., Sallenger Jr., A. H., 2006. Parametrización empírica de setup, swash y runup. *Costa. Ing*, 53, 573–588.
56. Stockdon, H. F., Sallenger Jr., A. H., Holman, R. A., and Howd, P. A., 2007. A simple model for the spatially-variable coastal response to hurricanes, *Mar. Geol.*, 238, 1–20, doi:10.1016/j.margeo.2006.11.004
57. Stockdon, H. F., Thompson, D., Plant, N., and Long, J., 2014. Evaluation of wave runup predictions from numerical and parametric models, *Coast. Eng.*, 92, 1–11, doi: 10.1016/j.coastaleng.2014.06.004, 2014.
58. Svendsen, I. A., 1984. Wave heights and set-up in a surf zone. *Coast. Eng*, 8, 303–329. [http://dx.doi.org/10.1016/0378-3839\(84\)90028-0](http://dx.doi.org/10.1016/0378-3839(84)90028-0)

59. Thornton, E.B., Guza, R.T., 1982. Energy saturation and phase speeds measured on a natural beach. *J. Geophys. Res, Oceans* 87, 9499–9508. <https://doi.org/10.1029/JC087iC12p09499>.
60. Thornton, E.B., Guza, R.T., 1983. Transformation of Wave Height Distribution, *Journal of Geophysical Research*, Vol 88, No. C10, pp 5925-5938.
61. Torres-Freyermuth, A., & Puleo, J.A., 2017. Caracterización de la hidrodinámica costera durante eventos de brisas y nortes frente a la costa de Sisal Yucatán. En Garza-Pérez, J.R., & Ize-Lema, I.A.R., (Eds.), *Caracterización Multidisciplinaria de la Zona Costera de Sisal, Yucatán*. LANRESC, Yucatán, México. pp 40-48.
62. Torres-Freyermuth, A., Puleo, J.A., DiCosmo, N., Allende-Arandía, M.E., Chardón-Maldonado, P., López, J., Figueroa-Espinoza, B., de Alegria-Arzaburu, A.R., Figlus, J., Roberts Briggs, T.M., de la Roza, J., Candela, J., 2017. Nearshore circulation on a sea breeze dominated beach during intense wind events. *Cont. Shelf Res*, 151. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2017.10.008>.
63. Torres-Freyermuth, A., Medellín, G., Tonatiuh, E., Ojeda, E., Salles, P., 2019. Morphodynamic Response to Low-Crested Detached Breakwaters on a Sea Breeze-Dominated Coast. *Water* 11, 635. <https://doi.org/10.3390/w11040635>.
64. UCAR, 2012. *Rip currents: Nearshore Fundamentals. The COMET Program. University Corporation for Atmospheric Research (UCAR)*. Available online on: <http://www.meted.ucar.edu/marine/ripcurrents/NSF/print.htm>
65. Van Rijn, L. C. (1984a). Sediment Transport, Part I: Bed Load Transport. *Journal of Hydraulic Engineering*, 110(10).
66. Valle-Levinson, A., Mariño-Tapia, I., Enriquez, C., Waterhouse, A., 2011. Tidal variability of salinity and velocity fields related to intense point-source submarine groundwater discharges into the coastal ocean. *Limnol. Oceanogr.* 56(4), 1213-1224.
67. Visser, P.J., 1991. Laboratory Measurements of Uniform Longshore Currents, *Coastal Engineering*, Vol 15, No.5, pp 563-593.
68. Wang, P., 1998. Longshore Sediment Flux in water column and across surf zone. *Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 117.
69. Wang, P., Kraus, N. C., and Davis, R. A. Jr. (1998). Total longshore sediment transport rate in the surf zone- field measurement and empirical predictions. *J. Coast. Res.*, 14, 269-282.

70. Wellmann, N., 2014. *Analysis of near-shore sediment samples from Sisal Beach (Mexico) comparing effects of sea breeze and el Norte events* (M.Sc. Thesis). Hochschule für Technik, Wirtschaft und Kultur Leipzig.
71. Xu, D., Hwang, P.A., and Wu, J., 1986. Breaking of wind-generated waves. *J. Phys.Oceanogr.*, 16, 2172-2178.
72. Zampol, J. A. and Inman, D. L. (1989). "Discrete measurement of suspended sediment." *Nearshore sediment transport*, R. J. Seymour, ed., Plenum Publishing Corp., New York, 257—285.

10- Anexos

Anexo A. Calibración de los sensores de turbidez OBS 3+ (Campbell Scientific)

El experimento de calibración consistió en la utilización de un recipiente, el cual se llenó con 4 litros de agua, donde se instaló el OBS en cuestión, que a su vez estaba conectado a la computadora en la que se visualizaban y guardaban las mediciones (figura A1). Posteriormente, se prepararon 17 muestras con una determinada masa de sedimentos de arena recolectada del sitio de instalación de las estructuras en playa Sisal, con un tamaño de grano de hasta 0.43 mm para un primer experimento y de hasta 0.18 mm para un segundo experimento. Se escogieron estos dos rangos de tamaño de grano porque eran los dos tamices con que se contaban para filtrar el sedimento y porque después de realizado un análisis granulométrico de muestras de sedimentos recolectadas en la ubicación de cada ADV, resultó que el tamaño de grano no era homogéneo en las distintas regiones estudiadas con un D50 de 0.352 mm donde estaba ubicado el OBS 2 y de 0.292 mm en la ubicación del OBS 3 (tabla A1). La masa en gramos de cada una de las muestras aparece en la tabla A2.



Figura A1. Calibración de los sensores de turbidez OBS 3+.

Tabla A1. Tamaño de grano D10, D50 Y D90 para cada región estudiada.

	D10 (mm)	D50 (mm)	D90 (mm)
<i>Swash</i>	0.653	3.727	10.061
<i>Inner Swash</i>	0.453	3.573	16.333
<i>Breaking Swash</i>	0.362	1.152	9.317
ADV 1	0.132	0.244	1.433
ADV 2	0.136	0.352	6.541
ADV 3	0.145	0.292	0.769
ADV 4	0.125	0.247	0.673

Posteriormente, cuando el OBS estaba debidamente conectado y registrando las lecturas en la computadora, se vertió la primera muestra de arena en el recipiente y con la ayuda de una regla se agitó la solución de agua con la arena por aproximadamente 30 segundos hasta que el sedimento lograra la mayor suspensión, luego se esperó a que el sedimento se asentara en el fondo del recipiente para posteriormente verter la segunda muestra de arena y volver a agitar por 30 segundos hasta lograr nuevamente la mayor suspensión. Este procedimiento, se realizó de manera continua hasta verter las 17 muestras de arena en cuestión. De esta forma se tuvo como medición una serie temporal de conteo del

OBS con períodos de picos de material suspendido correspondientes a los períodos de agitación con la regla, seguidos de mínimos correspondientes a los períodos de sedimentación de la arena en el fondo del recipiente. En la tabla A2 se muestran los valores de masa individual de cada muestra que fue añadida, la masa y la concentración totales que resulta del vertimiento continuo de la arena en cada caso.

La concentración se calculó dividiendo la masa total entre el volumen de agua de 4 litros. Este procedimiento se realizó para los dos OBS que se utilizaron y en cada uno de ellos para los dos rangos de tamaño de grano antes mencionados. Posteriormente, se analizaron las series obtenidas en la computadora, las cuales presentaron 17 grupos de picos de datos de conteo y con la ayuda del Software Matlab se calculó la media de cada grupo de picos. A continuación, con la serie de 17 medias de conteo obtenidas en cada experimento y la serie de 17 valores de concentración calculados, se realizó una regresión lineal para obtener una ecuación que permitiera convertir los valores de conteo (variable independiente) a valores de concentración de sedimento suspendido (variable dependiente).

Tabla A2. Masa individual añadida de cada muestra de sedimentos, masa y concentración totales para cada uno de los 17 casos.

# Caso	Masa añadida (g)	Masa total (g)	Concentración (g/L)
1	+0.23	0.23	0.0575
2	+0.39	0.62	0.1550
3	+0.40	1.02	0.2550
4	+0.41	1.43	0.3575
5	+0.41	1.84	0.4600
6	+0.41	2.25	0.5625
7	+0.41	2.66	0.6650

8	+0.43	3.09	0.7725
9	+0.44	3.53	0.8825
10	+0.44	3.97	0.9925
11	+0.45	4.42	1.1050
12	+1.00	5.42	1.3550
13	+1.01	6.43	1.6075
14	+1.04	7.47	1.8675
15	+2.01	9.48	2.3700
16	+4.96	14.44	3.6100
17	+10.07	24.51	6.1275

En las figuras A2 y A3, se muestran la serie de conteo, los valores de conteo medio y el conteo medio vs la concentración de sedimento suspendido para el OBS 2 para un tamaño de grano hasta 0.43 mm y hasta 0.18 mm respectivamente, mientras que en las figuras A4 y A5 se muestran para el OBS 3. En general, en todos los casos el conteo medio de los grupos de picos aumenta para un aumento de las concentraciones de sedimento y su relación es casi lineal. Para ambos OBS, el conteo medio para los casos con tamaño de grano más fino de hasta 0.18 mm es aproximadamente el doble que el conteo para el tamaño de grano de hasta 0.43 mm para los mismos valores de concentración.

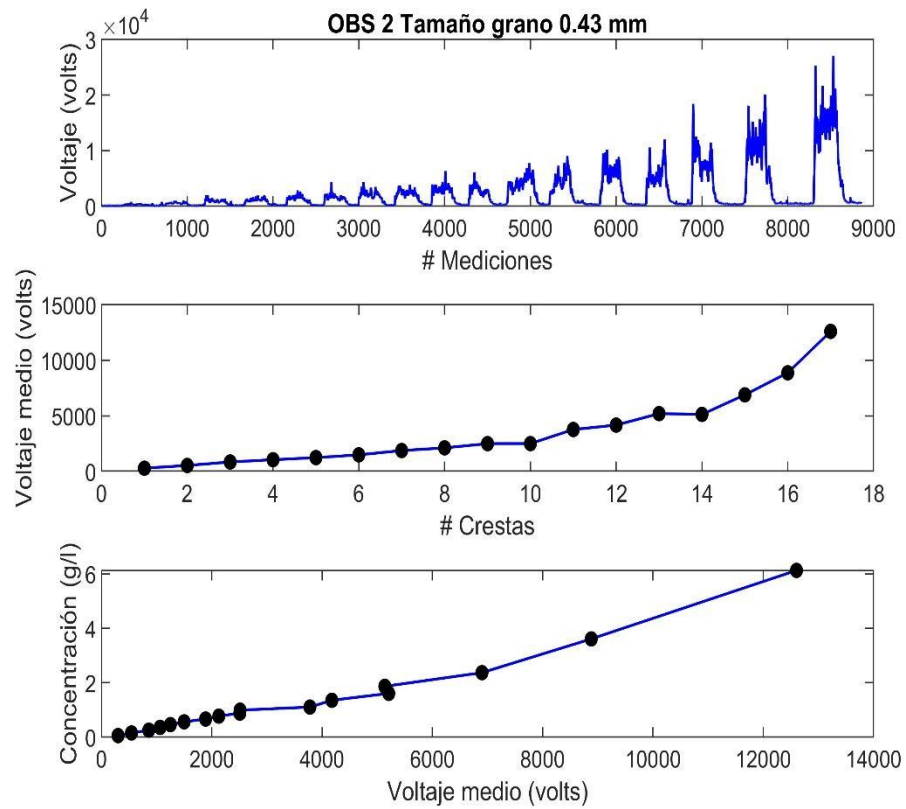


Figura A2. a) Mediciones de conteo del OBS, b) conteo medio de los grupos de picos de la serie de conteo del OBS, c) conteo medio vs concentración de sedimento suspendido para OBS 2 y tamaño de grano de hasta 0.43 mm.

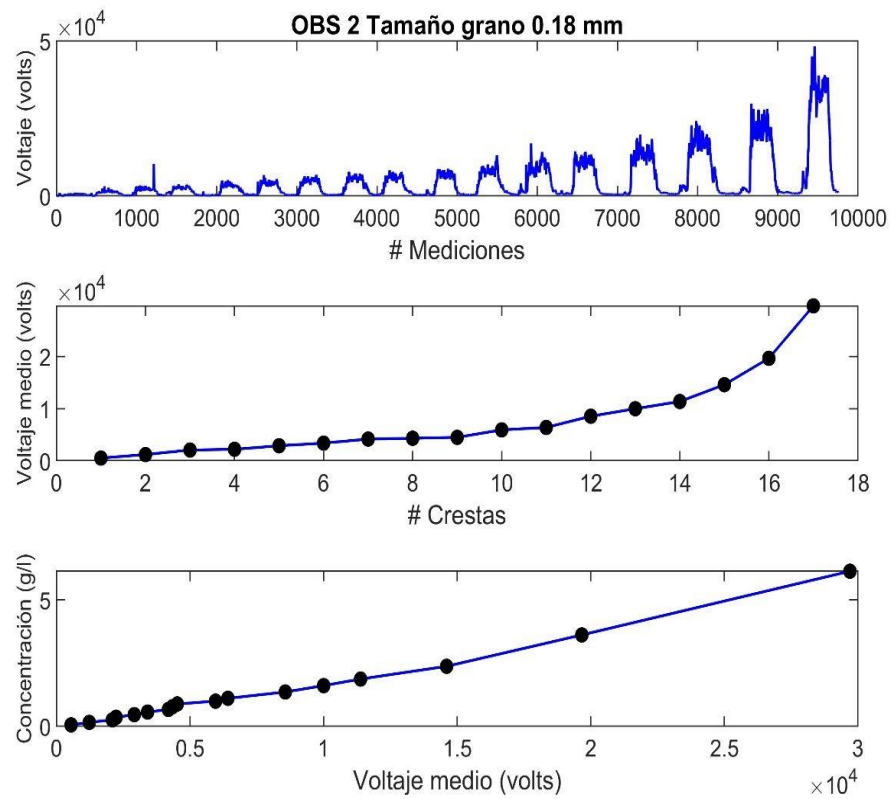


Figura A3. a) Mediciones de conteo del OBS, b) conteo medio de los grupos de picos de la serie de conteo del OBS, c) conteo medio vs concentración de sedimento suspendido para OBS 2 y tamaño de grano de hasta 0.18 mm.

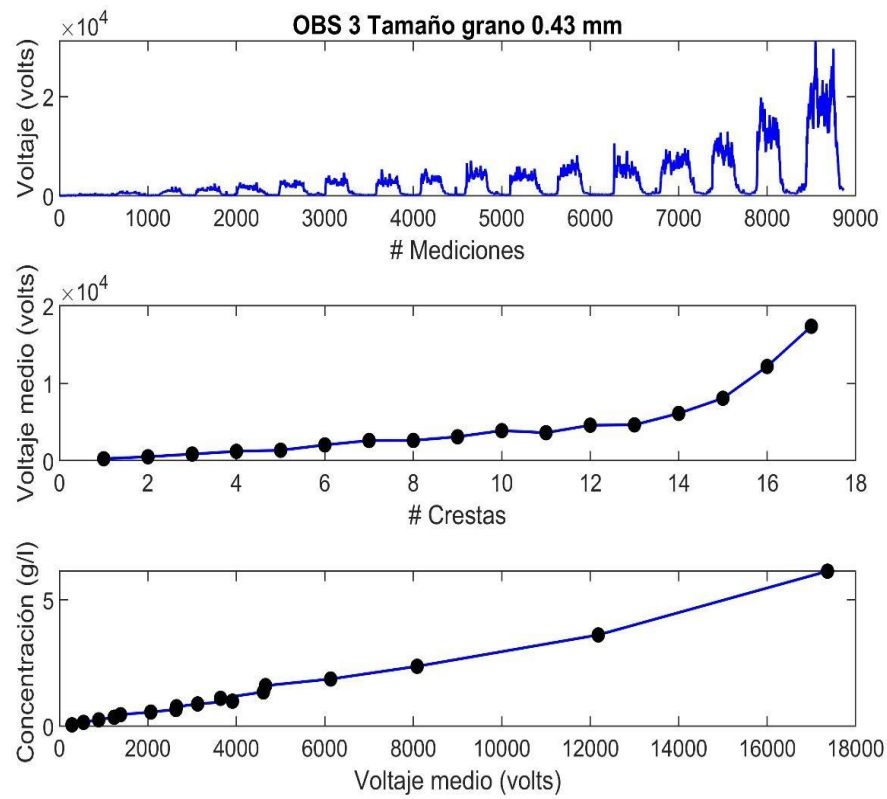


Figura A4. a) Mediciones de conteo del OBS, b) conteo medio de los grupos de picos de la serie de conteo del OBS, c) conteo medio vs concentración de sedimento suspendido para OBS 3 y tamaño de grano de hasta 0.43 mm.

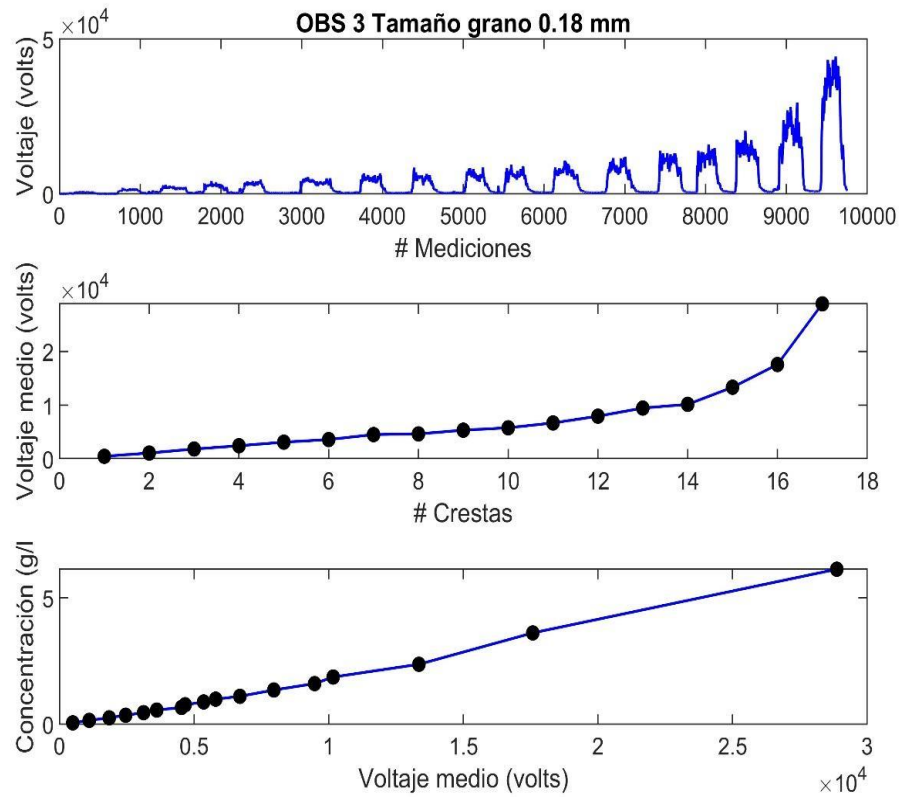


Figura A5. a) Mediciones de conteo del OBS, b) conteo medio de los grupos de picos de la serie de conteo del OBS, c) conteo medio vs concentración de sedimento suspendido para OBS 3 y tamaño de grano de hasta 0.18 mm.

Anexo B. Calibración intrínseca de la cámara de video GoPro 7 Black

Para realizar el proceso de calibración y obtener los parámetros de calibración intrínseca de la cámara GoPro 7 Black que se utilizó en la práctica de campo, se empleó la biblioteca Caltech Camera Calibration Library (Bouguet, 2008). Con este objetivo, se construyó un tablero de ajedrez plano de 39 cm de ancho por 42 cm de largo, formado con pequeños cuadros de 9 cm^2 . Posteriormente, se tomaron con la cámara 20 imágenes del tablero desde diferentes ángulos y posiciones. El conjunto completo de imágenes resultantes se muestra en la figura B1.

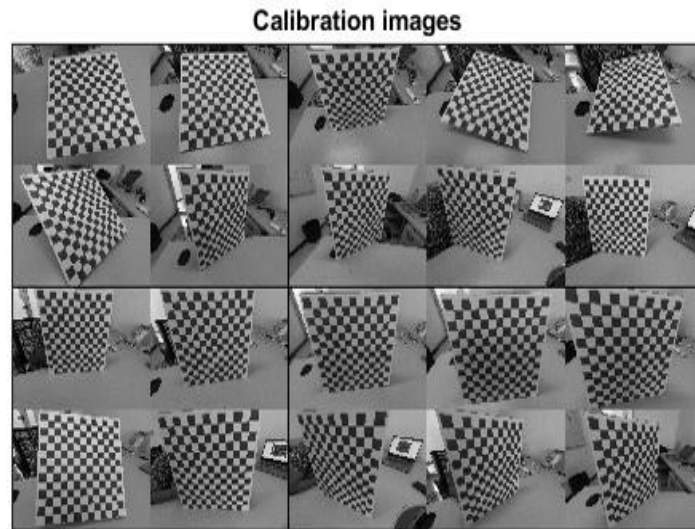


Figura B1. Mosaico con imágenes utilizadas en el proceso de calibración.

A continuación, se extrajeron las esquinas de la cuadrícula de cada imagen haciendo uso de una herramienta de la biblioteca la cual cuenta el número de cuadros de cada cuadrícula de manera automática (figura B2) y luego guarda las posiciones de las esquinas (figura B3).

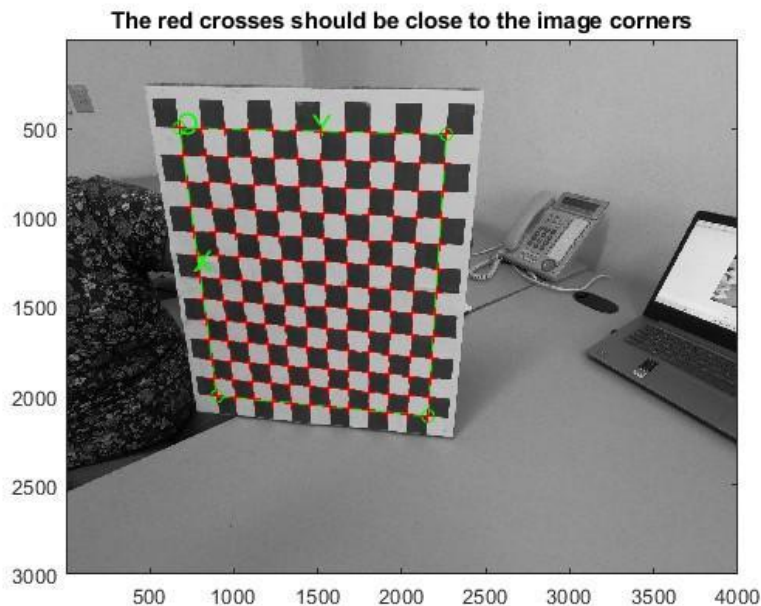


Figura B2. Imagen número 10 con sus esquinas extraídas y los cuadros de la cuadrícula señalados.

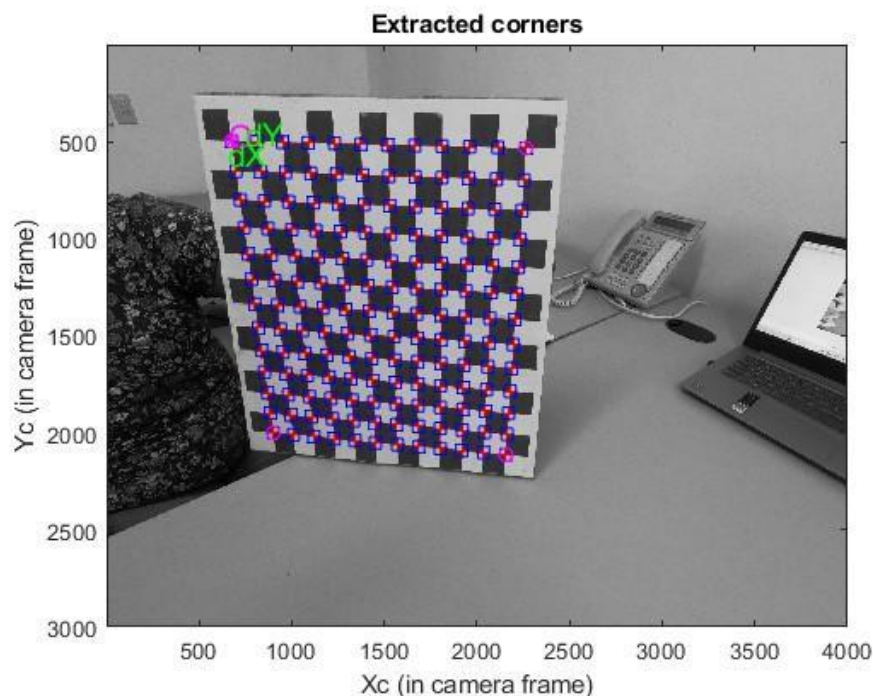


Figura B3. Imagen número 10 con las esquinas guardadas y señalizadas con cuadros azules.

Este proceso se repitió para cada una de las imágenes y luego de concluido la herramienta generó de manera automática un archivo con los datos de coordenadas de la imagen, coordenadas de cuadrícula 3D correspondientes y tamaños de cuadrícula. Después, se ejecutó el proceso principal de calibración el cual cuenta con dos pasos, primero la inicialización y luego la optimización lineal y se obtuvo el número de píxeles en columnas y en filas, las componentes U y V del punto principal y de la longitud focal, además de los coeficientes de distorsión radial y tangencial del lente de la cámara.

El error en la extracción de las esquinas de las cuadrículas fue aproximadamente de 1 píxel (figura B4). Las posiciones relativas de las rejillas con respecto a la cámara se muestran en forma de gráfico 3D en la figura B5 para una vista “centrada en la cámara” y en la figura B6 para una vista “centrada en el mundo”.

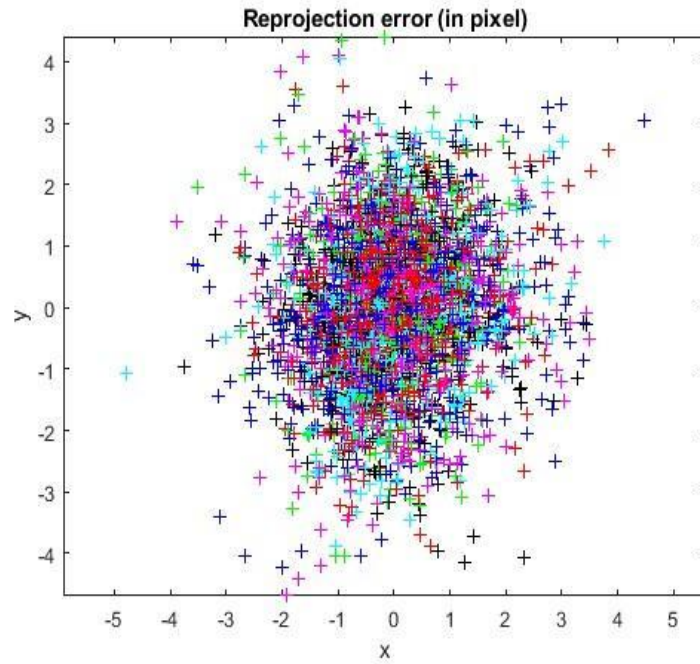


Figura B4. Error en la extracción de las esquinas de las cuadrículas.

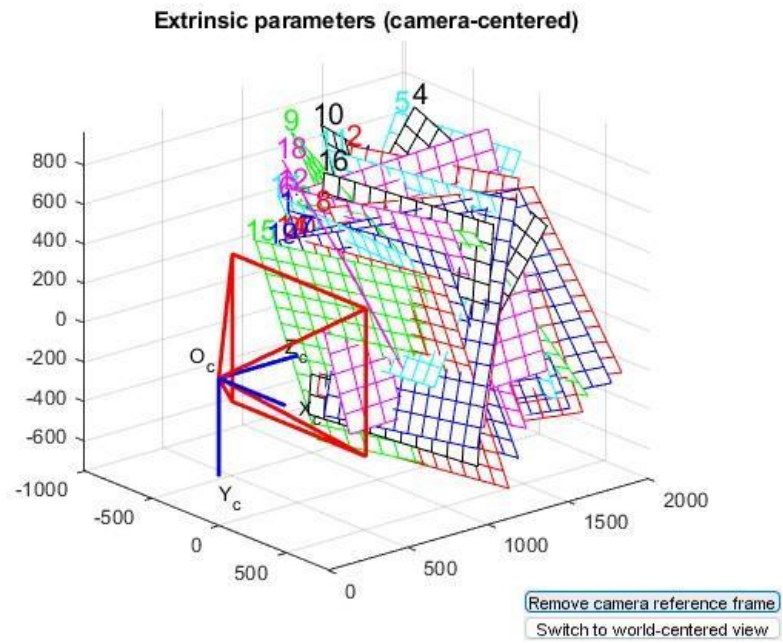


Figura B5. Posiciones relativas de las rejillas con respecto a la cámara para una vista “centrada en la cámara”.

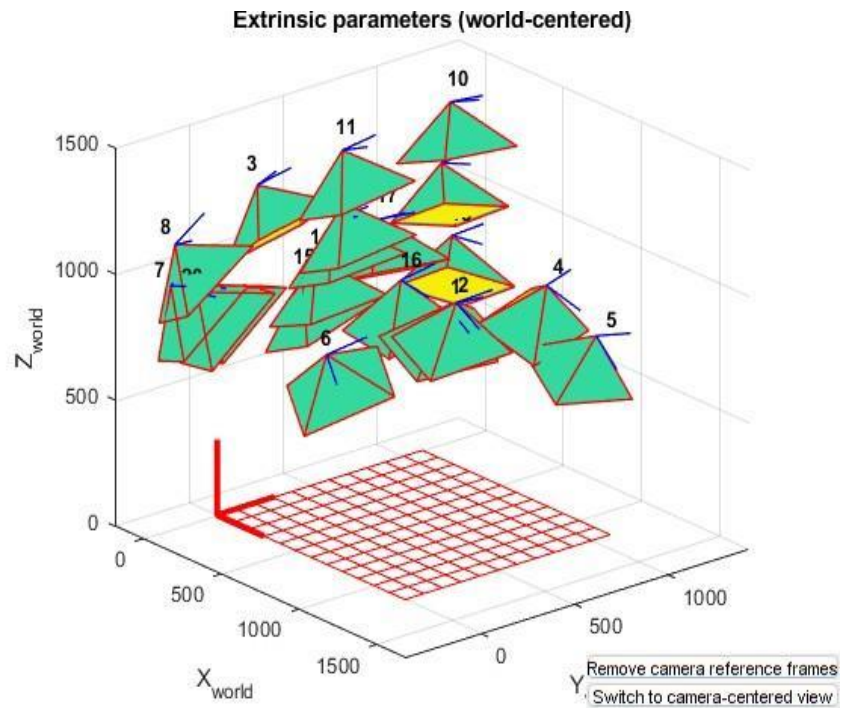


Figura B6. Posiciones relativas de las rejillas con respecto a la cámara para una vista “centrada en el mundo”.

Los valores y coeficientes de calibración obtenidos durante el proceso se muestran a continuación:

Number of pixel columns

$n_x = 4000$

Number of pixel rows

$n_y = 3000$

Focal Length

$f_c = (2003.93486; 2001.69534) \pm (2.17724; 2.31419)$

Principal Point

$cc = (1980.20667; 1504.75548) \pm (1.92411; 2.04163)$

Skew

$\alpha_c = (0.00000) \pm (0.00000)$ angle of pixel axes = 90 ± 0.0000 degrees

Distortion

$k_c = (-0.00818; 0.01096; -0.00068; -0.00358; 0.00000) \quad +/- (0.00167; 0.00216; 0.00035; 0.00032; 0.00000)$

Pixel Error

$err = (1.08488; 1.29055)$

Anexo C. Definición de variables

Se construyó el vector intrínseco previamente definido en CoastallImageLib (McCann et al., 2022) como:

$intrinsic_vector = [n_x, n_y, cc(1), cc(2), fc(1), fc(2), kc(1), kc(2), kc(5), kc(3), kc(4)]$

Resultando;

$intrinsic_vector = [4000, 3000, 1980.20667, 1504.75548, 2003.93486, 2001.69534, -0.00818, 0.01096, 0.00000, -0.00068, -0.00358]$

El vector extrínseco, definido previamente como:

$extrinsic_vector = [X, Y, Z, azimuth, tilt, roll]$

también fue construido, resultando:

$extrinsic_vector = [0.28, -2.916, 3.711, 1.590, 0.785, 0.000]$

La posición exacta de la cámara fue en X igual a 0.28 m, Y igual a -2.916 y Z, que es la elevación con respecto al nivel medio del mar, fue de 3.711 m. El azimuth fue igual a 1.59 radianes porque esta fue la orientación horizontal de la cámara, el tilt igual a 0.785 radianes porque la cámara instalada tenía un ángulo de inclinación hacia abajo mirando a la playa de 45 grados y el roll igual a 0 radianes porque la cámara no se encontraba inclinada de lado a lado en la lateral sobre su mástil.

Fue definida la cuadrícula en la que se proyectarían las imágenes, para el eje x transversal a la costa, xMin igual 0 m y xMax igual 26 m y para el eje y, a lo largo de la costa, yMin igual -4 m y yMax igual a 16 m.

Las coordenadas del transecto cross-shore se definieron en xMin igual 7.78 m y xMax igual 16.692 m, en la posición Y igual a 2.01 m, con un dx igual a 0.01 m, lo que devuelve un vector de salida de 892 puntos.

Anexo D. Pixels timestacks

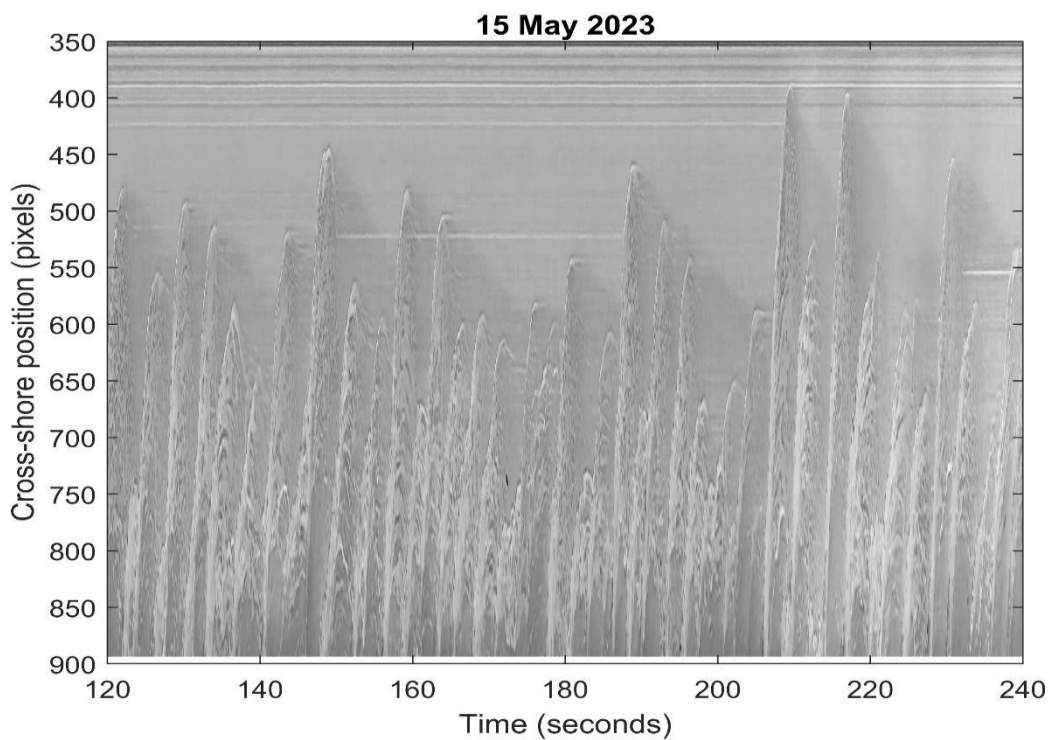


Figura D1. Pixel timestack obtenido para los minutos 3 y 4 de imágenes del Video 1.

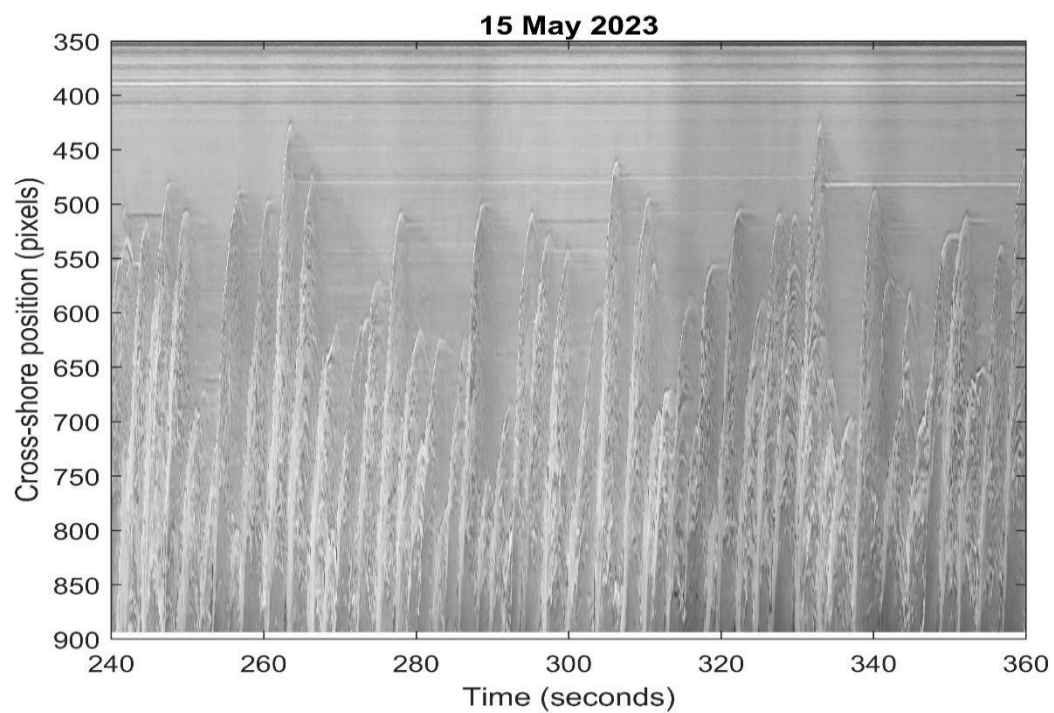


Figura D2. Pixel timestack obtenido para los minutos 5 y 6 de imágenes del Video 1.

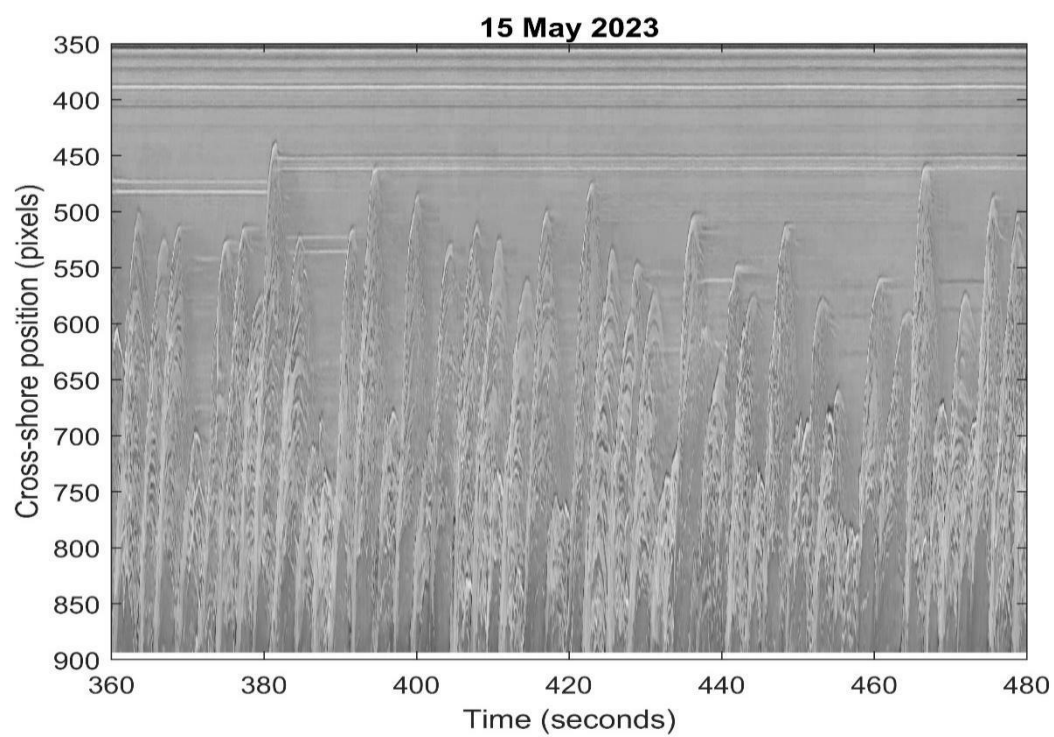


Figura D3. Pixel timestack obtenido para los minutos 7 y 8 de imágenes del Video 1.

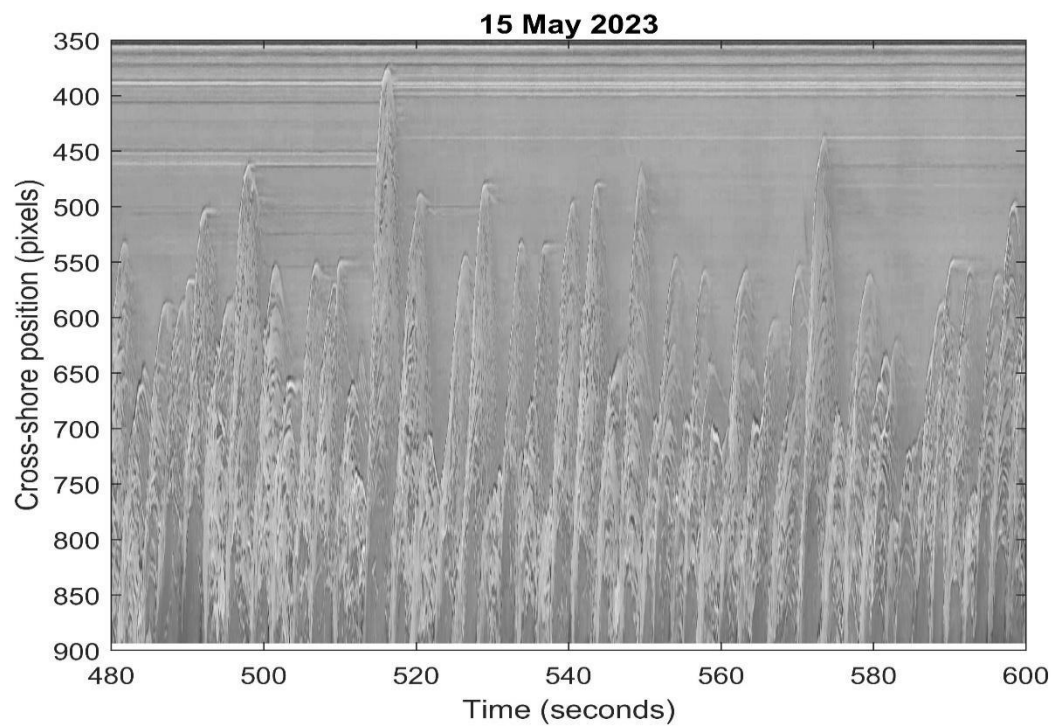


Figura D4. Pixel timestack obtenido para los minutos 9 y 10 de imágenes del Video 1.

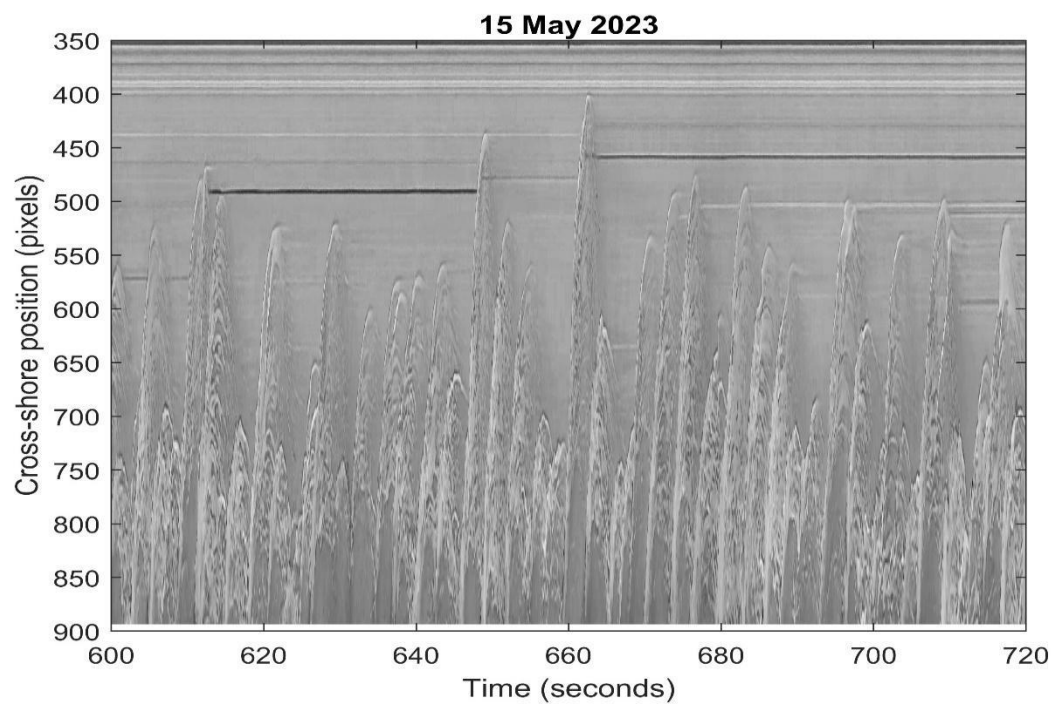


Figura D5. Pixel timestack obtenido para los minutos 11 y 12 de imágenes del Video 1.

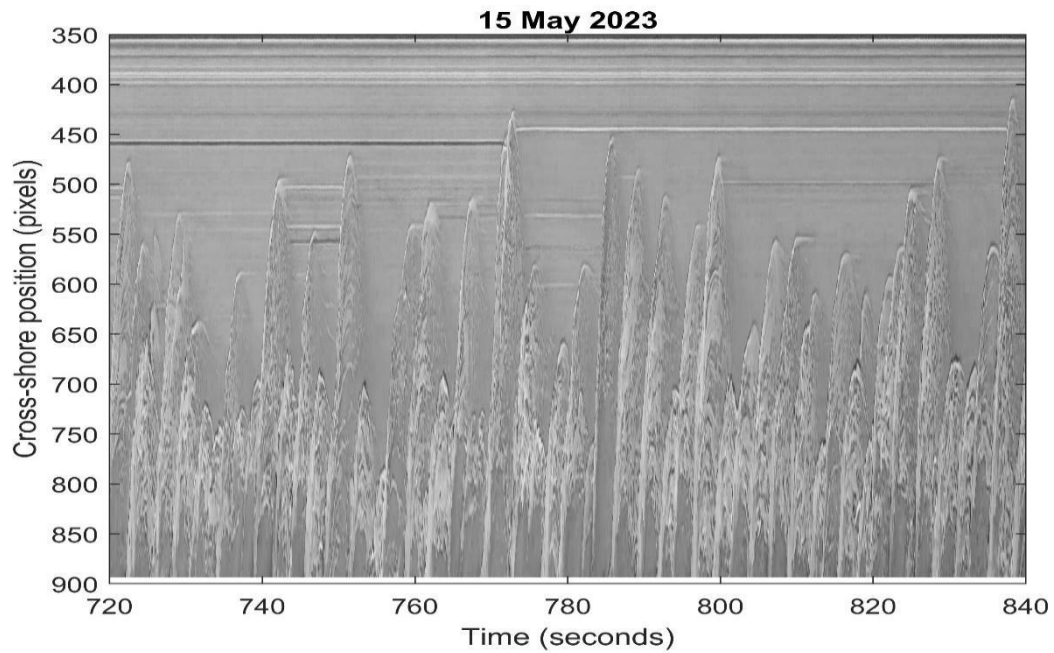


Figura D6. Pixel timestack obtenido para los minutos 13 y 14 de imágenes del Video 1.

Los pixels timestacks obtenidos para los 7 paquetes de imágenes procesados del Video 2 se muestran en las figuras siguientes.

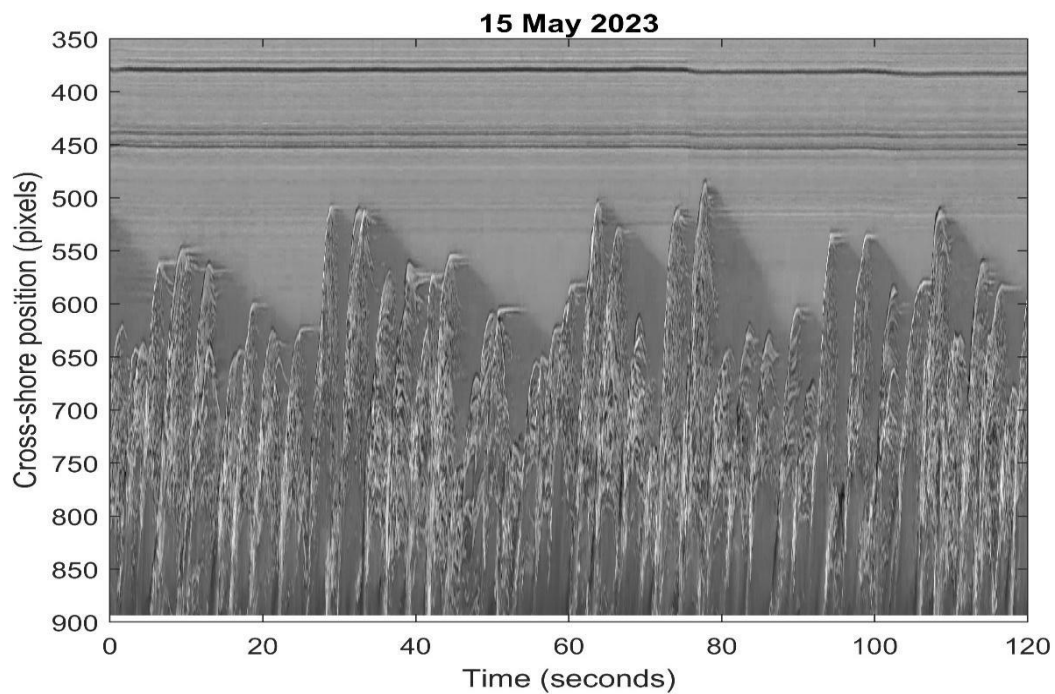


Figura D7. Pixel timestack obtenido para los minutos 1 y 2 de imágenes del Video 2.

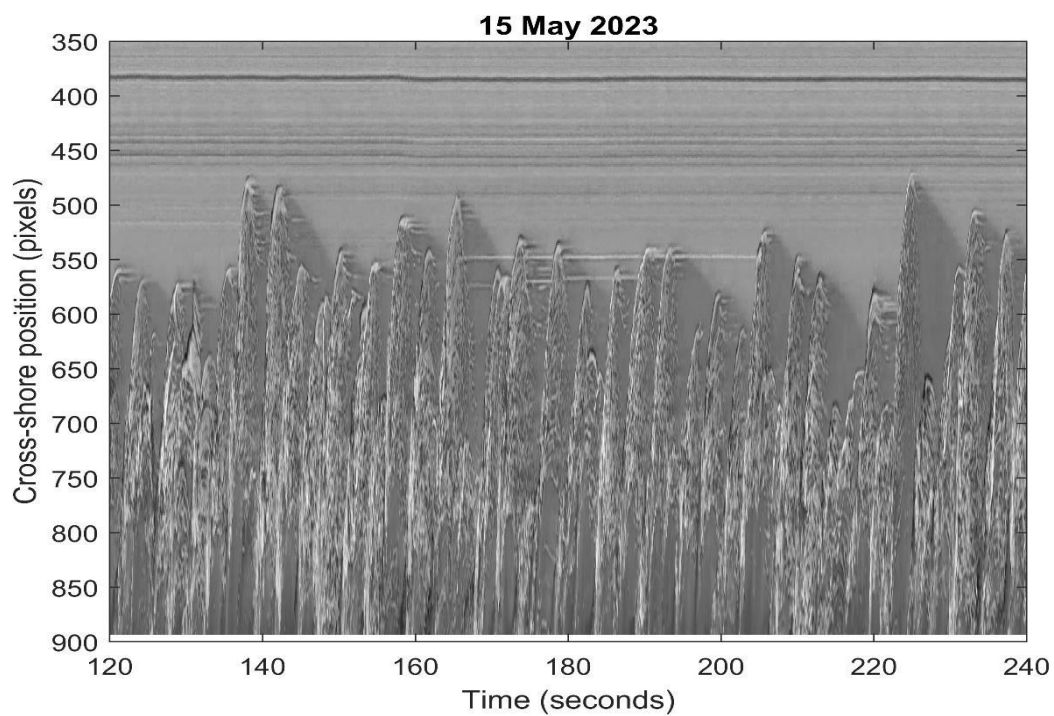


Figura D8. Pixel timestack obtenido para los minutos 3 y 4 de imágenes del Video 2.

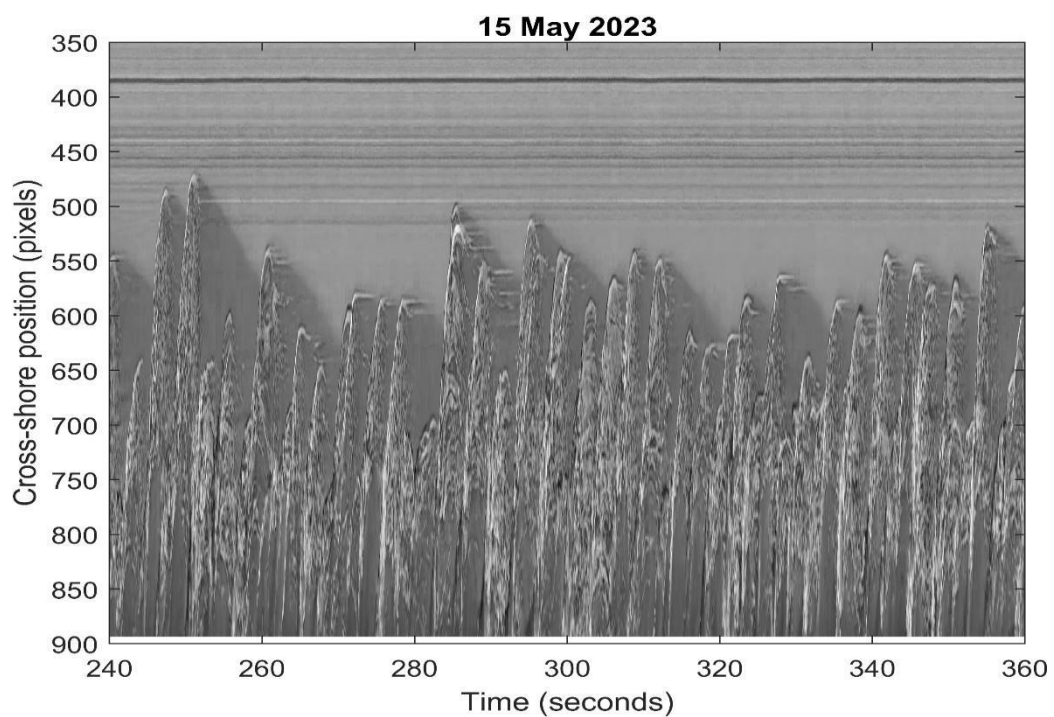


Figura D9. Pixel timestack obtenido para los minutos 5 y 6 de imágenes del Video 2.

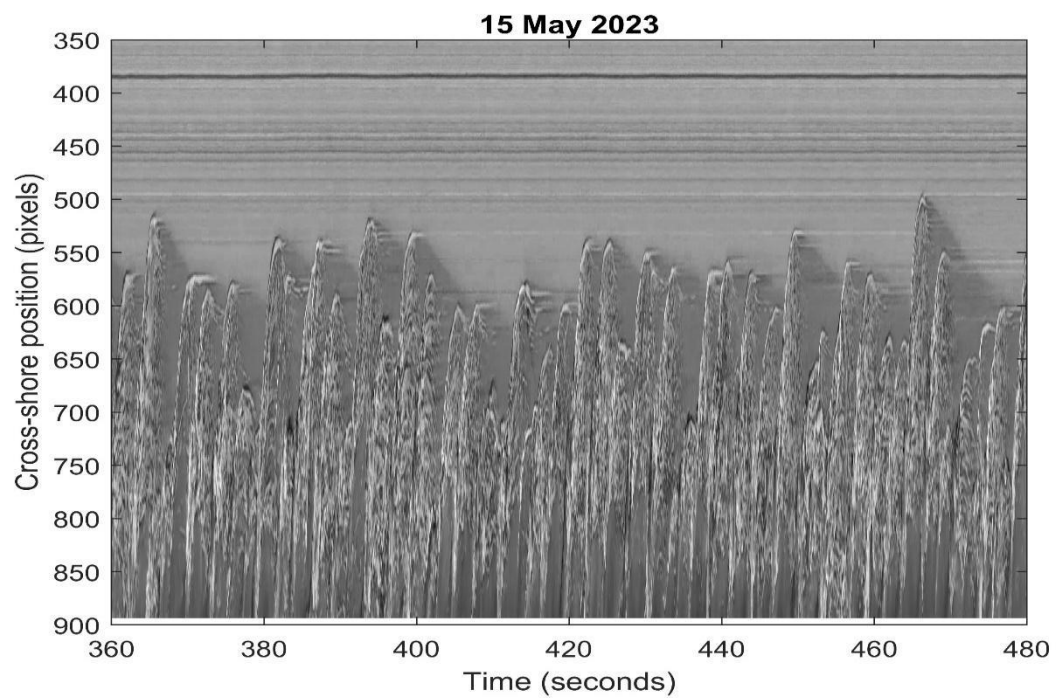


Figura D10. Pixel timestack obtenido para los minutos 7 y 8 de imágenes del Video 2.

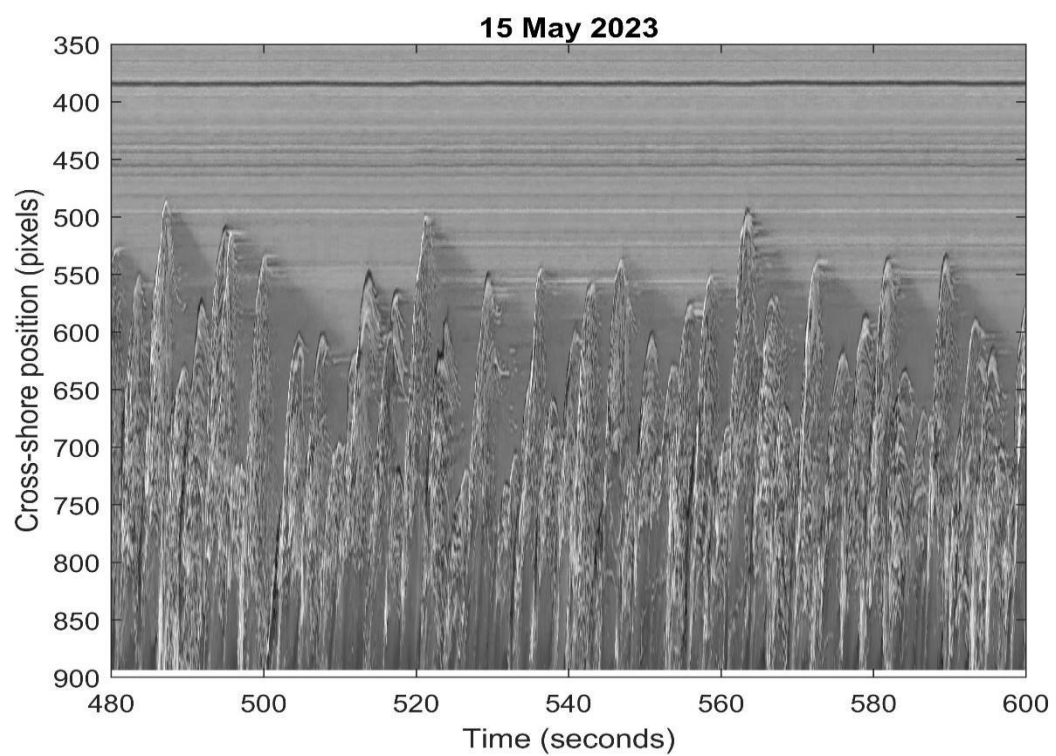


Figura D11. Pixel timestack obtenido para los minutos 9 y 10 de imágenes del Video 2.

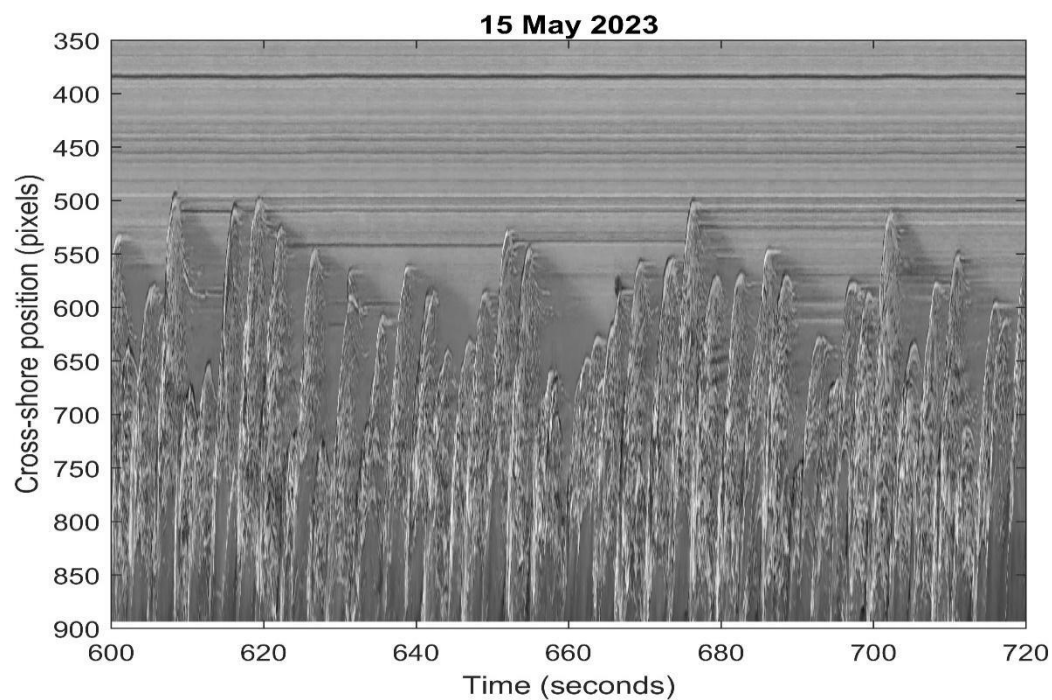


Figura D12. Pixel timestack obtenido para los minutos 11 y 12 de imágenes del Video 2.

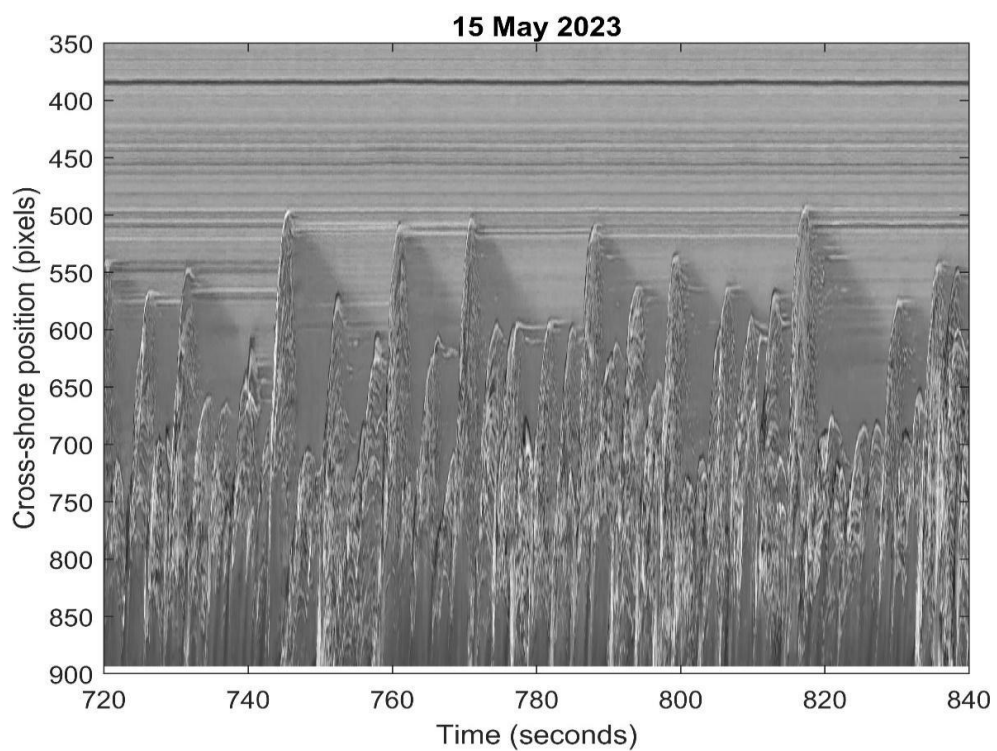


Figura D13. Pixel timestack obtenido para los minutos 13 y 14 de imágenes del Video 2.