



Universidad Autónoma de Baja California

Instituto de Investigaciones Oceanológicas

Facultad de Ciencias Marinas



Programa de Maestría en Ciencias en Oceanografía Costera

***“EFECTOS DEL OLEAJE ASOCIADO A
TORMENTAS LEJANAS EN LA
MORFODINÁMICA DE UNA PLAYA
INTERMEDIA DE BAJA CALIFORNIA,
MÉXICO”***

Tesis que presenta:

Beatriz Gasalla López,

para obtener el título de Maestro en Ciencias.

Enero de 2022.

Ensenada, B.C

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS
POSGRADO EN OCEANOGRAFIA COSTERA

‘EFECTOS DEL OLEAJE ASOCIADO A TORMENTAS LEJANAS EN
LA MORFODINÁMICA DE UNA PLAYA INTERMEDIA DE BAJA
CALIFORNIA, MÉXICO’

T E S I S

QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS PARA
OBTENER EL GRADO DE

MAESTRO EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA


PRESENTA

BEATRIZ GASALLA LÓPEZ


Aprobada por:



Dra. Amaia Ruiz de Alegría Arzaburu
Director de tesis



Dr. Héctor García Nava
Sinodal



Dr. Braulio Juárez Araiza
Sinodal

AGRADECIMIENTOS

Me gustaría agradecer a los proyectos de CONACyT por haberme dado la oportunidad de estudiar un postgrado en Oceanografía Costera en Baja California, México. Sin esta ayuda mi formación académica no hubiera podido tomar este rumbo.

Al grupo de investigación en Morfodinámica Costera (www.mordics.org).

A mi directora Amaia Ruiz de Alegría, por haber aceptado ser mi guía, por confiar en mí, por la atención dedicada y por el entendimiento que hemos tenido. A mis sinodales Héctor y Braulio por complementar mis estudios con sus conocimientos. Y agradecer a Héctor por la confianza que transmite para que uno se sienta cómodo y pueda hacer un sinfín de preguntas. A Javier por iniciar mi formación y haber seguido formando parte de ella.

A mis compañeros por haberme ayudado en los momentos en los que me quedé trabada. En especial a Tadashi, Giovanni y Mellisa.

A la paciencia de Marc. Gracias de corazón.

Y a mí, por todo lo que he sido durante este período.

CONTENIDO

AGRADECIMIENTOS	III
LISTA DE FIGURAS	VI
LISTA DE TABLAS.....	IX
RESUMEN.....	1
1. INTRODUCCIÓN	2
1.1 CONCEPTOS BÁSICOS.....	2
1.1.1 MORFODINÁMICA DE PLAYAS	2
1.1.2 CARACTERÍSTICAS DEL OLAJE	3
1.1.3 TORMENTAS	4
1.1.4 IMPACTOS DE EVENTOS EXTREMOS.....	6
1.2 ANTECEDENTES.....	8
2. OBJETIVOS	10
3. METODOLOGÍA	11
3.1 ÁREA DE ESTUDIO.....	11
3.2 IDENTIFICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE TORMENTAS (O.P.1).....	14
3.2.1 Mediciones del oleaje.....	14
3.2.2 Identificación de tormentas	14
3.2.3 Caracterización de tormentas: El flujo de energía como descriptor de las tormentas identificadas	17
3.3 VARIABILIDAD MORFOLÓGICA DE LA PLAYA (O.P.2).....	18
3.4 CATEGORIZACIÓN DE TORMENTAS LEJANAS (O.P.3).....	20
3.4.1 Análisis de clústeres	20
3.4.2 Zona de generación y trayectorias de tormentas	20
4. RESULTADOS.....	22
4.1 IDENTIFICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE TORMENTAS (O.P.1).....	22
4.2 VARIABILIDAD MORFOLÓGICA DE LA PLAYA (O.P.2).....	26
4.2.1 Variabilidad a largo plazo	26

4.2.2.	Cambios morfológicos inducidos por las tormentas.	27
4.3	CATEGORIZACIÓN DE TORMENTAS (O.P.3)	31
4.3.1	Clasificación de las tormentas	31
4.3.2	Rastreo de las tormentas.....	32
5.	DISCUSIÓN	36
6.	CONCLUSIONES	39
	REFERENCIAS	40
	ANEXO I: RECONSTRUCCIÓN DEL OLEAJE (anterior).....	44
i.1	MÉTODOS Y DATOS	44
i.2	RESULTADOS.....	49
	ANEXO II: ORIENTACIÓN DE LA ISÓBATA SOBRE LA QUE SE ANCLA EL AWAC (anterior).....	53
ii.1	MÉTODO Y RESULTADOS.....	53
	ANEXO III: IDENTIFICACIÓN DE TORMENTAS (anterior).....	55

LISTA DE FIGURAS

Fig. 1.1.1.1 Perfil transversal de una playa (adaptación del Shore Protection Manual, 1984, [Chrzastowski, 2005](#)) que incluye sus rasgos morfológicos y zonación.

Fig. 1.1.2.1 Espectro direccional del oleaje de la playa La Misión (a ~40 km de la playa de Ensenada) para un período de verano (a) y otro de invierno (b). Figura de la tesis doctoral aún en desarrollo de [Kono-Martínez, T.](#)

Fig. 1.1.3.1. Definición cualitativa de una secuencia de tormenta y sus parámetros ([Eichentopf et al., 2019](#)).

Fig. 1.1.3.2. Principales factores que influyen sobre la resiliencia/ vulnerabilidad de una playa ([Eichentopf et al., 2019](#)).

Fig. 3.1.1 Vista aérea de la playa de Ensenada. La parte inferior de la imagen corresponde a la zona norte de la playa y la superior a la zona sur.

Fig. 3.1.2 a) Localización de la playa de Ensenada dentro de la Bahía Todos Santos (BTS); b) fotografía aérea de la zona de estudio con los perfiles topográficos marcados en color rojo; c) localización de la BTS al noroeste de la península de Baja California, México; d) rosa de oleaje que caracteriza a la playa de Ensenada, proveniente el oleaje, en su mayoría, del oeste debido a una refracción que sufre.

Fig. 3.2.1.1 Serie de datos originales (noviembre 2012-marzo 2020) de la altura de ola significativa (H_s), periodo pico (T_p) y dirección (Dir). En los 3 paneles se observan; un periodo sin datos de los meses comprendidos entre noviembre 2018-abril 2019 (RI y RIV), otro en los meses que hay entre julio 2019-septiembre 2019 (RII y RIV) y, por último, uno entre noviembre 2012-octubre 2013 (RIII).

Fig. 3.2.2.1 a) Diagrama de flujo del proceso llevado a cabo para realizar un análisis POT. La gráfica muestra la Función de Distribución

Acumulada a partir de la cual se obtienen los umbrales de la H_s que indican la magnitud (H_{s99}) y duración (H_{s95}) de la tormenta; b) Definición de los eventos de tormentas desde un punto de vista estadístico y mediante datos de oleaje.

Fig. 3.3.1. Instrumentos de medición: a) Controladora del GPS Leica (modelo CS20) y antena móvil (modelo GS14); b) Carrito con dos ruedas para transportar el GPS; c) Antena base del GPS (modelos GS10); d) Muestra de la toma de datos topográficos con el GPS instalado en el carrito de dos ruedas que es manejado por dos personas.

Fig. 3.3.2 Ejemplo de la elevación de la playa para los perfiles P51-P61 de la playa de Ensenada del 12 de agosto de 2014, abarcando desde las dunas (mayor elevación) hasta la zona submareal (menor elevación). Fuente: elaboración propia para un ejercicio de interpolación de la asignatura Análisis de Datos.

Figura 3.3.3 Apoyo ilustrativo del análisis volumétrico: a) Diagrama del proceso seguido para cuantificar los volúmenes de la playa; b) Modificación del diagrama 3D de una sección comprendida por tres perfiles (P_1 y P_2 a los lados y P en medio) de [Ruiz de Alegría-Arzaburu y Masselink, 2010](#).

Fig. 4.1.1 Registro completo de las variables descriptivas del oleaje: altura significativa del oleaje (H_s), periodo pico (T_p), dirección de procedencia (Dir), flujo de energía total (P_{tot}), flujo de energía transversal (P_x) y flujo de energía longitudinal (P_y).

Fig. 4.1.2 Identificación de las tormentas a partir de un análisis POT. En cada panel se presenta la temporada del año con tormentas (noviembre-mayo). Los picos rojos representan las tormentas y las barras de tono verdoso las campañas de topografía. Las tormentas se identifican con la

letra S precediendo a una numeración, siendo las de color azul aptas para el análisis por presentar un tiempo menor a 2 semanas entre la fecha de la tormenta y la de la campaña topográfica posterior a ella (en color negro se marcan las no válidas).

Fig. 4.2.1.1 a) Volumen total promediado para toda la playa; b) anomalía del volumen total de la playa (barras grises), supramareal (puntos azules) e intermareal (puntos naranjas) para evaluar la tendencia de ésta entre noviembre 2012 y octubre 2020; c) El acumulado en el tiempo de los cambios volumétricos entre las 101 campañas y con las 24 tormentas aisladas marcadas en línea punteada roja.

Fig. 4.2.2.1 Para las 5 tormentas (IS1 a IS5) del período (2012-13): diferencias en la elevación inducidas por las tormentas (paneles izquierdos), cambio volumétrico a lo largo de la playa aérea con el valor promediado para toda la playa, cambio en el perfil de playa (P55) (paneles centrales) y, condiciones hidrodinámicas (H_s y nivel de marea) con los picos de tormentas marcados en rojo y el flujo de energía acumulado normalizado señalado en color azul (paneles derechos).

Fig. 4.2.2.2 Para las tormentas (IS11 a IS17) del período (2015-16): diferencias en la elevación inducidas por las tormentas (paneles izquierdos), cambio volumétrico a lo largo de la playa aérea con el valor promediado para toda la playa, cambio en el perfil de playa (P55) (paneles centrales) y, condiciones hidrodinámicas (H_s y nivel de marea) con los picos de tormentas marcados en rojo y el flujo de energía acumulado normalizado señalado en color azul (paneles derechos).

Fig. 4.2.2.3 Para las 3 tormentas (IS18 a IS20) del período (2016-17): diferencias en la elevación inducidas por las tormentas (paneles izquierdos), cambio volumétrico a lo largo de la

playa aérea con el valor promediado para toda la playa, cambio en el perfil de playa (P55) (paneles centrales) y, condiciones hidrodinámicas (H_s y nivel de marea) con los picos de tormentas marcados en rojo y el flujo de energía acumulado normalizado señalado en color azul (paneles derechos).

Fig. 4.2.2.4 a) Condiciones hidrodinámicas de las tormentas (H_s promediado y Flujo de energía acumulado normalizado); b) pendiente total, intermareal y supramareal antes (línea negra) y después (línea verde) de la tormenta; c) cambio volumétrico total, supramareal e intermareal inducido por las tormentas (barras) y volumen disponible antes de éstas (línea azul); d) variabilidad longitudinal inducida por las tormentas ocurridas entre noviembre de 2012 y abril de 2020.

Fig. 4.3.1.1 Agrupación de las 24 tormentas aisladas (1-24) mediante el método jerárquico y el MDS y en función de las variables hidrodinámicas (a) y de las variables hidrodinámicas + morfológicas (b).

Fig. 4.3.2.1 Espectrograma de las tormentas (a) IS11 y (c) IS22 para definir un radio de búsqueda de las borrascas que las originaron mediante el análisis de [Snodgrass et al., \(1966\)](#), con la distancia en km en la esquina inferior izquierda. Como apoyo al análisis anterior, los patrones del tiempo (b;c) se utilizan para visualizar y ubicar los sistemas de baja presión que generaron las tormentas IS11 e IS22.

Fig. 4.2.2.2 Espectrograma de las tormentas (a) IS18 y (c) IS19 para definir un radio de búsqueda de las borrascas que las originaron mediante el análisis de [Snodgrass et al., \(1966\)](#), con la distancia en km en la esquina inferior izquierda. Como apoyo al análisis anterior, los patrones del tiempo (b;c) se utilizan para visualizar y ubicar

los sistemas de baja presión que generaron las tormentas IS18 e IS19.

Fig. i.1.a.1 Representación espectral del oleaje. Una serie de tiempo de la elevación de la superficie del océano (gráfica superior derecha) puede representarse por la suma de componentes armónicos (ilustración izquierda). El objetivo final es el de obtener un espectro de frecuencias (gráfica inferior derecha) a partir del cuál, se obtendrán los parámetros integrales del oleaje (H_s y T_p). Tomado de [Holthuijsen, 2007](#).

Fig. i.1.a.2 Muestra de los modelos de espectros que se obtienen a lo largo del proceso del análisis espectral; a) Espectro de amplitud obtenido tras aplicar la Transformada Rápida de Fourier, b) Espectro de Varianza, c) Espectro de Densidad de Varianza Discreto y d) Espectro de Densidad de Varianza Continuo. Tomado de [Holthuijsen, 2007](#).

Fig. i.2.b.1 En negro los datos crudos del sensor de presión AWAC ubicado en la zona sur de la playa de Ensenada, frente al Pacífica. En color anaranjado los datos obtenidos a partir del análisis espectral (S.A. por sus siglas en inglés).

Fig. i.2.b.2 Resultado del análisis de regresión lineal aplicado a los datos de la H_s y el T_p . a) Representación de la H_s de Punta Morro frente a la H_s de Pacífica. En la gráfica se muestra la bondad del ajuste (r^2) y la ecuación de la recta. b) Representación gráfica de los datos del T_p de la Barra del Estero y Pacífica.

Fig. i.2.b.3 Datos crudos de las series de tiempo de H_s y T_p y, sobre ellos; de color cian los estimados de la H_s a partir de los datos de Punta Morro; de color anaranjado los del T_p obtenidos a partir de la serie de tiempo de la Barra del Estero.

Fig. i.2.c.1 a) Serie de tiempo de la dirección: en color cian la correspondiente al AWAC del Pacífica; en anaranjado la de la Barra del Estero;

y en amarillo la estimada a partir de los datos del Pacífica y la Barra del Estero. El sombreado de tono rosáceo indica el periodo de tiempo a reconstruir. b) Representación gráfica del análisis de regresión lineal. c) Superposición de la serie de tiempo completa tras la reconstrucción del registro de datos.

Fig. ii.1.1 a) Posición del AWAC dentro de la Bahía Todos Santos, así como de la isóbata en la que se encuentra. b) Ampliación de la zona que contiene el tramo de interés de la isóbata. c) Presentación de los dos métodos aplicados: por un lado, los puntos de color muestran los ángulos que forman las rectas definidas que dividen el tramo de la isóbata y, por el otro, se definen tanto la línea que pasa por los puntos coloreados, que sería la hipotenusa, como el cateto opuesto, para calcular el ángulo matemático.

Fig. iii.1 Tormentas identificadas en la temporada noviembre2012-mayo2013. El color rojo representa las tormentas y las barras verdes las campañas de topografía.

Fig. iii.2 Tormentas identificadas en la temporada noviembre2013-mayo2014. El color rojo representa las tormentas y las barras verdes las campañas de topografía.

Fig. iii.3 Tormentas identificadas en la temporada noviembre 2014-mayo 2015. El color rojo representa las tormentas y las barras verdes las campañas de topografía.

Fig. iii.4 Tormentas identificadas en la temporada noviembre 2015-mayo 2016. El color rojo representa las tormentas y las barras verdes las campañas de topografía.

Fig. iii.5 Tormentas identificadas en la temporada noviembre 2016-mayo 2017. El color rojo representa las tormentas y las barras verdes las campañas de topografía.

Fig. iii.6 Tormentas identificadas en la temporada noviembre 2017-mayo 2018. El color rojo representa las tormentas y las barras verdes las campañas de topografía.

Fig. iii.7 Tormentas identificadas en la temporada noviembre 2018-mayo 2019. El color rojo representa las tormentas y las barras verdes las campañas de topografía.

Fig. iii.8 Cambios en la elevación inducidos por las 24 tormentas aisladas en la zona subaérea de la playa, con la cantidad de volumen perdido/ganado en la esquina inferior derecha de cada imagen y los períodos anuales marcados en las primeras tormentas de cada temporada.

Tabla i.1.b.1 Ejemplo de un conjunto de datos como apoyo a la explicación sobre la aplicación del modelo (MMC).

Tabla ii.1.1 Ángulos obtenidos a partir de los dos métodos aplicados a la isóbata en la que se encuentra el AWAC. El resultado final se recoge en el ángulo promedio, obtenido a partir de los dos ángulos oceanográficos.

LISTA DE TABLAS

Tabla 4.1.2.1 Condiciones hidrodinámicas de las 41 tormentas identificadas (S; S1 a S41) entre noviembre-2012 y abril 2020. Las tormentas aisladas entre las campañas de topografía se representan como IS (IS1 a IS24).

Tabla 4.2.2.1 Condiciones hidrodinámicas de las 24 tormentas aisladas (IS; IS1 a IS24) y los cambios inducidos por éstas: diferencias volumétricas del intermareal, supramareal y total de la playa; volumen disponible antes de la tormenta y; pendiente pre-tormenta, post-tormenta y variabilidad del total de la playa (inter- y supra- mareal).

Tabla 5.1 Marco teórico para la determinación del grado de erosión en función de la cantidad de sedimento disponible y el nivel energético de la tormenta.

RESUMEN

Este trabajo estudia el efecto del oleaje asociado a tormentas lejanas (*swell*) sobre la morfología de una playa intermedia del noroeste de la península de Baja California (México). Se evaluaron los cambios morfológicos inducidos por el *swell* sobre la zona intermareal y supramareal de la playa de Ensenada a partir de mediciones topográficas colectadas entre 2012 y 2020 de forma mensual/bimensual, datos de oleaje obtenidos a 20 m de profundidad y bases de datos atmosféricos. La playa presenta una marcada estacionalidad con diferencias interanuales relacionadas con El Niño- Oscilación del Sur (ENSO). En la fase positiva (Niño) el número de tormentas energéticas aumenta y, disminuyen o no se presenta ninguna, en la fase negativa (Niña). Las tormentas son la principal causa de erosión de la playa, pero ésta se mantiene en un estado de equilibrio debido a que la pérdida de sedimento se compensa con la acreción asociada a los períodos de calma. Las tormentas más energéticas causan una mayor erosión cuando las condiciones morfológicas y de nivel de marea en el pico de la tormenta son similares. Y, además, los efectos acumulativos son evidentes tras una secuencia de tormentas, excepto si ésta ocurre al final de la temporada. El potencial erosivo de las tormentas es mayor al inicio de cada temporada invernal y luego se va debilitando a medida que pasa el tiempo y la disponibilidad de sedimento es menor. En este sentido, las primeras tormentas aumentan la capacidad disipativa de la playa, protegiendo la zona subaérea del impacto de las siguientes tormentas y reduciendo la vulnerabilidad. Además, cuando la cantidad de sedimento disponible es inferior a $450 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$, las últimas tormentas de la temporada no parecen ser capaces de erosionar más la playa y comienzan a inducir una ligera acreción. En este estudio se propone un marco teórico para la determinación del grado de erosión en función de la cantidad de sedimento disponible y el nivel energético de la tormenta. Por otro lado, la playa se va alejando de su punto de equilibrio y dando lugar a una playa escarpada con cada episodio erosivo, lo que favorece a su vez que actúe como frente y disminuya el *runup*. Por último, algunos eventos de *swell* que presentan condiciones de energía similares y que inciden sobre una playa con características morfológicas y de nivel de marea en el pico de la tormenta también similares, pueden presentar un grado de erosión muy diferente en función de la longitud de onda del *swell* incidente, la cual a su vez está relacionada con una mayor intensidad y duración de la borrasca que lo originó, así como con una ubicación cercana a las Longitudes del este. Por tanto, este trabajo demuestra que la cronología es un factor crítico para caracterizar el potencial de erosión, pues una secuencia de eventos extremos no tiene por qué terminar en una pérdida acumulativa importante y, la pendiente y el volumen pre-tormenta podrían ser parámetros relevantes para determinar el grado de erosión. Además, la definición del punto de origen, magnitud y trayectoria de las borrascas que inician el *swell*, puede ser un factor complementario en los estudios que analizan el impacto de las tormentas sobre el perfil de playa.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 CONCEPTOS BÁSICOS

1.1.1 MORFODINÁMICA DE PLAYAS

La morfodinámica de la playa está gobernada por la acción de la dinámica marina (oleaje, viento, corrientes y mareas); especialmente las olas actuando sobre el sedimento controlan la forma y evolución de las playas en diferentes escalas espaciotemporales (Jackson y Short, 2020). La zona costera puede definirse como la zona de interfase de los 3 sistemas naturales principales del planeta: atmósfera, océano y superficie terrestre. Los procesos que ocurren y la interacción entre ellos son los responsables del continuo cambio que sufre la costa, convirtiéndola en un lugar muy dinámico (Davidson-Arnott, 2010).

Las playas son acumulación de sedimentos no consolidados (arena, grava y canto rodado) que han sido transportados y depositados por olas y corrientes. La playa se define desde el límite superior, marcado por un cambio en la topografía, ya sea por un acantilado, campo de dunas o vegetación permanente, hasta la profundidad de cierre, es decir, hasta donde no existe un transporte significativo de sedimento (Masselink et al., 2011). La playa puede zonificarse según la transformación del oleaje en: zona de asomeramiento, el oleaje llega del mar abierto y con la proximidad del fondo comienza a perder estabilidad y a romperse; zona surf, el oleaje avanza formando un resalte o bore en el frente de onda; y zona de batida, tras la rotura de la ola, el agua asciende por la cara de la playa (*runup*) y luego retrocede hacia mar adentro. La figura 1.1.1.1 ilustra estas diferentes zonas, así como las barras submareales por debajo del nivel de bajamar media inferior (NBMI) y la presencia de una berma por encima del nivel de pleamar media superior (NPMS), en el límite superior de la zona de lavado. Además, la playa puede zonificarse en función de las mareas: submareal, la parte que se encuentra por debajo de la línea del nivel de bajamar inferior; intermareal, la zona expuesta entre los niveles de marea inferior y superior; supramareal/subaérea, parte que queda por encima de la línea del nivel de marea superior (Masselink et al., 2011).

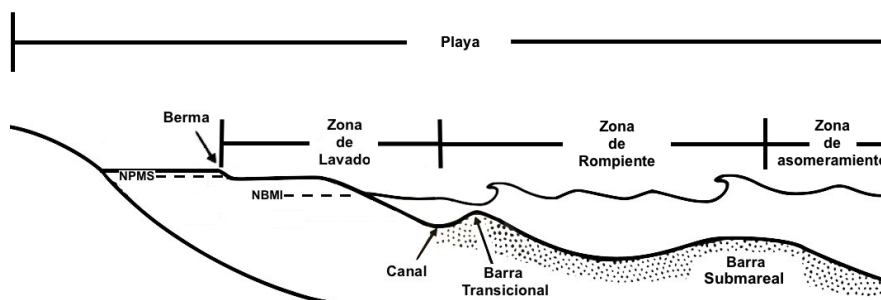


Fig. 1.1.1.1 Perfil transversal de una playa (adaptación del Shore Protection Manual, 1984, Chrzastowski, 2005) que incluye sus rasgos morfológicos y zonación.

Las playas pueden clasificarse según la pendiente de su perfil como reflectivas, intermedias y disipativas. Las reflectivas casi no presentan zona de rompiente, por lo que el oleaje rompe directamente sobre la cara de la playa, reflejándose así una parte significativa de éste. Estas playas son escarpadas y de grano grueso (Wright y Short, 1984). Las disipativas en cambio, son de grano fino, gradiente suave y presentan una zona de surf amplia con múltiples barras que favorecen la rotura del oleaje y, por tanto, su disipación (Masselink et al., 2011). Por último, éstas se clasifican también en función del rango de marea al que quedan expuestas: micromareales, aquellas con un rango reducido, menor a 2 m; mesomareales, con un rango intermedio de 2 a 4 m y; macromareales, aquellas que sobrepasan los 6 m (Davies, 1964).

1.1.2 CARACTERÍSTICAS DEL OLAJE

En los estudios del oleaje, el concepto de clima marítimo hace referencia a la distribución estadística de ciertos parámetros del estado del mar (altura significativa H_s , periodo asociado al pico espectral T_p y dirección de procedencia θ_m) en una ubicación específica durante un periodo de tiempo particular. Las olas que llegan a un punto dependen de las condiciones del campo de vientos en el área de generación (*fetch*) (Jackson y Short, 2020). El *swell* son olas generadas en otra región del océano, y que se han propagado fuera de su área de generación (Komen et al., 1994). En general, estas olas se pueden describir físicamente con su altura, periodo y dirección de propagación, estimados a partir del espectro de oleaje (Palmer et al., 2014). Mediante el análisis espectral se puede identificar y separar el *swell* del oleaje local. Debido a que generalmente el *swell* que arriba a las costas tiene periodo largo, algunos autores definen un período de corte para separarlo del oleaje local, usualmente un período mayor a 10 o 12 segundos (e.g. Palmer et al., 2014). Esta es una aproximación simplista que se puede mejorar cuando se cuenta con información del viento local. La figura 1.1.2.1 muestra el espectro direccional de oleaje a una distancia de aproximadamente 40 km al norte de la playa de Ensenada. Al final del verano (octubre de 2018) se observa oleaje de *swell* bimodal con componentes del oeste y suroeste, mientras que en invierno (enero de 2019) la procedencia del *swell* observado se concentra en direcciones del oeste.

El *swell* puede llegar a generar rebases en playas debido a que presenta un *runup* (diferencia vertical entre el punto más alto que alcanza el oleaje en su recorrido por el frente de playa y el nivel del mar en reposo) mayor al generado por el oleaje local con una H_s similar, debido a que generalmente son olas más largas (Pullen et al., 2017). El *runup* relativo $R_{2\%}/H_s$, donde $R_{2\%}$ es la altura del *runup* excedido por el 2% del número de olas total, está relacionado con el número de

Iribarren ($\xi = \frac{\tan\beta}{\sqrt{\frac{H_s}{L_0}}}$; Battjes, 1974), de tal forma que el *runup* relativo incrementa linealmente con

el incremento de ξ . El número de Iribarren está afectado por la pendiente de la playa ($\tan\beta$) y se utiliza para distinguir diferentes formas en las que rompen las olas. Por tanto, el *runup* incrementará con la longitud de onda, L_0 o, dicho de otro modo, será mayor para un oleaje largo como el *swell*, que para un oleaje más corto asociado al viento local, con igual H_s .

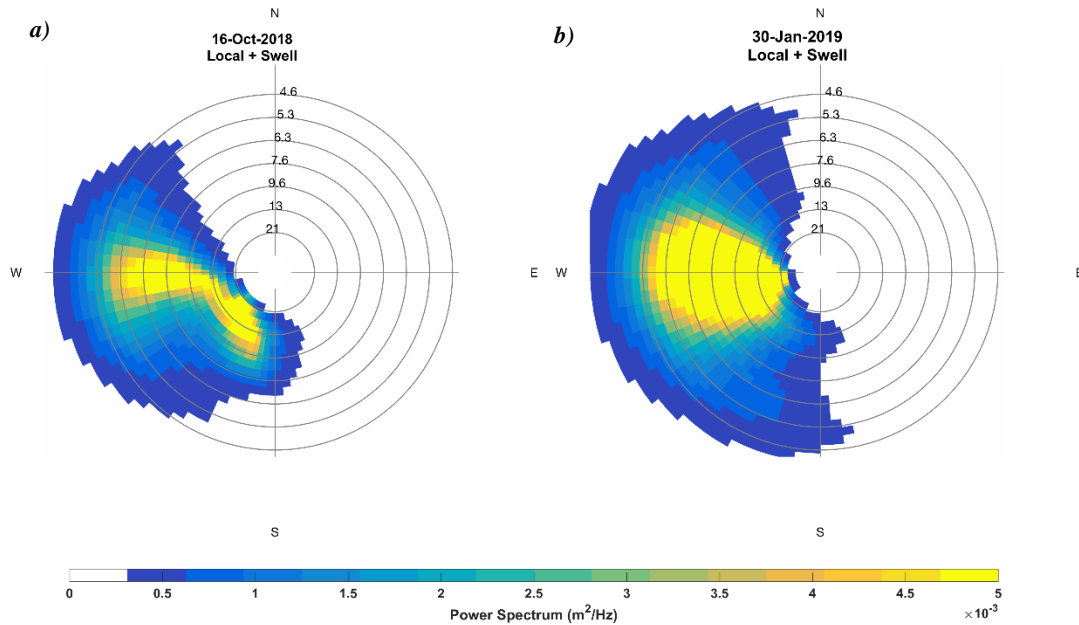


Fig. 1.1.2.1 Espectro direccional del oleaje de la playa La Misión (a ~40 km de la playa de Ensenada) para un período de verano (a) y otro de invierno (b). Figura de la tesis doctoral aún en desarrollo de Kono-Martínez, T.

1.1.3 TORMENTAS

En el ámbito de la investigación los eventos de tormentas se pueden identificar definiendo un umbral de condiciones del oleaje (Peak Over Threshold; POT) (Goda, 2010). La línea discontinua de la figura 1.1.3.1, representa el umbral ($H_{s,threshold}$). Luego se establece una duración mínima de estas condiciones (e.g. 1 h en Karunarathna et al., 2014a; 12 h en Del Río et al., 2012) y un tiempo mínimo entre tormentas para considerarlas como de un único evento (e.g. 12 h en Dissanayake et al., 2015a; 24 h en Del Río et al., 2012). A continuación, se establece la duración de las tormentas (D_i) como el intervalo de tiempo en el cual la altura de ola sobrepasa el umbral definido. Y, por último, con el objetivo de determinar una secuencia de tormentas, se define un intervalo de tiempo máximo entre tormentas (Δt_i), que debe ser menor al tiempo de recuperación (t_r).

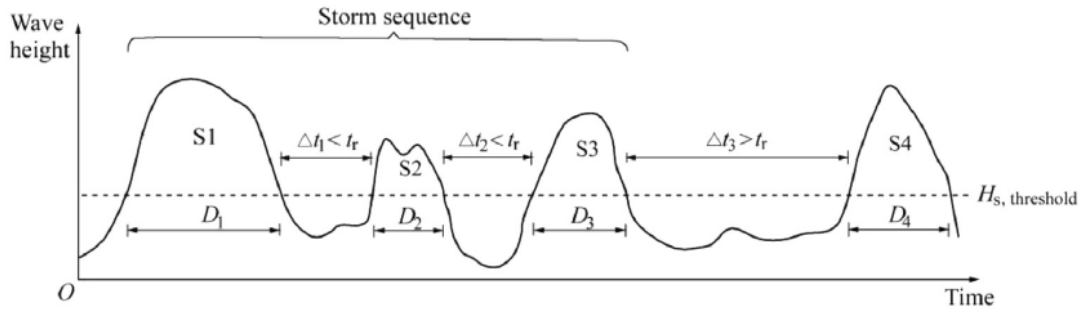


Fig. 1.1.3.1. Definición cualitativa de una secuencia de tormenta y sus parámetros (Eichentopf et al., 2019).

En general, se suelen utilizar dos parámetros principales para evaluar la fuerza destructiva de las tormentas. Estos parámetros son el índice de potencia de tormenta I_p (e.g., Karunarathna et al., 2014a; Dissanayake et al., 2015a) y la potencia de olas integrada P_s (e.g., Splinter et al., 2014). Dolan y Davis (1992, 1994) definieron el índice de potencia de tormenta con base en la altura de ola significativa máxima en aguas profundas $H_{s,max}$ (m) y la duración de la tormenta D (h) como,

$$I_p = H_{s,max}^2 D \quad [1]$$

El índice de potencia de tormenta permite distinguir hasta 5 clases de tormentas, que describen cualitativamente el impacto en la costa en términos de la erosión, rebase del mar y daños causados, siendo proporcionales a I_p . Karunarathna et al., (2014a) demostraron una dependencia lineal de este índice con la erosión de la playa y, por ello, I_p representa un descriptor simple que considera dos factores importantes para determinar el potencial de la tormenta. Sin embargo, como Dolan y Davis (1992) no consideraron el periodo del oleaje durante la tormenta, Splinter et al., (2014) definieron la potencia de las olas integrada basándose en H_s (m) en aguas profundas, el periodo de pico T_p (s) y la duración de la tormenta D (h), siendo ρ (kgm^{-3}) la densidad del agua, g (ms^{-2}) la aceleración gravitacional y t (s) el tiempo.

$$P_s = \int_0^D \frac{\rho g^2}{64 \pi} H_s^2 T_p dt \quad [2]$$

Coco et al., (2014) definen vulnerabilidad como el potencial de una playa de ser afectada por una gran tormenta. Aquí son cruciales la velocidad de recuperación y la frecuencia de las tormentas (Fig. 1.1.3.2), así como la duración de la tormenta (e.g., Dolan y Davis, 1992; Karunarathna et al., 2014a; Dissanayake et al., 2015a), las condiciones del oleaje incidente (e.g., Karunarathna et al., 2014a), la disponibilidad de sedimento (e.g., Scott et al., 2016), el número de tormentas en una secuencia (e.g., Karunarathna et al., 2014a; Dissanayake et al., 2015a), la cronología de las tormentas (e.g., Splinter et al., 2014; Dissanayake et al., 2015c) y aspectos específicos del sitio,

como son: la geometría, la pendiente, el nivel del mar, etc. (e.g., Karunaratna et al., 2014a; Coco et al., 2014).



Fig. 1.1.3.2. Principales factores que influyen sobre la resiliencia/ vulnerabilidad de una playa (Eichentopf et al., 2019).

1.1.4 IMPACTOS DE EVENTOS EXTREMOS

Uno de los problemas más acentuados en las zonas costeras es la rápida expansión de la infraestructura urbana. En los países emergentes, la transformación del uso del suelo para fines diversos, así como la expansión de Ciudades Costeras Aglomeradas (CCAs; de más de 100,000 habitantes y a menos de 100 km de la costa (Agardy et al., 2010)), presentan una tasa de crecimiento tan rápida como la del desarrollo de su economía. Esto, sumado a los proyectos de ingeniería que favorecen el acercamiento de la población hacia las costas y la carencia de planes sólidos de gestión costera, traen consigo la presión hacia los ecosistemas costeros y consecuencias como la pérdida de suelo de uso público, de protección del paisaje y de patrimonio cultural costero (Barragán y de Andrés, 2015).

Los lugares en los que no se respeta una zona de protección o amortiguación costera son más susceptibles de ser afectados por eventos climáticos marinos extremos. En muchos casos, los daños se atribuyen al oleaje extremo de tormentas locales, sin embargo, el oleaje asociado a tormentas lejanas (*swell*) puede generar problemas de rebase del mar hacia tierra durante periodos de pleamar en mareas vivas (Palmer et al., 2014), ocasionando incluso daños significativos en las costas y en sus infraestructuras (Pullen et al., 2007). Por ser ondas largas, el *swell* produce un *runup* superior al del oleaje local (generado dentro del área de influencia del viento) de similar

altura de ola significativa (H_s) y, por otro lado, cuando el *swell* incide sobre la costa sin que exista una tormenta previa en el lugar (inicio del invierno) los cambios morfológicos pueden ser más dramáticos de lo esperado (Hoeke et al., 2013; Khan et al., 2002; Kemp, 1985; Earle et al., 1984; Draper y Bownass, 1983).

Los riesgos inducidos por la mayor frecuencia o intensidad de las tormentas en el contexto del cambio climático ha incrementado el interés por parte de los investigadores de comprender el efecto que las tormentas presentan sobre las zonas costeras (Webster et al., 2005; Knutson et al., 2010; Bender et al., 2010). Por ejemplo, el invierno de 2013-2014 generó tormentas excepcionales que azotaron el noroeste de las costas europeas Atlánticas. Masselink et al., (2016a, 2016b) reportaron daños en UK y Francia por una alta frecuencia de tormentas extraordinarias y un tiempo de recuperación muy limitado. Los cambios producidos en las costas de arena se deben a numerosos procesos que interactúan en diferentes escalas espaciotemporales, pero son las tormentas la principal causa de erosión (Jackson y Short, 2020; Senechal et al., 2017). Los patrones climáticos de largo período, como la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) y El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) determinan períodos de oleaje más energético (Masselink et al., 2014; Plomaritis et al., 2015), que resultan en pérdidas extremas de volumen (Ruiz de Alegría-Arzaburu y Vidal-Ruiz, 2018). Coco et al. (2014) y Karunarathna et al. (2014), entre otros, concluyeron que el oleaje extremo inducido por las tormentas y las condiciones del nivel del mar son factores críticos en la evolución de la línea de costa, por lo que, una única tormenta puede causar grandes cambios en cuestión de pocas horas. Por otro lado, el trabajo de Morton (2002) tiene en cuenta un mayor número de factores que influyen en la respuesta morfológica de la playa: características de la tormenta, posición geográfica en relación a la trayectoria de la tormenta, duración de la tormenta, estrés del viento, condiciones morfológicas pre-tormentas, textura del sedimento, presencia o no de dunas y su cubierta vegetal y, tipo y densidad del desarrollo costero.

Una serie de tormentas consecutivas con bajo intervalo de tiempo entre ellas, pueden ocasionar un volumen de erosión semejante al que produciría una única tormenta con mayor intensidad y período de retorno (Jackson y Short, 2020; Karunarathna et al., 2014). En este sentido, cabe mencionar que el período de tiempo entre tormentas y la capacidad de recuperación tras éstas, juegan un papel muy importante en la determinación del grado de erosión de la playa (Morton et al., 2002). Otros autores destacan que, debido al efecto acumulativo, en algunos casos la erosión generada por un grupo de tormentas supera a la causada por una tormenta única de igual o mayor índice de potencia de tormentas (Karunarathna et al., 2014; Karunarathna et al., 2019; Ferreira, 2005). Por el contrario, autores como Coco et al. (2014), entre otros, no han observado un efecto acumulativo. Por ejemplo, en un estudio realizado por Del Río et al. (2012) para establecer un umbral de tormentas en las costas del Golfo de Cádiz, España, se encontró que la primera tormenta

de una secuencia es la que causa mayor erosión en el perfil de playa, incrementando su disipatividad y, por tanto, provocando que el efecto erosivo de las tormentas siguientes sea menor. En este caso, el orden cronológico resulta tan importante como las características del oleaje (Southgate, 1995; Ferrerira, 2005; Coco et al., 2014), pues el sedimento erosionado de la zona supramareal es transportado y depositado en la zona de surf, alterando así la respuesta de las siguientes tormentas. Por tanto, la recuperación de la playa no sólo depende de las características hidrodinámicas, sino también de la presencia y localización de barras submareales y la concurrencia con mareas vivas/muertas (Coco et al., 2014). Además, también podría ocurrir que la primera tormenta de la secuencia sea la más energética (Coco et al., 2014; Senechal et al., 2015). Por último, la disminución en el potencial de erosión inducido por las tormentas finales de una secuencia podría deberse a la cantidad de sedimento disponible antes de la tormenta (Splinter et al., 2014), pues en estudios realizados en la playa de Biscarrosse, Francia, se ha observado erosión en condiciones moderadas de oleaje, lo que indica que cuando la playa alcanza el punto máximo de acreción, ésta es más sensible a la erosión (Senechal et al., 2015).

1.2 ANTECEDENTES

Este estudio analiza el efecto del oleaje asociado a tormentas lejanas (*swell*) sobre la morfodinámica de la playa de Ensenada, ubicada al noroeste de la península de Baja California en México. La morfodinámica de dicha playa está principalmente dominada por la variabilidad del *swell* incidente y su recurrencia anual. En muchas costas, el impacto de oleaje lejano genera cambios morfológicos importantes, y puede dañar estructuras de protección costera. Palmer et al., (2014) reconocen que un evento de *swell* energético puede poner en riesgo a la población de las comunidades costeras, sobre todo si coincide con periodos de pleamares en mareas vivas. Eventos de este tipo de oleaje pueden superar y arrasar las defensas de las playas (como bermas y dunas) y generar desbordamientos en la costa. Por esta razón, es relevante estudiar el efecto morfológico del *swell* energético en la costa, para poder elaborar modelos de predicción de su impacto sobre las comunidades costeras, en relación al clima marítimo del futuro.

La relación entre la energía del oleaje y la morfodinámica de la playa de Ensenada ha sido estudiada a detalle en los últimos años (Ruiz de Alegría-Arzaburu et al., 2017, 2018; Vidal-Ruiz y Ruiz de Alegría-Arzaburu, 2019, 2020). Estos estudios mostraron una marcada estacionalidad en los procesos de transporte sedimentario en las secciones subaérea (intermareal y supramareal) y submareal de la playa. Entre marzo y octubre, el sedimento es generalmente transportado hacia la costa, y al final del verano (entre septiembre y octubre), la playa subaérea alcanza su máximo volumen. La berma se erosiona entre octubre y enero durante la incidencia de oleaje de alta

energía, alcanzando su volumen mínimo a finales del invierno (enero-febrero). Por lo que el transporte del sedimento está asociado con la altura y periodo del oleaje. Cuando la energía aumenta (disminuye), el sedimento se transporta hacia aguas profundas (someras). Por el contrario, la zona submareal presenta un patrón de transporte de sedimentos opuesto al de la zona subaérea, los volúmenes máximos ocurren a finales del invierno y los mínimos a finales del verano. Esto indica que el transporte de sedimentos entre la zona somera y profunda se da principalmente de forma transversal (Vidal-Ruiz y Ruiz de Alegría-Arzaburu, 2019, 2020). Por este motivo, la variabilidad en la amplitud de la berma está asociada a los cambios estacionales del oleaje incidente, siendo que, al final del verano es más amplia y al final del invierno más estrecha. La variación de la berma también está relacionada con los ciclos de mareas vivas y muertas, por lo que en las vivas se estrecha y, en las muertas aumenta (Shepard, 1950).

Por otro lado, durante periodos de alta energía del oleaje, como la asociada al evento de El Niño de 2015-2016, la barra de arena submareal migra hasta 3-4 m de profundidad, lo que dificulta que ésta logre alcanzar el frente de la playa durante el periodo de calma del siguiente verano (Ruiz de Alegría-Arzaburu y Vidal-Ruiz, 2018). Esto manifiesta la importancia de la distancia y profundidad a la que llega la barra y el tiempo de duración del periodo de calma para la capacidad de recuperación de la playa. Estudios recientes describen diferentes estados de migración de la barra submareal hacia aguas profundas asociados a dos eventos energéticamente importantes (El Niño de 2015-2016 y una tormenta de 2017), y muestran cuatro modos de migración de la barra hacia la orilla durante condiciones de calma en función de la posición, morfometría de la barra y energía del oleaje precedente (Vidal-Ruiz y Ruiz de Alegría-Arzaburu, 2019 y 2020). A pesar de los numerosos estudios realizados en la playa de Ensenada, aún queda por conocer qué tipo de tormentas generadas en el Pacífico Norte son las que inducen el mayor impacto morfológico sobre ésta. En este sentido es importante promover los estudios que tienen como objetivo analizar las características y frecuencia del *swell* energético y su efecto en la morfología de las playas. De esta forma, se espera mejorar el conocimiento sobre la morfodinámica, y poder llegar a realizar predicciones de estos eventos extremos a futuro (McMillan et al., 2011; Palmer et al., 2014), y aplicarlos en proyectos de ingeniería (US. Army Corps of Engineers, 2003; Pullen et al., 2007).

2. OBJETIVOS

Este trabajo tiene como objetivo principal investigar el efecto del *swell* sobre la morfodinámica de una playa intermedia con variabilidad estacional, a través de mediciones topográficas y de oleaje recabadas durante 8 años, entre 2012 y 2020. Los objetivos particulares son los siguientes:

- O.P.1. Identificar y caracterizar las tormentas asociadas al oleaje lejano que incidieron sobre la playa durante el periodo de estudio, a través de un análisis POT (Peak Over Threshold)
- O.P.2. Determinar la variabilidad morfológica y volumétrica de la playa subaérea asociada a las tormentas identificadas, a partir de mediciones topográficas colectadas mensualmente/bimensualmente a lo largo de los 8 años.
- O.P.3. Categorizar las tormentas lejanas en función de su zona de generación, trayectoria, energía contenida, y en relación a los cambios morfológicos generados en la playa, a partir de análisis espectrales y de clúster, y utilizando datos meteorológicos satelitales.

3. METODOLOGÍA

3.1 ÁREA DE ESTUDIO

La playa de Ensenada (Fig. 3.1.1) se localiza dentro de la Bahía Todos Santos (BTS), al noroeste de la península de Baja California, México (Fig. 3.1.2.a). La BTS es somera, de hasta ~50 m de profundidad promedio, pero presenta un cañón submarino entre las islas Todos Santos y el promontorio de Punta Banda, que alcanza profundidades de más de 400 m. La playa de Ensenada cuenta con un tramo de 14 km de longitud, interrumpido en la mitad por la boca del estuario de Punta Banda, pero este estudio se centra en la sección arenosa de los 3 km ubicados más al norte. La sección arenosa está compuesta por arenas de origen silíceo y de tamaño medio (D_{50} 0.25 mm) (Ruiz de Alegría-Arzaburu et al., 2015). Esta playa se denomina localmente Playa Hermosa (Fig. 3.1.2.b), y es una playa intermedia, que presenta una pendiente promedio $\tan\beta$ de 0.025 y una sola barra submareal (Ruiz de Alegría-Arzaburu et al., 2015).



Fig. 3.1.1 Vista aérea de la playa de Ensenada. La parte inferior de la imagen corresponde a la zona norte de la playa y la superior a la zona sur.

La sección norte de Playa Hermosa presenta una anchura de 80-120 m y está limitada por un paseo marítimo y un muro y zona enrocada. El sur, con una anchura de 220-240 m, contiene una zona de dunas naturales respaldadas por una laguna somera de agua dulce. En cuanto a la elevación de la trasplaya (respecto al nivel medio de bajamar), se tiene 6.5 m para la zona del paseo marítimo, 3.5 m para la zona del muro y enrocamiento y 10 m para la sección de dunas (Ruiz de Alegría-Arzaburu et al., 2015).

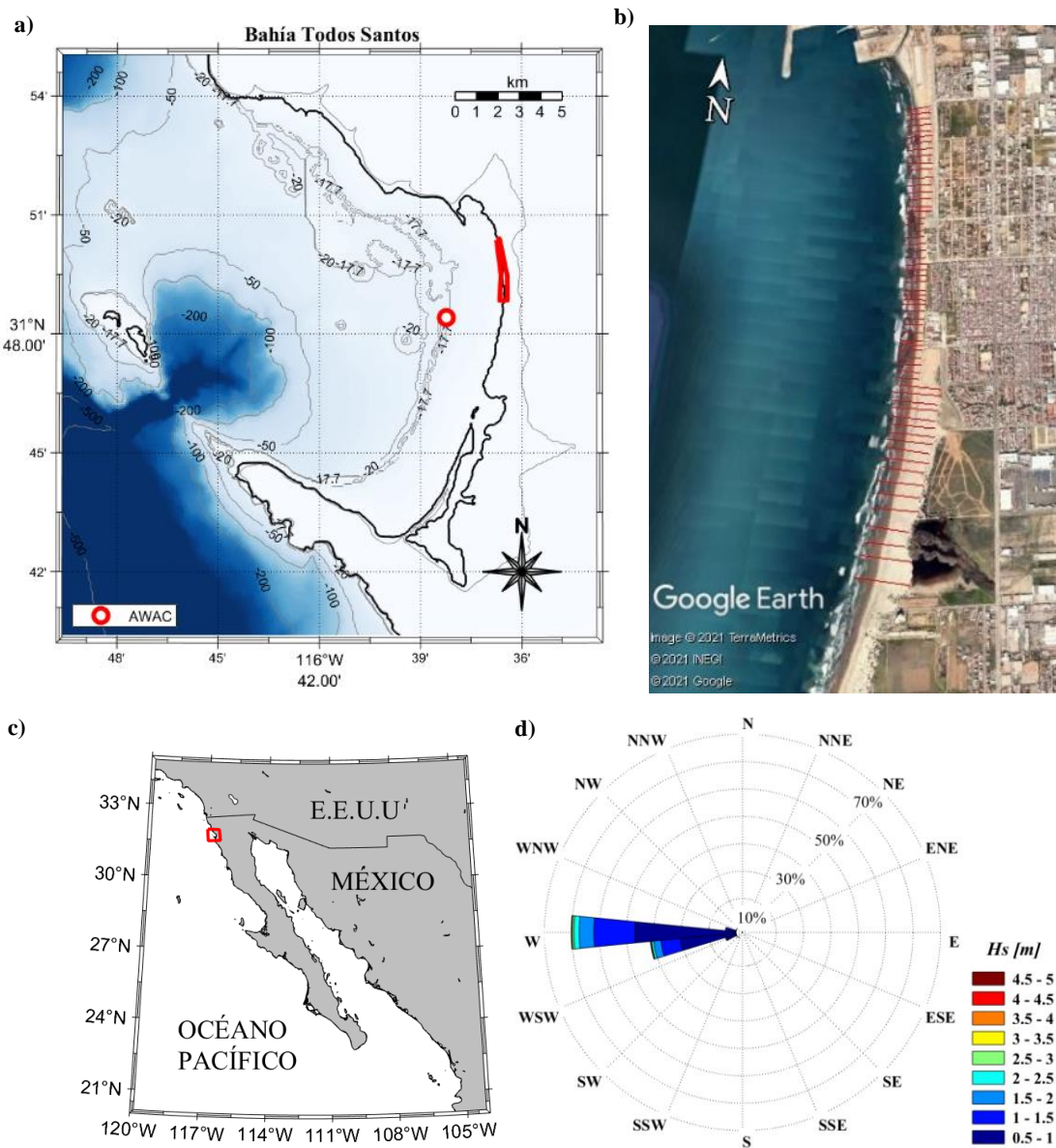


Fig. 3.1.2 a) Localización de la playa de Ensenada dentro de la Bahía Todos Santos (BTS); b) fotografía aérea de la zona de estudio con los perfiles topográficos marcados en color rojo; c) localización de la BTS al noroeste de la península de Baja California, México; d) rosa de oleaje que caracteriza a la playa de Ensenada, proveniente el oleaje, en su mayoría, del oeste debido a una refracción que sufre.

En los meses cálidos (primavera-verano) se presentan vientos que proceden del noroeste con una intensidad promedio de 4 ms^{-1} . En los meses de otoño-invierno dominan los vientos del oeste-noroeste y ocurren vientos sinópticos esporádicos de ~ 3 días de duración, conocidos como vientos Santa Ana, que provienen del noreste-sureste y se dirigen hacia el suroeste (Álvarez-Sánchez, 1977). La variabilidad estacional de los vientos se debe a la estabilización en verano de un anticiclón en la región del océano, que favorece que el viento sople de mar a tierra y, a la subsecuente inversión del sistema en otoño-invierno. Es decir, en este último periodo, el sistema de altas presiones se establece sobre la “Gran Cuenca” de California, EEUU y favorece que los vientos vayan de tierra a mar (Álvarez-Sánchez, 1977; Raphael, 2003. Por otro lado, BTS presenta un régimen de brisas diurno con dominancia diurna de la brisa marina (paralela a la costa debido a la cadena montañosa) que se intensifica al medio día y, dominancia nocturna de la brisa terrestre, de menor intensidad, dirección variable y más marcada en invierno. El régimen de brisas se ve interrumpido esporádicamente por los vientos SA (Álvarez-Sánchez, 1977).

La playa de Ensenada presenta un régimen de mareas mixto con predominancia semi-diurna, su rango de marea es micro-mesomareal con amplitudes máximas de 2.3 m y 0.5 m para las mareas vivas y muertas respectivamente (<http://oceanografia.cicese.mx/predmar>). El oleaje incidente es bimodal: en invierno procede principalmente del noroeste debido a tormentas generadas en la zona extratropical del Pacífico Norte y en verano proceden del suroeste, generado por tormentas originadas en la región extratropical del Pacífico Sur. De todas formas, el oleaje sufre refracción por la batimetría de la zona, por lo que éste llega a la playa con dirección oeste. En general, la altura significativa (H_s) promedio es de 1 m, mientras que la altura máxima promedio es de 1.5 m y el periodo del pico espectral es de 11 s (Ruiz de Alegría-Arzaburu et al., 2016). Sin embargo, en periodos de tormentas (entre octubre y abril) la altura de ola significativa sobrepasa los 3 m y en periodos de calma (mayo-septiembre) es de 0.7 m (Ruiz de Alegría-Arzaburu et al., 2017).

Las alturas significativas están asociadas a la energía de las olas incidentes. En los periodos de mayor energía la barra de arena migra hacia mar adentro y en los de calma hacia tierra, lo que da una variabilidad morfológica estacional marcada con un cambio volumétrico de $\pm 70 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$ a través de costa y de $\pm 35 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$ a lo largo de ella (Ruiz de Alegría-Arzaburu y Vidal-Ruiz, 2018). La zona supramareal alcanza su mayor volumen en los meses de septiembre-octubre y su mínimo en los de enero-febrero. La mayor variación de volumen ($\pm 100 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$) documentada ocurrió a principios de 2015-2016 (durante un evento El Niño) (Ruiz de Alegría-Arzaburu et al., 2015). Por último, los estudios de Ruiz de Alegría-Arzaburu y Vidal-Ruiz (2018) documentaron que, tras el periodo más energético, la total recuperación de la zona supramareal depende del acoplamiento de la barra de arena submareal a la línea de costa durante la temporada de baja energía (inicio de la primavera-verano).

3.2 IDENTIFICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE TORMENTAS (O.P.1)

3.2.1 Mediciones del oleaje

Los datos de oleaje se obtienen a través de un perfilador acústico Doppler de corrientes (ADCP por sus siglas en inglés) de 1MHz modelo AWAC marca Nortek, ubicado a 20 m de profundidad y a 2.5 km de la zona sur de la playa de Ensenada. Este instrumento proporciona datos horarios, promediados durante periodos de mediciones de 17 min, de altura de ola significativa (H_s), periodo pico de oleaje (T_p) y dirección del oleaje (θ). El instrumento fue instalado en octubre de 2013 y ha estado midiendo de forma continua hasta la actualidad, pero durante dos periodos cortos (noviembre 2018-abril 2019 y julio 2019-septiembre 2019) la instrumentación se volteó y los parámetros integrales del oleaje no resultaron útiles. Para completar estos dos periodos se han aplicado diferentes métodos en función de la naturaleza de los datos disponibles ([Anexo I](#)). Por otro lado, de noviembre de 2012 a octubre de 2013 no se tienen registros del ADCP, por lo que la serie se reconstruye a partir de datos obtenidos de modelación numérica con el modelo espectral de oleaje de tercera generación SWAN ([Booij, 1999](#)). La [figura 3.2.1.1](#) muestra la serie de datos original (de septiembre 2012 a marzo 2020) antes de realizar los análisis pertinentes para completar los periodos; muestra la altura de ola significativa (H_s), periodo pico (T_p) y dirección (Dir). Los periodos sin datos mencionados anteriormente se organizan en cuatro grupos de reconstrucción (RI, RII, RIII y RIV) (Véase [Anexo I](#)).

3.2.2 Identificación de tormentas

Los eventos extremos de tormentas pueden ser caracterizados por variables como su magnitud, dirección y duración, entre otras. Diversos estudios centrados en costas dominadas por el oleaje, como el de [Del Río et al. \(2012\)](#), identifican mediante un análisis POT (Peak Over Threshold) la altura de ola que excede un umbral (H_T) establecido. Para este objetivo, se utiliza la metodología propuesta por [Masselink et al. \(2014\)](#) para definir el umbral de la altura de ola significativa del oleaje de tormenta. Esto se hace a partir de un análisis de la Función de Distribución Acumulada (CDF por sus siglas en inglés) de las frecuencias de la altura de ola significativa (H_s). Por tanto, en este trabajo un evento extremo de tormenta es aquel en el que la H_s sobrepasa el valor marcado por el percentil 99 ($H_{s,99} = 2.7$ m). Y para conocer la duración de la tormenta se utiliza el percentil 95 ($H_{s,95} = 1.9$ m). Éste último devuelve el valor de un segundo umbral que indica el inicio y el final de la tormenta. Además, en este caso se considera que un evento debe presentar una duración mínima de 12 h (1 ciclo de marea semidiurna) y será tratado como único si entre dos eventos consecutivos se da un tiempo inferior a 24 h. La [figura 3.2.2.1](#) resume de forma esquemática el proceso seguido para definir los dos umbrales mencionados y define el concepto “evento de tormenta” a partir de la estadística del oleaje.

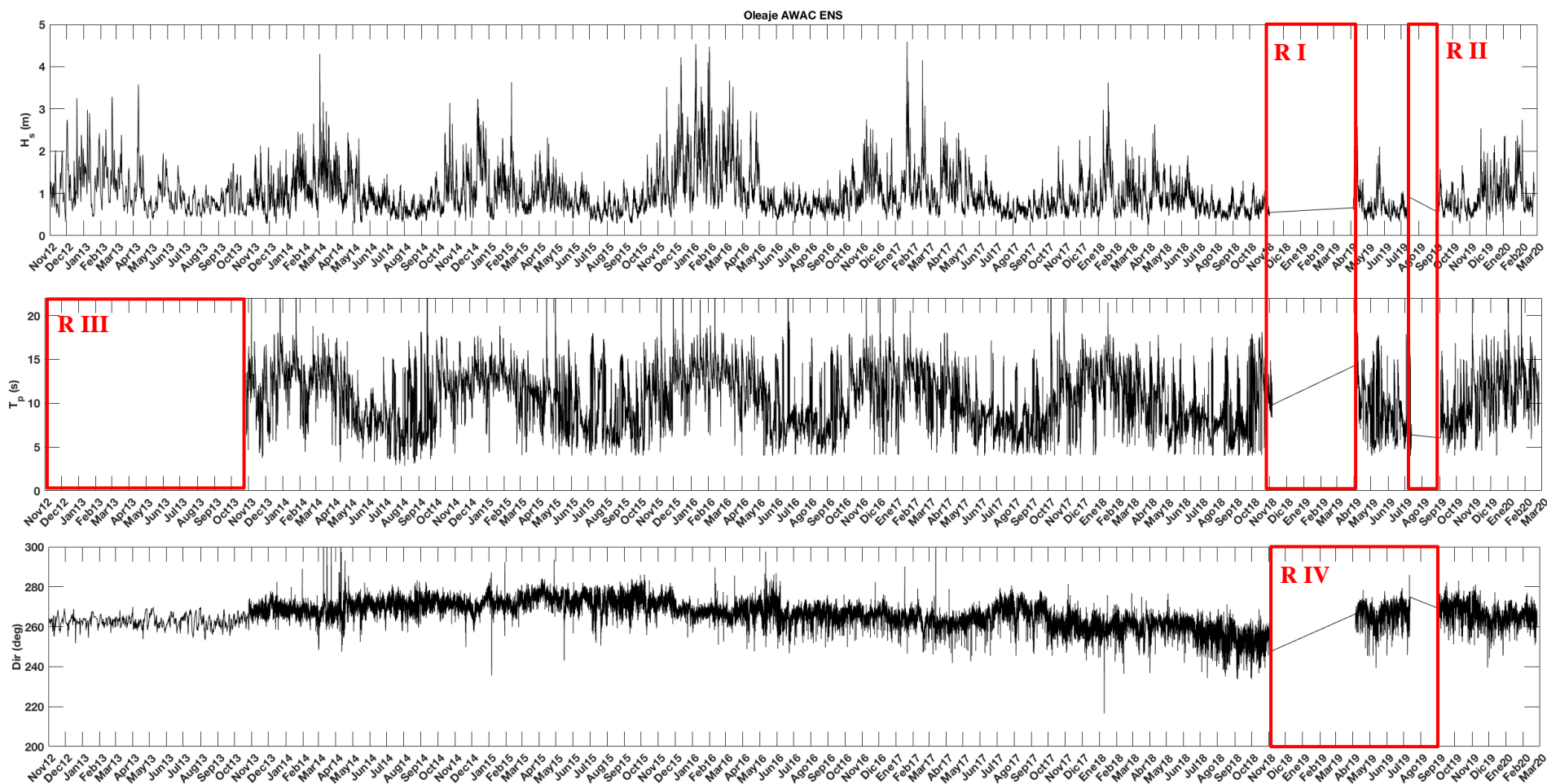


Fig. 3.2.1.1 Serie de datos originales (noviembre 2012-marzo 2020) de la altura de ola significativa (H_s), periodo pico (T_p) y dirección (Dir). En los 3 paneles se observan; un periodo sin datos de los meses comprendidos entre noviembre 2018-abril 2019 (R I y R IV), otro en los meses que hay entre julio 2019-septiembre 2019 (R II y R IV) y, por último, uno entre noviembre 2012-octubre 2013 (R III).

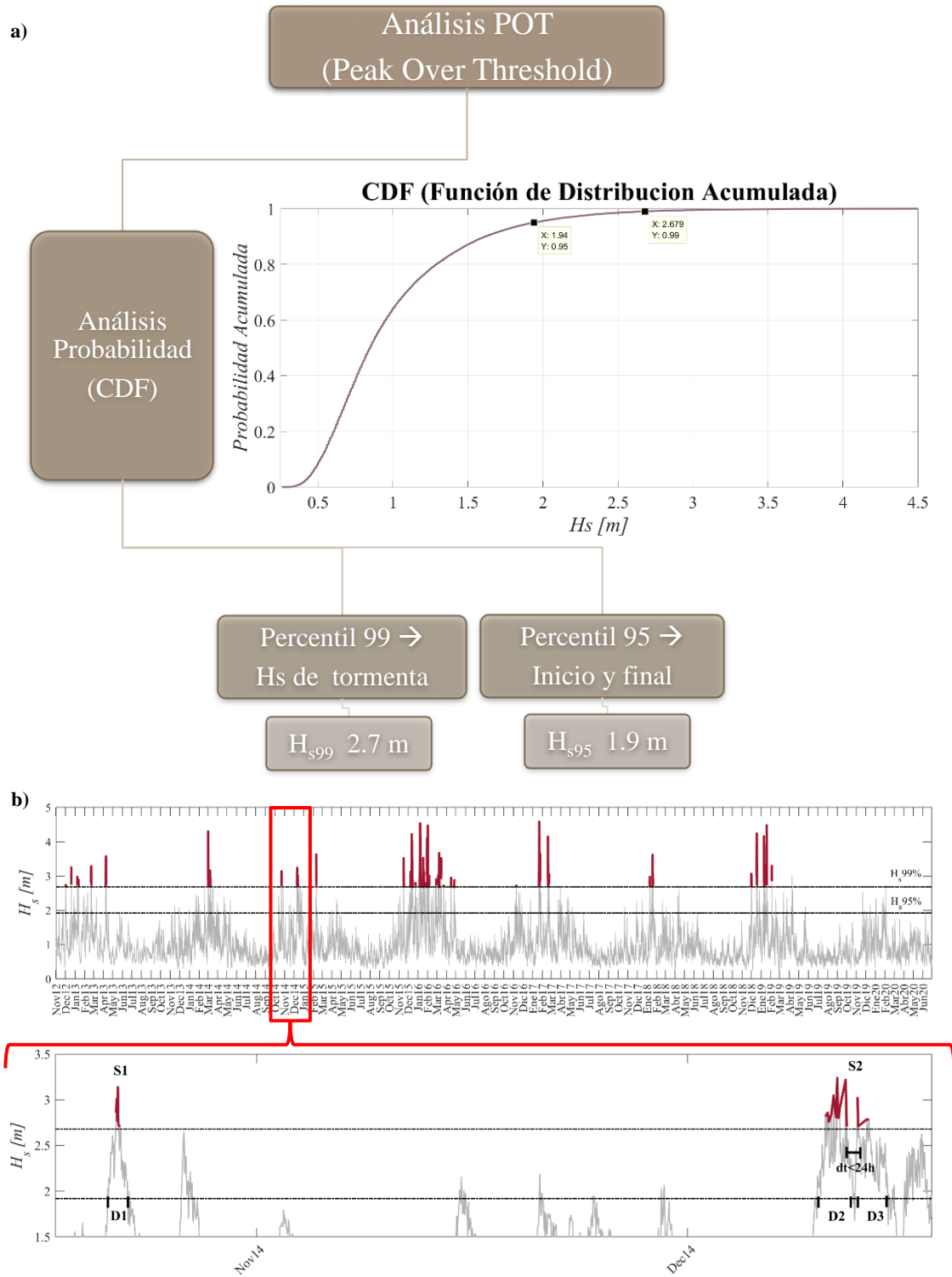


Fig. 3.2.2.1 a) Diagrama de flujo del proceso llevado a cabo para realizar un análisis POT. La gráfica muestra la Función de Distribución Acumulada a partir de la cual se obtienen los umbrales de la H_s que indican la magnitud (H_{s99}) y duración (H_{s95}) de la tormenta; b) Definición de los eventos de tormentas desde un punto de vista estadístico y mediante datos de oleaje.

La mayoría de trabajos se centran en los eventos extremos de oleaje local, sin embargo, como en la BTS las tormentas locales no son usuales, este estudio se enfoca en el oleaje energético producido por vientos lejanos, es decir, en el swell. Por tanto, será relevante analizar la zona de generación y trayectoria de estas tormentas hasta la playa de estudio.

3.2.3 Caracterización de tormentas: El flujo de energía como descriptor de las tormentas identificadas

La propagación de la ola está asociada a un flujo de energía que es transmitido por la fuerza de presión a través de la columna de agua (Ardhuin, 2020). Con objeto de medir la intensidad de los eventos identificados y, siguiendo la aproximación lineal, el flujo de energía del oleaje Pt , para aguas intermedias se estimó como:

$$Pt = \frac{1}{16} \rho g H_s^2 C_g, \quad [3]$$

donde C_g es la velocidad de grupo (Ec. [4]), ρ la densidad del agua de mar (1025 kgm^{-3}) y g la aceleración gravitatoria (9.81 ms^{-2}). La velocidad de grupo se puede calcular como

$$C_g = \frac{1}{2} C \left(1 + \frac{2kh}{\sinh(2kh)} \right), \quad [4]$$

donde k , el número de onda, se obtuvo resolviendo la relación de dispersión lineal mediante la aproximación de Guo, J. (2002), h es la profundidad y C , la rapidez de fase, que está dada por

$$C = \frac{L}{T} \quad y \quad L = \frac{2\pi}{k} \quad [5]$$

Para conocer la potencia promedio o flujo de energía acumulado normalizado basta con sumar el flujo durante el periodo de la tormenta y dividirlo entre el tiempo de duración. Por último, las componentes, longitudinal (Py) y transversal (Px) del flujo de energía, se calcularon como sigue, siendo θ y α las direcciones del oleaje y la isóbata, respectivamente. Véase Anexo II.

$$Py = Pt \cos(\theta - \alpha) \sin(\theta - \alpha) \quad [6]$$

$$Px = Pt \cos^2(\theta - \alpha) \quad [7]$$

3.3 VARIABILIDAD MORFOLÓGICA DE LA PLAYA (O.P.2)

Para trabajar con la parte subaérea de la playa se cuenta con mediciones topográficas (Fig. 3.3.2) mensuales y bimensuales colectadas a lo largo de 3 km durante un periodo de 8 años, entre noviembre 2012 y octubre de 2020. Las mediciones morfológicas cubren un total de 61 perfiles ($P_1 - P_{61}$) topográficos espaciados ~ 50 m entre sí. La toma de datos se realizó durante la bajamar, en condiciones de mareas vivas, utilizando un GPS diferencial de la marca Leica GS14 (Fig. 3.3.1.a) montado sobre un eje con dos ruedas operado por dos personas (Fig. 3.3.1.b y Fig. 3.3.1.d). Se obtuvieron mediciones cada 1 s de las posiciones en coordenadas UTM_x y UTM_y y de las alturas elipsoidales con una precisión de ± 0.02 m y referenciadas al nivel de bajamar media inferior (NBMI). Las mediciones son después procesadas en el laboratorio con la información colectada con la estación GNSS de GPS de referencia ubicada en el IIO-UABC (Fig. 3.3.1.c).

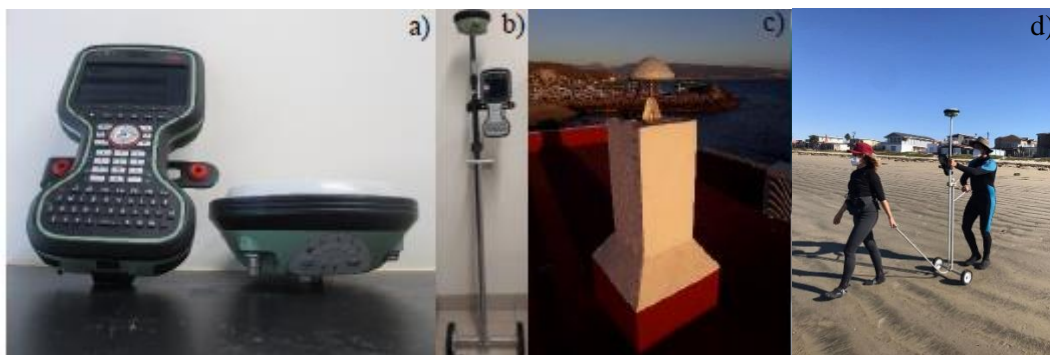


Fig. 3.3.1. Instrumentos de medición: a) Controladora del GPS Leica (modelo CS20) y antena móvil (modelo GS14); b) Carrito con dos ruedas para transportar el GPS; c) Antena base del GPS (modelos GS10); d) Muestra de la toma de datos topográficos con el GPS instalado en el carrito de dos ruedas que es manejado por dos personas.

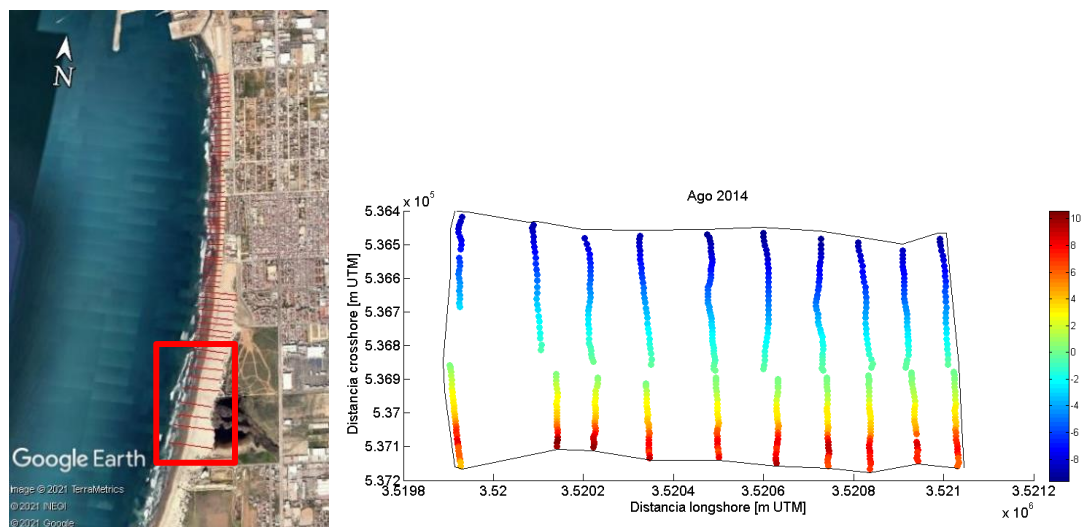


Fig. 3.3.2 Ejemplo de la elevación de la playa para los perfiles P51-P61 de la playa de Ensenada del 12 de agosto de 2014, abarcando desde las dunas (mayor elevación) hasta la zona submareal (menor elevación). Fuente: elaboración propia para un ejercicio de interpolación de la asignatura Análisis de Datos.

Siguiendo la metodología definida por Ruiz de Alegría et al. (2017), y como se muestra en la figura 3.3.3.a, para cuantificar los volúmenes a través de la playa subaérea se integran verticalmente los perfiles de forma individual para obtener el área, y luego ésta se multiplica por la distancia longitudinal del perfil; siendo d la distancia que hay entre los puntos definidos entre cada perfil (Fig. 3.3.3.b). Los perfiles de playa se dividen en dos zonas en función del nivel de marea; la zona intermareal, definida como el área que se encuentra por encima del Nivel de Bajamar Inferior NBI y por debajo del Nivel de Pleamar Superior NPS (desde 0 a 2 m) y; la zona supramareal, definida como aquella por encima del NPS (de 2 a 5.5 m). Por consiguiente, el volumen total del perfil es la suma de los sub-volúmenes intermareal y supramareal. Para conocer el volumen longitudinal de la playa se definen tres secciones a lo largo de la zona de estudio; la sección norte se extiende desde el P₁ al P₁₈, la central desde el P₁₉ al P₄₃ y la sur desde el P₄₄ al P₆₁. Para el volumen total, igualmente se suman los sub-volúmenes inter- y supra- de cada sección. El volumen total de la playa por unidad de metro (m^3m^{-1}) se obtiene dividiendo el volumen entre la distancia longitudinal total de la zona de estudio.

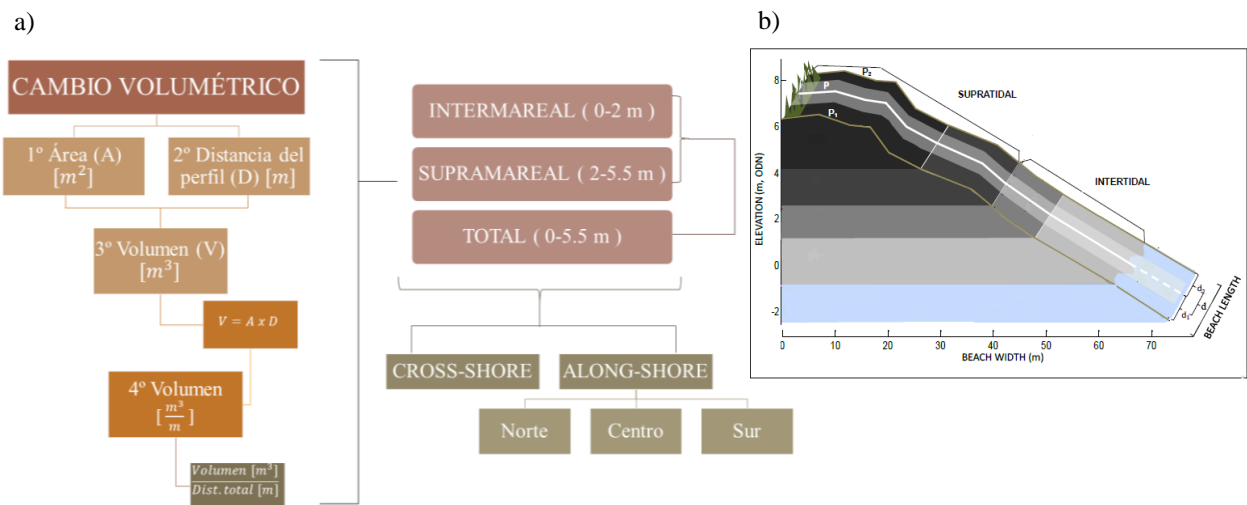


Figura 3.3.3 Apoyo ilustrativo del análisis volumétrico: a) Diagrama del proceso seguido para cuantificar los volúmenes de la playa; b) Modificación del diagrama 3D de una sección comprendida por tres perfiles (P₁ y P₂ a los lados y P en medio) de Ruiz de Alegría-Arzaburu y Masselink, 2010.

La tendencia volumétrica de la zona subaérea se obtiene restando a cada campaña el volumen promedio de todas las campañas. Los cambios volumétricos inducidos por las tormentas identificadas se obtienen calculando las diferencias de volumen entre los periodos de antes y después de los eventos. Por último, la evolución volumétrica de la playa se estima a partir de las diferencias acumuladas del volumen.

3.4 CATEGORIZACIÓN DE TORMENTAS LEJANAS (O.P.3)

3.4.1 Análisis de clústeres

El análisis de clústeres es una técnica de la estadística multivariada empleada para dividir un conjunto de objetos en grupos de forma que las características de los objetos de un mismo grupo sean muy similares entre sí y muy distintos a los objetos de los otros clústeres (e.g. [Cormack, 1971](#)). El análisis de clústeres agrupará y categorizará las tormentas lejanas en función de propiedades como su energía, duración, y variabilidad morfológica generada en la playa.

Uno de los análisis clúster más empleados es el de agrupación jerárquica, el cual consiste en investigar la agrupación mediante la creación de un árbol de clúster. En realidad, no es un único conjunto de clústeres, sino más bien una jerarquía de varios niveles donde los clústeres de un nivel se unen como clústeres en el siguiente nivel superior. La forma en que opera el análisis es en crear un árbol utilizando las distancias euclidianas que determinan la similitud o diferencia que hay entre cada par de objetos. Luego vincula cada par de objetos que están muy cerca y asigna los objetos debajo de cada corte establecido a un único clúster. Los análisis clúster suelen complementarse con un análisis de escala multidimensional (MDS por sus siglas en inglés) (e.g. [Clarke, 1993](#)). El MDS muestra el nivel de similitud entre los pares de objetos a partir de un método de ordenación espacial reducido que organiza los objetos en un espacio de dimensión completa y los representa en pocas dimensiones preservando las relaciones de distancia entre las muestras con precisión. Los coeficientes utilizados para verificar la disparidad son el coeficiente de correlación cofenético (c ; [Cormak, 1971](#)) para el método jerárquico y el estrés para el MDS (str ; [Clarke, 1993](#)).

3.4.2 Zona de generación y trayectorias de tormentas

Para caracterizar las tormentas se buscará su origen y trayectoria realizada. Para rastrear las tormentas se seguirá el método descrito por [Snodgrass et al., \(1966\)](#) basado en la relación de dispersión ([ec. \[8\]](#)); cuanto más larga sea la longitud de onda, más rápido viaja la ola. Por tanto, a un punto situado fuera del área de generación del oleaje, llegarán primero las olas más largas. Además, mientras más alejado esté de la zona de generación, más separados estarán los grupos de olas de diferentes longitudes.

$$\omega^2 = g k \tanh(kh) \quad [8]$$

donde h es la profundidad sobre la que se propaga la onda, ω es la frecuencia angular y k el número de onda.

Con el análisis de Snodgrass et al., (1966), la forma de búsqueda de tormentas consiste en identificar los cambios de la frecuencia de las olas generadas por una misma tormenta como función del tiempo. De forma práctica esto se realiza identificando las líneas rectas que corresponden a cada evento de tormenta dentro de un análisis gráfico de la densidad de energía como función de la frecuencia y el tiempo. Estas líneas presentan una pendiente y una ordenada y, la pendiente de la recta ayuda a distinguir la cercanía o lejanía de la tormenta. Siendo que, a mayor pendiente, más lejos estaba la tormenta, pues indica una mayor separación entre las olas. Es decir, las olas tuvieron más tiempo para propagarse y separarse. Esto permite calcular el tiempo que ha pasado desde que las olas estaban juntas. Conociendo el tiempo del viaje y la velocidad de propagación se puede determinar la distancia a la que se localizaba la tormenta a partir de la siguiente relación.

$$\frac{df}{dt} = \frac{g}{4\pi D_{St}} \quad [9]$$

donde g es la aceleración de la gravedad (9.8 ms^{-2}) y D_{St} la distancia de la tormenta al área de estudio. Despejando D_{St} se determina la distancia al punto inicial de la tormenta. Por último, señalar que la dirección de procedencia del oleaje no es un indicador en este caso porque éste sufre refracción en la BTS por ser una zona somera. Por tanto, el método no dará la dirección de procedencia de la tormenta, sino más bien un radio de búsqueda.

Una vez conocida la distancia y el tiempo en que ocurrió la tormenta que formó el swell, se lleva a cabo la búsqueda de los sistemas de baja presión a partir de datos de reanálisis global y público ERA5 proporcionados por ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts). Para la identificación de estos sistemas, se trabaja con una serie de tiempo de la variable altura geopotencial en la atmósfera. El objetivo es determinar la zona de generación de las tormentas (bajas presiones) analizando patrones del tiempo con la altura geopotencial a un nivel de presión constante (1000 hPa). Una altura positiva entre el nivel del mar y el nivel de presión de 1000 hPa, indica presencia de anticiclón, y una negativa, borrasca. Esto, permitirá rastrear el movimiento de la borrasca durante cada evento y complementará el análisis de rastreo del oleaje.

4. RESULTADOS

4.1 IDENTIFICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE TORMENTAS

(O.P.1)

Tras el análisis de reconstrucción del oleaje, la [figura 4.1.1](#) muestra el registro completo de las variables con las que se identifican las tormentas que inciden en la playa de Ensenada: altura significativa de ola (H_s), periodo del pico espectral (T_p), dirección de procedencia del oleaje (Dir), flujo de energía total (P_t), flujo de energía transversal (P_x) y flujo de energía longitudinal (P_y).

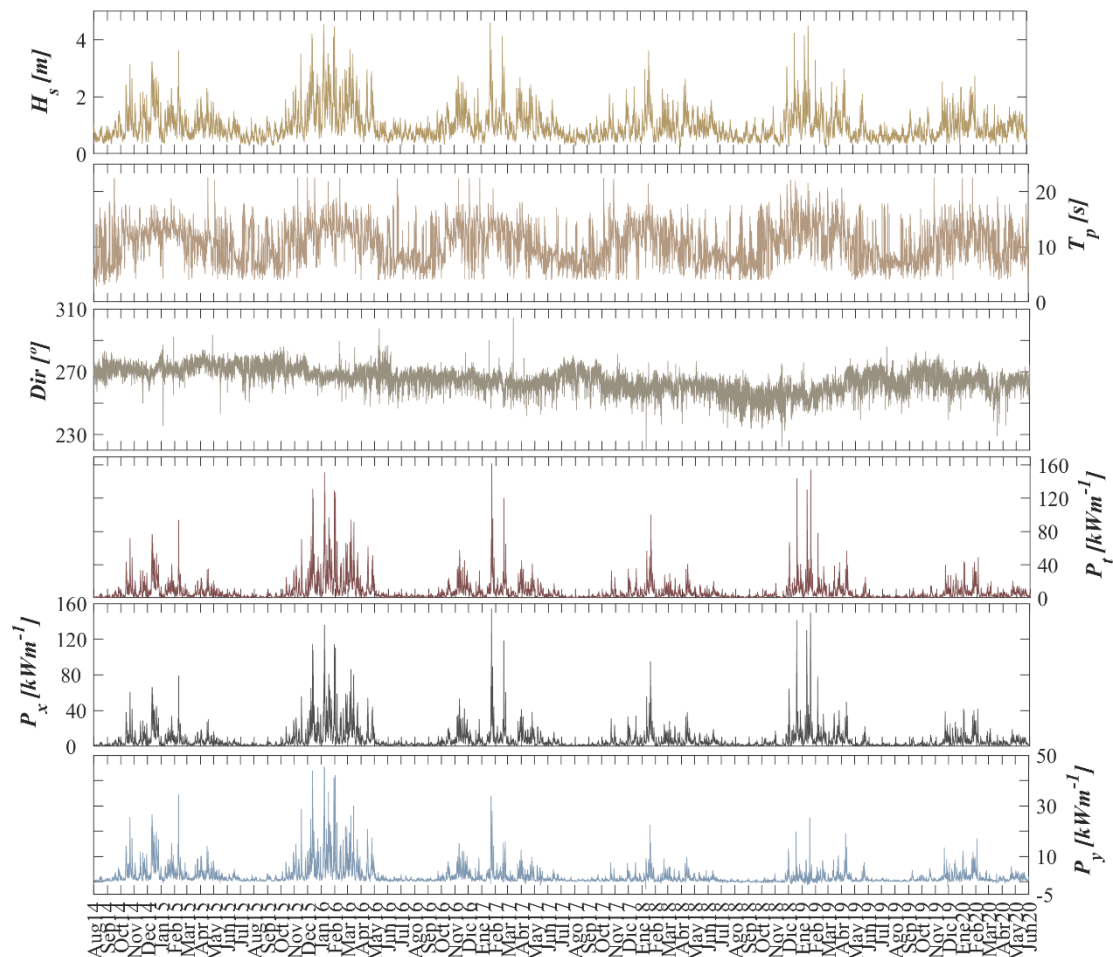


Fig. 4.1.1 Registro completo de las variables descriptivas del oleaje: altura significativa del oleaje (H_s), periodo pico (T_p), dirección de procedencia (Dir), flujo de energía total (P_{tot}), flujo de energía transversal (P_x) y flujo de energía longitudinal (P_y).

En la [figura 4.1.1](#) se presentan 8 años de mediciones (noviembre 2012 a junio 2020) en los que se observa un patrón estacional con valores más energéticos en las temporadas de invierno y más calmados en las de verano. En promedio, la H_s presenta valores cercanos a 1 m de altura, pero en las temporadas de invierno ésta llega a sobrepasar los 2 m, alcanzando incluso los 4.5 m. En verano, se mantiene por debajo de 1.5 m. La misma variabilidad temporal ocurre con el T_p que,

con una media de aproximadamente 11 s, presenta valores máximos de hasta 23 s en el invierno y un promedio cercano o inferior a 10 s en verano. Aun así, cabe destacar que los meses de verano llegan a presentar valores altos del T_p , pues en esta época la bahía de Ensenada recibe oleaje lejano procedente del sur del Pacífico. En cuanto al P_{tot} , con un promedio de 7.39 kWm^{-1} , puede decirse que la componente transversal es mucho mayor que la longitudinal (con promedios de 6.63 kWm^{-1} frente a 2.13 kWm^{-1} respectivamente) y que, además, se produce un flujo longitudinal de norte a sur.

La [figura 4.1.2](#) muestra las tormentas encontradas entre noviembre 2012 y octubre 2020 en la playa de Ensenada (ver [Anexo III](#) para más detalle) utilizando los umbrales $H_{s99} = 2.7 \text{ m}$ y $H_{s95} = 1.9 \text{ m}$, definidos a partir de un análisis de probabilidad de la Función de Distribución Acumulada. El color rojo señala los valores de la H_s considerados como tormentas y las barras de tono verdoso representan las campañas de medición topográfica. En general, el período de tormentas se presenta entre los meses de noviembre a abril (para este trabajo invierno), pero el número de eventos no es el mismo para cada año, es decir, se da una variabilidad interanual, siendo el año 2015-2016, considerado como año de El Niño, el que mayor número de tormentas presenta con diferencia.

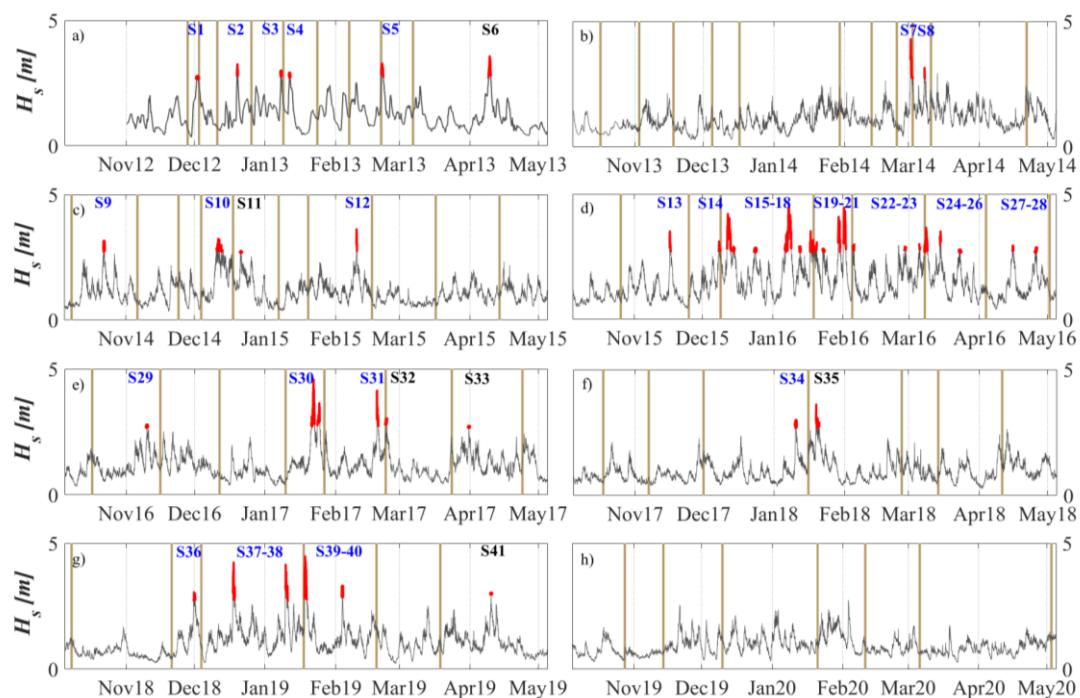


Fig. 4.1.2 Identificación de las tormentas a partir de un análisis POT. En cada panel se presenta la temporada del año con tormentas (noviembre-mayo). Los picos rojos representan las tormentas y las barras de tono verdoso las campañas de topografía. Las tormentas se identifican con la letra S precediendo a una numeración, siendo las de color azul aptas para el análisis por presentar un tiempo menor a 2 semanas entre la fecha de la tormenta y la de la campaña topográfica posterior a ella (en color negro se marcan las no válidas).

Tabla 4.1.2.1 Condiciones hidrodinámicas de las 41 tormentas identificadas (S; S1 a S41) entre noviembre-2012 y abril 2020. Las tormentas aisladas entre las campañas de topografía se representan como IS (IS1 a IS24).

Storm Num	Isolated Storm	Storms			Mean wave conditions				Tidal level	Energy flux [kW/w]		
		Start date	Final date	Duration [h]	H _{m0} [m]	H _{m0} Max [m]	T _p [s]	Dir [°]	Z(H _{m0} Max) [m]	P _{tot} Acum/h [kW/m]	P _x Mean [kW/m]	P _y Mea [kW/m]
1	1	01-dic-12	03-dic-12	50	2.4	2.7	13.9	267	0.9	43	38	13
2	2	19-dic-12	20-dic-12	22	2.6	3.3	11.6	262	1.1	48	44	10
3	3	07-ene-13	08-ene-13	27	2.4	3.0	13.0	266	0.7	42	36	12
4	4	11-ene-13	13-ene-13	42	2.4	2.9	11.6	264	1.1	38	34	10
5	5	20-feb-13	22-feb-13	43	2.8	3.3	11.7	265	0.7	52	46	15
6	* No	07-abr-13	10-abr-13	68	2.5	3.6	11.7	265	1.3	44	40	12
7	6	01-mar-14	03-mar-14	36	2.8	4.3	13.0	263	1.1	60	54	15
8	7	08-mar-14	08-mar-14	14	2.4	3.2	12.9	269	0.7	45	36	14
9	8	21-oct-14	23-oct-14	30	2.4	3.1	14.2	271	0.4	45	36	16
10	9	10-dic-14	14-dic-14	116	2.4	3.2	14.2	269	1.0	43	37	14
11	* No	21-dic-14	21-dic-14	13	2.5	2.7	14.9	271	0.6	48	38	16
12	10	09-feb-15	10-feb-15	19	2.6	3.6	13.1	270	1.0	50	40	17
13	11	16-nov-15	17-nov-15	32	2.6	3.5	10.9	273	1.0	42	33	16
14	12	07-dic-15	09-dic-15	27	2.5	3.1	14.8	268	0.5	47	40	15
15		11-dic-15	15-dic-15	96	2.9	4.2	13.3	269	0.9	61	53	20
16		23-dic-15	25-dic-15	35	2.4	2.8	10.8	268	0.5	36	30	11
17	13	06-ene-16	09-ene-16	85	3.2	4.5	14.9	266	1.0	77	68	23
18		12-ene-16	13-ene-16	28	2.3	3.0	15.5	267	0.1	41	35	13
19		17-ene-16	20-ene-16	82	2.6	3.5	15.8	268	0.6	53	47	17
20	14	23-ene-16	24-ene-16	24	2.5	2.8	15.5	268	1.1	47	40	15
21		29-ene-16	02-feb-16	96	2.9	4.5	13.9	268	1.1	63	55	21
22		05-feb-16	06-feb-16	24	2.4	3.0	16.6	269	-0.1	47	39	15
23	15	27-feb-16	29-feb-16	38	2.3	2.9	16.3	267	0.4	42	36	13
24		05-mar-16	09-mar-16	115	2.5	3.7	13.3	264	1.3	46	42	12
25	16	14-mar-16	15-mar-16	36	2.5	3.5	14.6	267	0.9	47	41	14
26		22-mar-16	24-mar-16	35	2.3	2.8	14.2	267	0.1	41	35	12
27		14-abr-16	16-abr-16	48	2.4	3.0	13.2	270	0.1	42	35	14
28	17	25-abr-16	26-abr-16	28	2.4	2.9	10.7	269	1.4	38	32	12
29	18	09-nov-16	10-nov-16	24	2.4	2.8	16.0	263	1.0	44	39	11
30	19	20-ene-17	25-ene-17	109	2.8	4.6	14.5	263	0.6	61	56	15
31	20	19-feb-17	20-feb-17	26	2.8	4.2	12.7	256	0.7	60	56	8
32	* No	22-feb-17	24-feb-17	34	2.3	3.1	12.0	262	1.1	35	32	8
33	* No	31-mar-17	31-mar-17	13	2.3	2.7	10.5	264	0.0	35	30	9
34	21	10-ene-18	11-ene-18	21	2.5	3.0	11.4	257	1.3	42	39	6
35	* No	19-ene-18	21-ene-18	56	2.5	3.6	13.8	260	0.7	45	42	9
36	22	30-nov-18	01-dic-18	31	2.5	3.1	12.8	259	0.7	45	42	8
37		17-dic-18	19-dic-18	38	2.8	4.2	18.5	256	0.7	65	62	8
38	23	09-ene-19	11-ene-19	36	2.9	4.2	15.3	252	0.0	67	65	5
39		18-ene-19	20-ene-19	44	3.1	4.5	15.6	253	1.8	76	73	8
40	24	03-feb-19	04-feb-19	12	2.6	3.3	13.8	252	-0.2	54	50	3
41	* No	09-abr-19	10-abr-19	23	2.3	3.0	10.5	269	1.5	35	29	11

Se identifican 41 tormentas (S1 a S41) (Tabla 4.1.1) a lo largo de los ocho años de estudio, aunque solamente 24 (representadas como IS; IS1 a IS24) se consideran válidas para realizar este análisis, por encontrarse aisladas entre las campañas topográficas. Se seleccionan únicamente las tormentas que no presentan más de dos semanas entre la fecha de la tormenta y la campaña topográfica posterior a ella. Dentro de estas 24 tormentas, 17 son individuales y 7 secuenciales; ocurriendo estas últimas en los años 2015-16 y 2018-19 (inviernos de El Niño). En general,

ocurren de 4 a 6 tormentas en la mayoría de los inviernos (2012-13, 2014-15, 2016-17 y 2018-19), pero en 2013-14 y 2017-18 ocurrieron solamente 2, ninguna en 2019-20 y hasta 15 en 2015-2016.

En promedio, las tormentas encontradas presentan una duración de 43 h y un flujo de energía acumulado normalizado de 49 kWm^{-1} , pero no todas se ajustan a estos valores, es decir, las hay más largas y también más cortas, al igual que las hay más y menos energéticas. La altura significativa, el periodo del pico espectral y la dirección de procedencia del oleaje de todas las tormentas están bien representados por sus promedios, siendo éstos de 2.6 m, 14 s y 265° respectivamente. Mientras los periodos de 2012-13, 2014-15 y 2016-17 están cerca del promedio en cuanto a la duración se refiere, los de 2013-14, 2017-18 y 2018-19 presentan tormentas más cortas, con 25, 39 y 31 h, respectivamente y el del año 2015-2016 más largas (52 h). Las tormentas más energéticas ocurrieron en los inviernos de El Niño (2015-16 y 2018-19), en 2015-16 alcanzaron hasta 77 kWm^{-1} , y en 2018-19 es importante resaltar que el pico de la tormenta más energética (76 kWm^{-1}) coincidió con la pleamar de mareas vivas ($Z = 1.8$).

4.2 VARIABILIDAD MORFOLÓGICA DE LA PLAYA (O.P.2)

4.2.1. Variabilidad a largo plazo

Desde noviembre 2012 hasta octubre 2020 la playa presenta una ritmicidad bien marcada por los períodos de erosión y acreción en toda la zona subaérea. Entre los meses de noviembre-abril tienen lugar los procesos de erosión (invierno) y entre mayo-octubre la playa se recupera mediante la acreción (verano) (Fig. 4.2.1.1). Las pérdidas y ganancias oscilan aproximadamente entre $\pm 40 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$, pero en octubre 2015, que coincide con el verano que precede al primer invierno de El Niño, gana hasta $61 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$, alcanzando su mayor volumen ($550 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$). Durante el invierno del 2015-2016, año Niño, la playa muestra la mayor erosión ($-72 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$), llegando a un volumen mínimo de $413 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$. En estos casos de gran pérdida de arena, la playa necesita mayor tiempo para recuperarse. Por ejemplo, tras el invierno de 2015-16 deben pasar hasta tres veranos para observar una recuperación completa y, tras el de 2018-19, dos años. La variabilidad de la zona intermareal ($\pm 40 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$) es mayor que la del supramareal ($\pm 20 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$), aunque ambas siguen la misma tendencia de erosión y acreción. Al final de la temporada de estudio, la playa demuestra ser estable, presentando en octubre 2020 un volumen similar al de noviembre 2012. En la zona sur hay mayor variabilidad y a $\sim 900 \text{ m}$ desde el sur se observa un punto de estabilidad, que muestra ganancias mayores de sedimento en verano y menos pérdidas en invierno. La principal causa de las variaciones del volumen son las tormentas, pero no todas afectan por igual, por lo que es importante caracterizar el cambio que induce cada una de ellas.

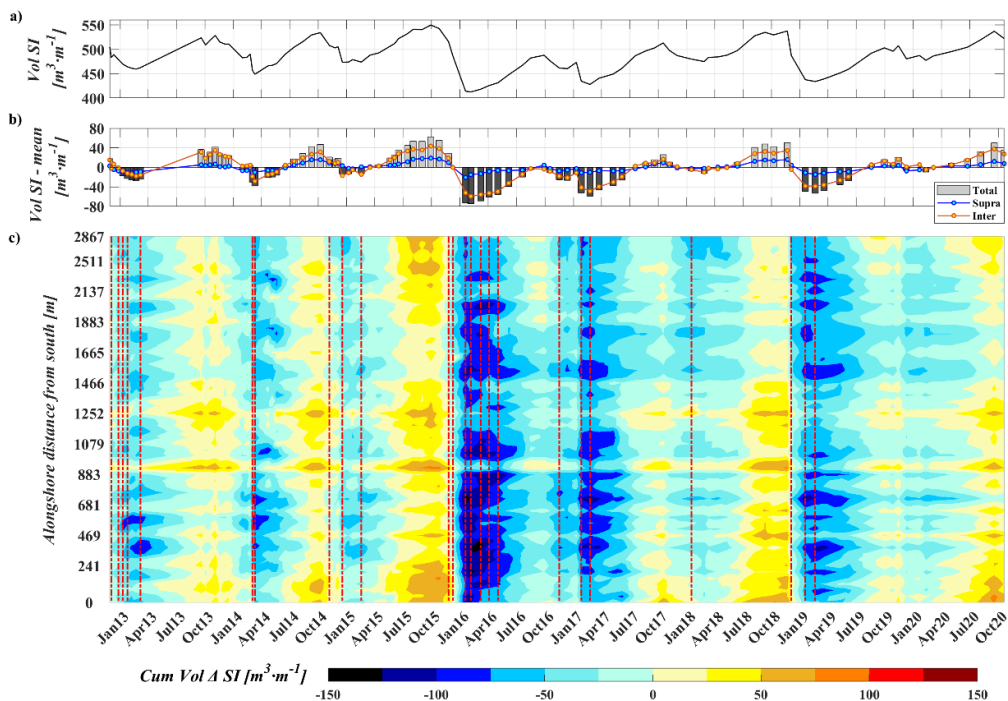


Fig. 4.2.1.1 a) Volumen total promediado para toda la playa; b) anomalía del volumen total de la playa (barras grises), supramareal (puntos azules) e intermareal (puntos naranjas) para evaluar la tendencia de ésta entre noviembre 2012 y octubre 2020; c) El acumulado en el tiempo de los cambios volumétricos entre las 101 campañas y con las 24 tormentas aisladas marcadas en línea punteada roja.

4.2.2. Cambios morfológicos inducidos por las tormentas.

De las 24 tormentas aisladas, 17 son individuales y 7 secuenciales (Tabla 4.2.2.1). A pesar de que existen diferencias en la variabilidad morfológica que inducen las tormentas, el comportamiento general para todos los años es el de una erosión que va disminuyendo con el tiempo (Fig. 4.2.2.1); incluso a veces se puede dar ligera acreción con las últimas tormentas que impactan en la temporada, y aunque sean de alta energía, como ocurre con la IS5 del período 2012-2013.

Tabla 4.2.2.1 Condiciones hidrodinámicas de las 24 tormentas aisladas (IS; IS1 a IS24) y los cambios inducidos por éstas: diferencias volumétricas del intermareal, supramareal y total de la playa; volumen disponible antes de la tormenta y; pendiente pre-tormenta, post-tormenta y variabilidad del total de la playa (inter- y supra- mareal).

Original storm num	Isolated st (IS)	Storms			Tidal level Z(H _{m0} Max) [m]	Energy flux Cum P _{tot} /h [kW/m]	Field surveys		Volume difference			Pre-storm Tot vol [m ³ /m]	Intertidal tanβ		
		Start date	Final date	Duration [h]			Pre-storm	Post-storm	Inter [m ³ /m]	Supra [m ³ /m]	Total [m ³ /m]		Pre	Post	Δ Slope
1	1	01-dic-12	03-dic-12	50	0.9	43	28-nov-12	03-dic-12	-17	-5	-22	505	0.022	0.026	0.004
2	2	19-dic-12	20-dic-12	22	1.1	48	11-dic-12	26-dic-12	-8	-3	-11	490	0.021	0.022	0.001
3	3	07-ene-13	08-ene-13	27	0.7	42	26-dic-12	09-ene-13	-7	-3	-9	479	0.022	0.022	0.000
4	4	11-ene-13	13-ene-13	42	1.1	38	09-ene-13	24-ene-13	-5	-1	-6	470	0.022	0.023	0.001
5	5	20-feb-13	22-feb-13	43	0.7	52	21-feb-13	07-mar-13	2	1	3	460	0.023	0.021	-0.002
7	6	01-mar-14	03-mar-14	36	1.1	60	24-feb-14	03-mar-14	-23	-10	-33	490	0.024	0.029	0.005
8	7	08-mar-14	08-mar-14	14	0.7	45	03-mar-14	11-mar-14	-10	2	-8	457	0.029	0.032	0.003
9	8	21-oct-14	23-oct-14	30	0.4	45	08-oct-14	06-nov-14	-19	-7	-26	534	0.027	0.025	-0.003
10	9	10-dic-14	14-dic-14	116	1.0	43	04-dic-14	18-dic-14	-27	-5	-32	505	0.024	0.033	0.010
12	10	09-feb-15	10-feb-15	19	1.0	50	20-ene-15	17-feb-15	-9	4	-5	479	0.025	0.027	0.002
13	11	16-nov-15	17-nov-15	32	1.0	42	26-oct-15	25-nov-15	-19	-7	-27	543	0.022	0.023	0.000
14	12	07-dic-15	09-dic-15	27	0.5	47	25-nov-15	09-dic-15	-19	-10	-29	516	0.023	0.024	0.002
15-16-17-18	13	11-dic-15	13-ene-16	244	1.0	61	09-dic-15	19-ene-16	-52	-21	-72	487	0.024	0.048	0.024
19-20-21	14	17-ene-16	02-feb-16	202	1.1	57	19-ene-16	05-feb-16	-7	6	-2	414	0.048	0.062	0.014
22-23	15	05-feb-16	29-feb-16	62	-0.10	44	05-feb-16	08-mar-16	4	2	6	413	0.062	0.052	-0.010
24-25-26	16	05-mar-16	24-mar-16	186	1.3	45	08-mar-16	04-abr-16	3	5	7	419	0.052	0.042	-0.010
27-28	17	14-abr-16	26-abr-16	76	0.10	40	04-abr-16	02-may-16	3	2	6	426	0.042	0.038	-0.004
29	18	09-nov-16	10-nov-16	24	1.0	44	17-oct-16	16-nov-16	-10	-5	-15	477	0.027	0.028	0.000
30	19	20-ene-17	25-ene-17	109	0.6	61	10-ene-17	26-ene-17	-30	-8	-38	474	0.025	0.037	0.012
31	20	19-feb-17	20-feb-17	26	0.7	60	26-ene-17	23-feb-17	-8	1	-7	435	0.037	0.044	0.007
34	21	10-ene-18	11-ene-18	21	1.3	42	01-dic-17	16-ene-18	-6	-1	-7	488	0.026	0.026	0.001
36	22	30-nov-18	01-dic-18	31	0.7	45	21-nov-18	04-dic-18	-39	-11	-50	538	0.023	0.026	0.003
37-38	23	17-dic-18	11-ene-19	74	0.70	66	04-dic-18	18-ene-19	-34	-16	-49	487	0.026	0.041	0.015
39-40	24	18-ene-19	04-feb-19	56	1.80	71	18-ene-19	19-feb-19	0	-3	-4	438	0.041	0.031	-0.010

El año 2015-16 es el que presenta un mayor número de tormentas secuenciales. Excluyendo IS13, que es la más energética y provoca una pérdida de $-72 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$, las tormentas secuenciales de ese año no sólo causan una erosión menor que las individuales, sino que las del final de la temporada inducen acreción ($> 6 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$) cuando el volumen pre-tormenta es $< 425 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$ (Fig. 4.2.2.2). Otro ejemplo lo conforman las IS22 (individual) e IS23 (secuencial) del año 2018-19, que generan un cambio volumétrico similar (-50 y $-49 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$, respectivamente) a pesar de que la primera es de menor energía (45 kWm^{-1}) y duración (31 h) que la que sigue (66 kWm^{-1} y 74 h).

La cantidad de volumen de arena disponible en la playa subaérea previo a la incidencia de la tormenta (i.e. pre-tormenta) disminuye durante la temporada de tormentas. Cuanto menor es el volumen disponible, menor se espera que sea la erosión. A pesar de considerar el volumen pre-tormenta un factor crítico para la respuesta morfológica de la playa ante el impacto de una tormenta, la energía incidente de la tormenta en sí presenta una gran relevancia. Por ejemplo, en

el último caso comentado de IS22 (45 kWm^{-1}) e IS23 (66 kWm^{-1}), la respuesta morfológica de la playa fue similar a pesar de que el volumen pre-tormenta de la segunda (IS23) fuese menor. Algo similar ocurre con las tormentas IS18 (44 kWm^{-1}) e IS19 (61 kWm^{-1}) de 2016-17; aun teniendo la segunda un volumen pre-tormenta inferior, la erosión fue mucho mayor ($-15 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$ vs $-38 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$)¹⁾ (Tabla 4.2.2.1 y Fig. 4.2.2.3).

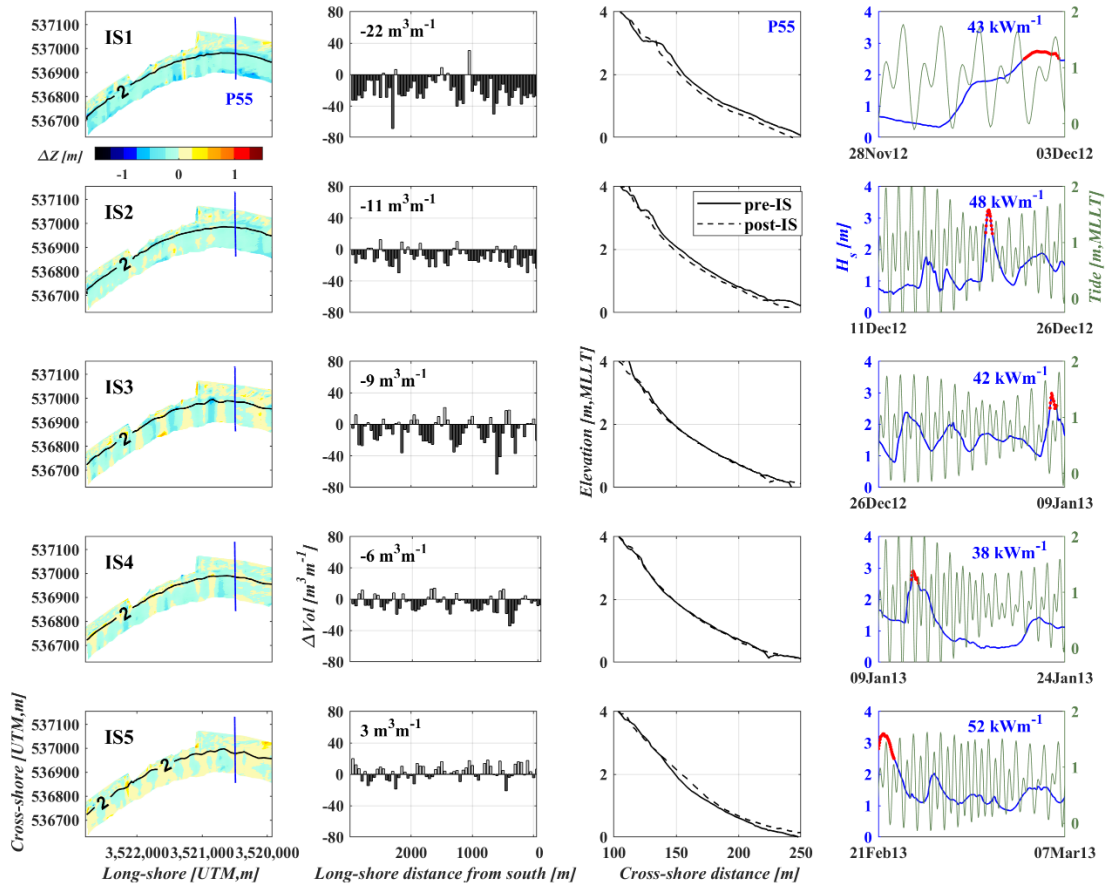


Fig. 4.2.2.1 Para las 5 tormentas (IS1 a IS5) del período (2012-13): diferencias en la elevación inducidas por las tormentas (paneles izquierdos), cambio volumétrico a lo largo de la playa aérea con el valor promediado para toda la playa, cambio en el perfil de playa (P55) (paneles centrales) y, condiciones hidrodinámicas (H_s y nivel de marea) con los picos de tormentas marcados en rojo y el flujo de energía acumulado normalizado señalado en color azul (paneles derechos).

En general, se observa que cada temporada de tormentas comienza con un volumen pre-tormenta similar, de aproximadamente $500 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$, y ocurre una erosión promedio de $-25 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$ durante todo el periodo. Sin embargo, las tormentas de 2016-17 y 2017-18 iniciaron con un volumen inferior a $490 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$ debido a que la playa aún no se había recuperado del evento El Niño de 2015-16 (Tabla 4.2.2.1 y Fig. 4.2.2.4). Por esa razón, la tormenta IS21 del año 2017-18, por ejemplo, provocó una erosión muy por debajo del promedio ($-7 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$). Por el contrario, se observa que cuando la playa presenta una completa recuperación de arena en verano, la primera erosión de la temporada presenta valores volumétricos altos, como ocurre en IS22 de 2018-2019,

cuyo volumen pre-tormenta es superior al promedio ($>538 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$) y la primera erosión es de $-50 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$.

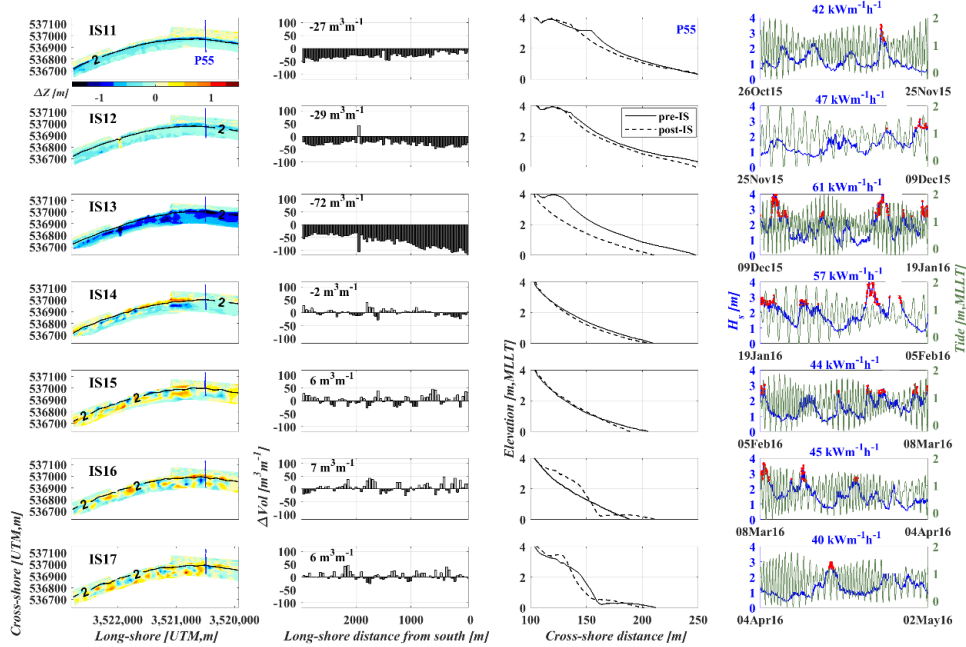


Fig. 4.2.2.2 Para las tormentas (IS11 a IS17) del período (2015-16): diferencias en la elevación inducidas por las tormentas (paneles izquierdos), cambio volumétrico a lo largo de la playa aérea con el valor promediado para toda la playa, cambio en el perfil de playa (P55) (paneles centrales) y, condiciones hidrodinámicas (H_s y nivel de marea) con los picos de tormentas marcados en rojo y el flujo de energía acumulado normalizado señalado en color azul (paneles derechos).

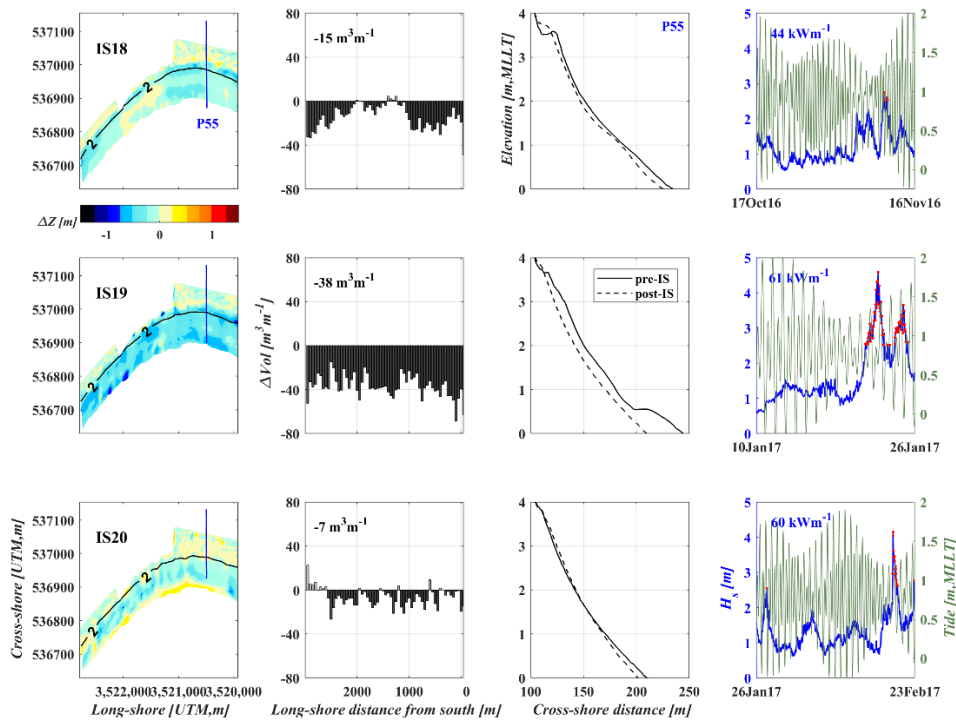


Fig. 4.2.2.3 Para las 3 tormentas (IS18 a IS20) del período (2016-17): diferencias en la elevación inducidas por las tormentas (paneles izquierdos), cambio volumétrico a lo largo de la playa aérea con el valor promediado para toda la playa, cambio en el perfil de playa (P55) (paneles centrales) y, condiciones hidrodinámicas (H_s y nivel de marea) con los picos de tormentas marcados en rojo y el flujo de energía acumulado normalizado señalado en color azul (paneles derechos).

Por otro lado, la pendiente de la playa, $\tan\beta$, aumenta con la erosión. En este caso, al inicio de cada temporada presenta un promedio de 0.024, pero con cada erosión, ésta aumenta, hasta alcanzar un máximo de 0.06, que corresponde a una playa escarpada. A partir de este punto, comienzan los procesos de acreción, y la pendiente vuelve a disminuir (Fig. 4.2.2.4 y Tabla 4.2.2.1).

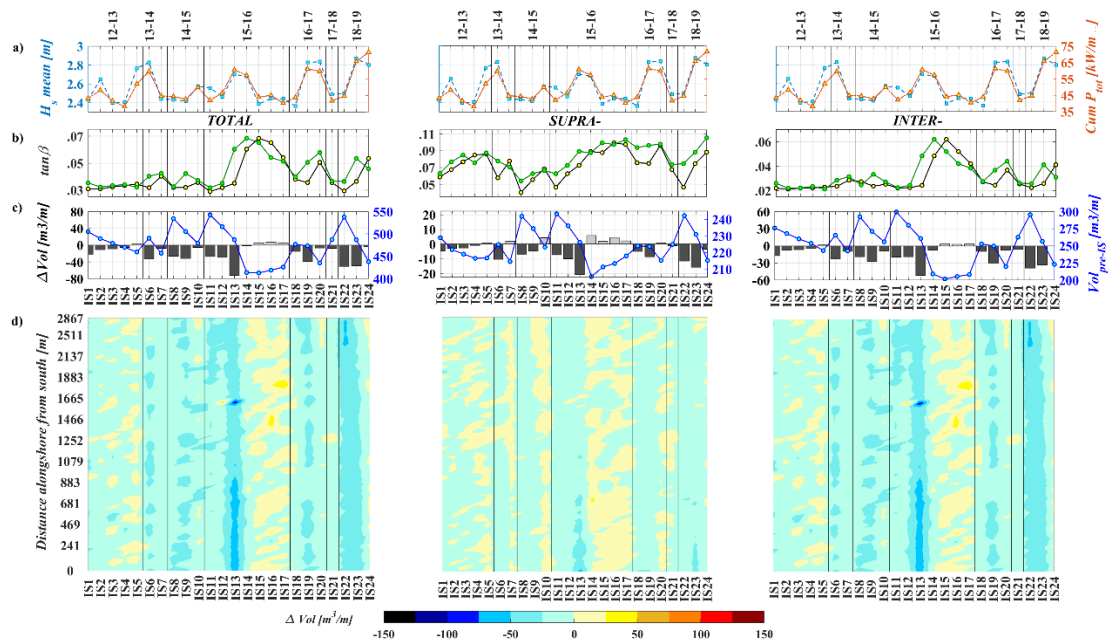


Fig. 4.2.2.4 a) Condiciones hidrodinámicas de las tormentas (H_s promediado y Flujo de energía acumulado normalizado); b) pendiente total, intermareal y supramareal antes (línea negra) y después (línea verde) de la tormenta; c) cambio volumétrico total, supramareal e intermareal inducido por las tormentas (barras) y volumen disponible antes de éstas (línea azul); d) variabilidad longitudinal inducida por las tormentas ocurridas entre noviembre de 2012 y abril de 2020.

4.3 CATEGORIZACIÓN DE TORMENTAS (O.P.3)

4.3.1 Clasificación de las tormentas

Para la clasificación de las 24 tormentas aisladas, en la [figura 4.3.1.1](#) se presentan un dendrograma y un análisis de escala multidimensional (MDS por sus siglas en inglés). El dendrograma permite visualizar el proceso de agrupamiento del método jerárquico aglomerativo utilizado, siendo la medida de distancia y la forma de agrupación aplicadas, la euclidiana y la media, respectivamente. Por otro lado, el MDS apoya los resultados anteriores en un gráfico 2-D, que muestra el nivel de similitud entre los pares de objetos. Los coeficientes utilizados para verificar la disparidad son el cofenético para el método jerárquico y el estrés para el MDS.

En un primer análisis se realiza la clasificación de las tormentas únicamente en función de las variables hidrodinámicas, específicamente, la duración de la tormenta y el flujo de energía total acumulado y normalizado ([Fig. 4.3.1.1.a](#)). En un segundo análisis, además de las variables hidrodinámicas, se incluyen características morfológicas de la playa como el cambio volumétrico inducido por las tormentas y el volumen disponible antes de las tormentas (pre-tormenta) ([Fig. 4.3.1.1.b](#)).

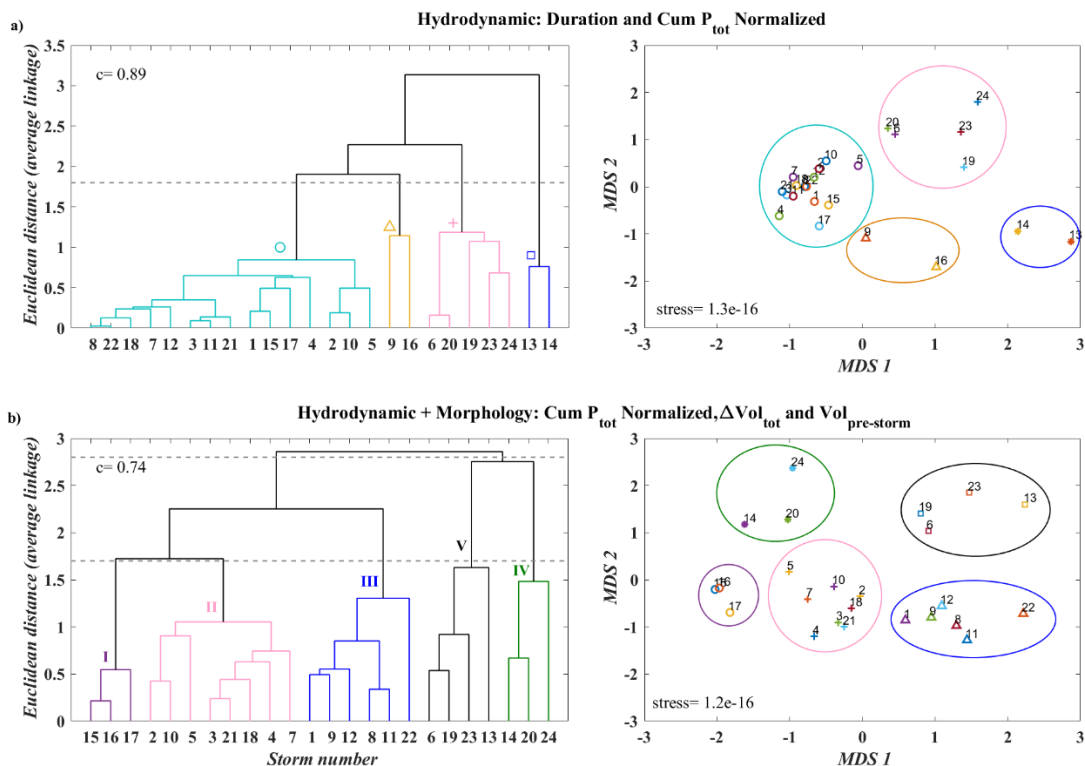


Fig. 4.3.1.1 Agrupación de las 24 tormentas aisladas (1-24) mediante el método jerárquico y el MDS y en función de las variables hidrodinámicas (a) y de las variables hidrodinámicas + morfológicas (b).

En la [figura. 4.3.1.1.a](#) se muestra el análisis basado en las variables hidrodinámicas, y se observa que a una distancia de 1.8, las tormentas se agrupan en 4 grupos. Por un lado, se encuentran las tormentas de alta energía, de las cuáles dos son de larga duración (\square azul) y cinco de menor duración (+ rosa). Y, por otro lado, se encuentran las tormentas de baja energía (\circ cian), pero hay dos que se aíslan del resto del grupo por presentar una duración muy larga (Δ amarillo).

Los resultados mostrados en la [figura. 4.3.1.1.b](#) incluyen las variables morfológicas y el flujo total de energía acumulado y normalizado. De esta manera se obtienen 5 grupos que quedan anidados en 2. Por un lado, se aíslan las tormentas de alta energía con volumen pre-tormenta $>450 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$ y que provocan fuerte erosión (grupo V). Por otro lado, las de alta energía, pero que disponen de menor sedimento ($<450 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$) e inducen una erosión más leve (grupo IV). Las tormentas de los grupos II y III son de baja energía. Las del grupo II presentan un grado de erosión menor que las del III por disponer de un volumen pre-tormenta inferior ($450\text{-}500\text{m}^3\text{m}^{-1}$ para el grupo II y $>500 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$ para el III). Por último, el grupo I incluye las tormentas con volumen pre-tormenta $< 425 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$ y de energía moderada con nula capacidad de erosión e inicio de acreción.

4.3.2 Rastreo de las tormentas

En ocasiones, tormentas con condiciones hidrodinámicas similares generan diferencias morfológicas importantes en la playa (e.g. IS11-IS22 y IS18-IS19). Con la idea de entender las diferencias que existen entre estas tormentas, se localiza su punto de origen respecto a la playa de estudio. La idea de este análisis es entender si las diferencias del punto de origen de las tormentas pueden ser un factor clave para comprender la causa de las diferencias morfológicas asociadas a las tormentas.

Para analizar el punto de inicio de las tormentas se realiza el análisis de [Snodgrass et al., \(1966\)](#) al espectrograma y, con la recta trazada sobre los niveles energéticos correspondientes a oleaje de baja frecuencia (*swell*), se obtiene el coeficiente que corresponde a la pendiente de la ecuación derivada de la relación de dispersión ([ec. \[8\]](#)). A partir de esta pendiente es posible conocer la distancia hacia el punto de generación. Como apoyo al análisis anterior, se estudian los sistemas de alta y baja presión obtenidos del reanálisis de ECMWF. Para obtener una aproximación sobre el día exacto de la borrasca que dio origen al *swell* identificado en la costa de Ensenada, basta con conocer la celeridad ([ec. \[4\]](#)), a través de la relación de dispersión de la teoría lineal y, la distancia a la zona de generación proporcionada por el análisis de [Snodgrass et al., \(1966\)](#).

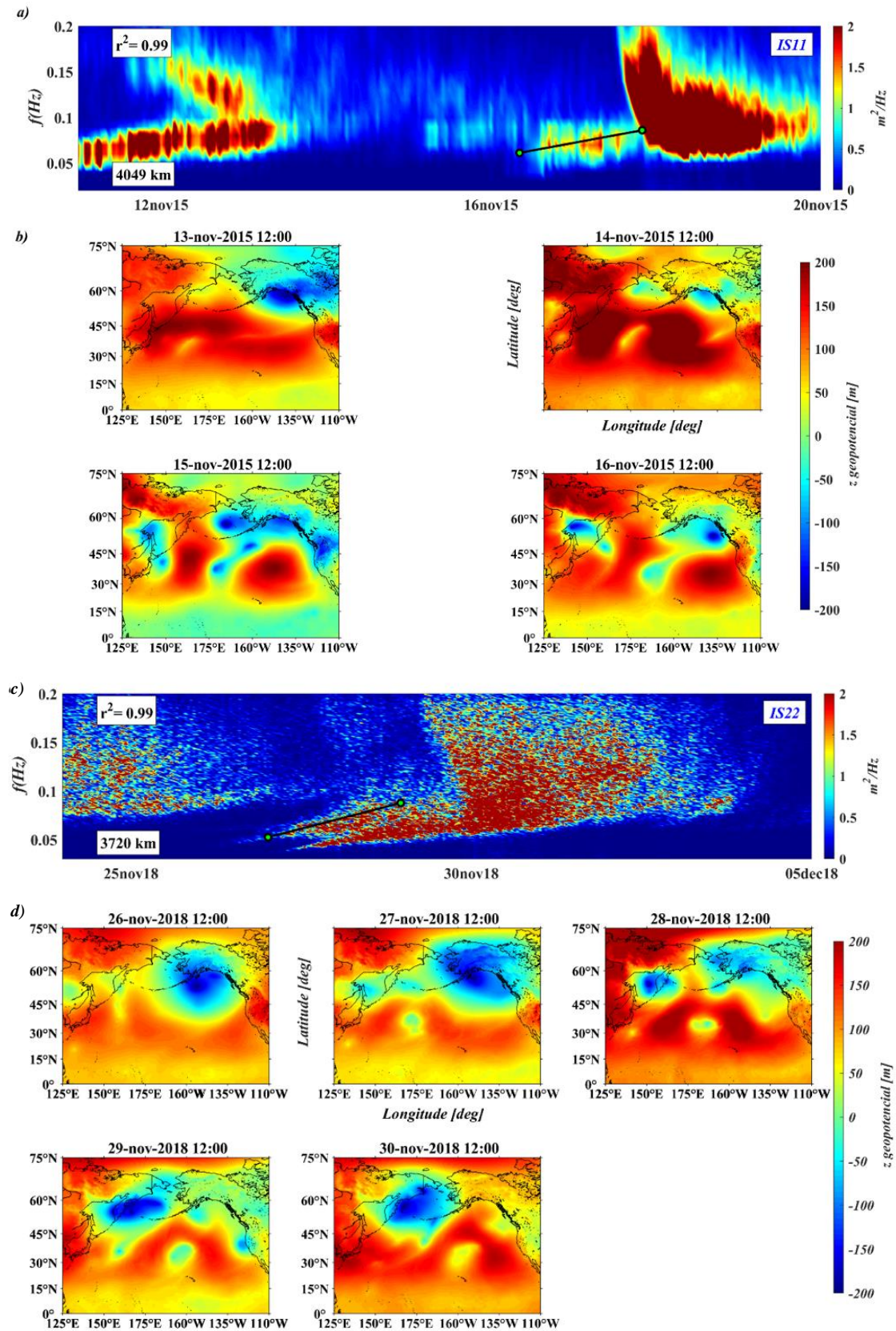


Fig. 4.3.2.1 Espectrograma de las tormentas (a) IS11 y (c) IS22 para definir un radio de búsqueda de las borrascas que las originaron mediante el análisis de Snodgrass et al., (1966), con la distancia en km en la esquina inferior izquierda. Como apoyo al análisis anterior, los patrones del tiempo (b:c) se utilizan para visualizar y ubicar los sistemas de baja presión que generaron las tormentas IS11 e IS22.

La tormenta IS11 (42 kWm^{-1}) es la primera del año 2015-16 y presenta similar nivel de marea y energía que la IS22 (45 kWm^{-1}) del 2018-19 (también la primera de su año). Sin embargo, a pesar de tener la IS11 un volumen pre-tormenta mayor, la erosión es significativamente menor (543 y $-27 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$ para la IS11 y; 538 y $-50 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$ para a IS22). Los patrones del tiempo muestran que, aunque ambas se originan a una distancia similar aproximada ($\sim 4000 \text{ km}$), la borrasca de la IS11 es de menor dimensión que la IS22 (Fig. 4.3.2.1). La borrasca asociada a IS22, además de abarcar una región de tamaño mayor, parece ser más estable, persistente y se localiza más hacia Longitudes del este.

Por último, la figura 4.3.2.2 muestra el par de tormentas IS18-IS19 del período 2016-17. En este caso, la primera es de menor energía (44 vs 61 kWm^{-1}), hecho que está relacionado con una menor erosión, pero como presenta un nivel de marea superior en el pico de la tormenta y contiene un volumen pre-tormenta mayor (por ser la que inicia la temporada), se esperaría que la erosión fuese similar a la inducida por la IS19 debido a la compensación entre estos factores. Sin embargo, a pesar de lo anterior, la erosión que la IS18 genera en la playa es muy baja en comparación con la tormenta que le sigue (-15 y $-38 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$ para las IS18 e IS19, respectivamente). Atendiendo al análisis de rastreo, la variabilidad en el cambio volumétrico podría ser explicada por las diferencias en la localización de las borrascas que las originaron. Es decir, la borrasca que originó la tormenta más energética, IS19, comenzó a una distancia de aproximadamente 5000 km de la playa, en la zona central del Pacífico Norte (40° N , 175° E). Sin embargo, la ubicación del punto de origen de la tormenta de menor energía, IS18, se definió hacia Longitudes del oeste (45° N , 140° O), a unos 3000 km de la playa. Además, la borrasca que genera a la tormenta IS19, se propaga por el océano durante más tiempo y muestra mayores dimensiones, por lo que en este sentido cabe esperar que tuvo una mayor intensidad de viento y generó olas con mayor potencia.

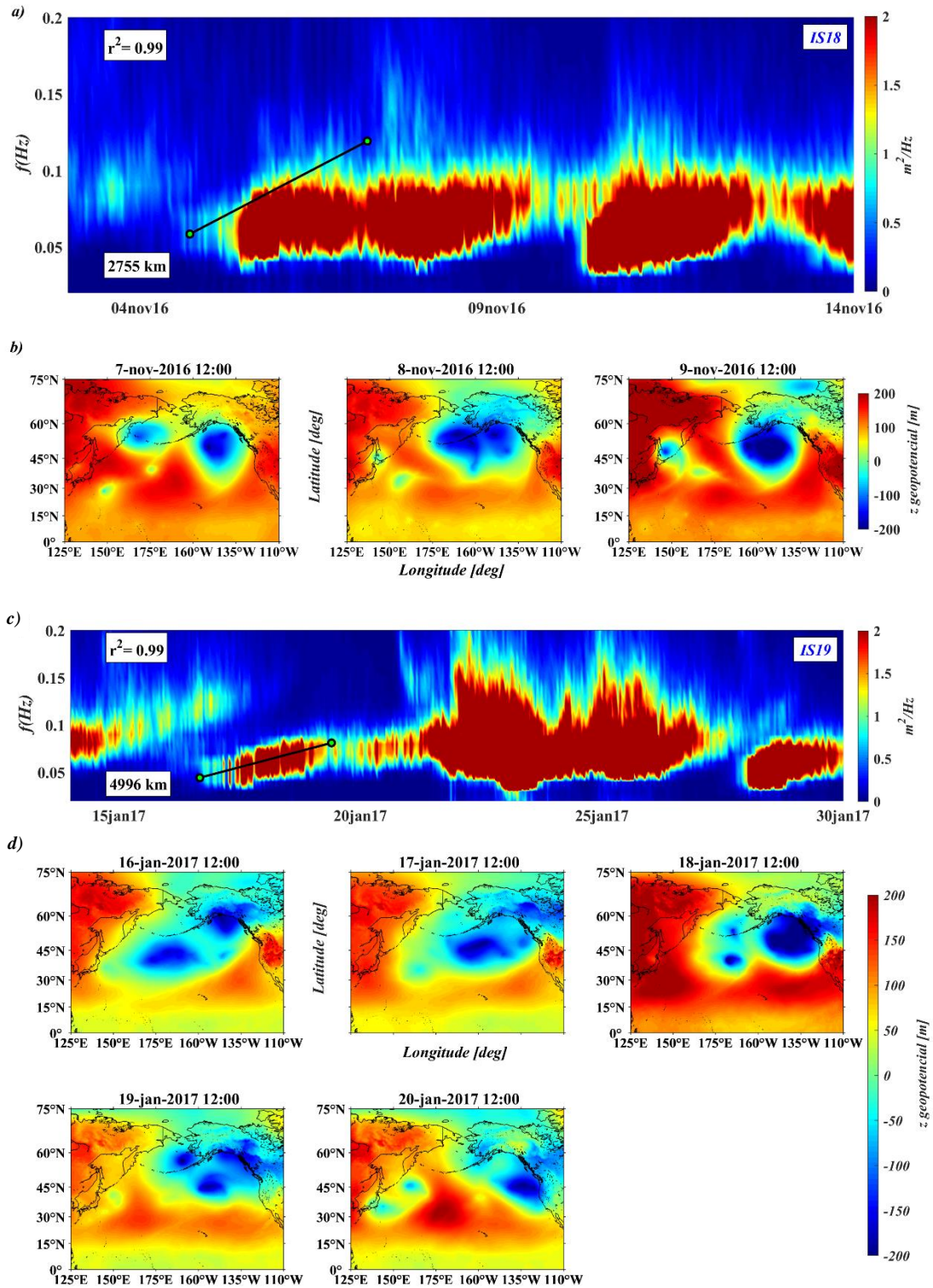


Fig. 4.2.2.2 Espectrograma de las tormentas (a) IS18 y (c) IS19 para definir un radio de búsqueda de las borrascas que las originaron mediante el análisis de Snodgrass et al., (1966), con la distancia en km en la esquina inferior izquierda. Como apoyo al análisis anterior, los patrones del tiempo (b;c) se utilizan para visualizar y ubicar los sistemas de baja presión que generaron las tormentas IS18 e IS19.

5. DISCUSIÓN

Este estudio ha consistido en analizar la variación morfológica ocasionada por el *swell* en la playa de Ensenada (Baja California) durante un periodo de 8 años, comprendido entre 2012 y 2020. Para ello, se han utilizado mediciones topográficas mensuales/bimensuales, mediciones y estimaciones de los parámetros integrales del oleaje y bases de datos atmosféricos sinópticos. La respuesta morfológica de la playa ante el impacto de *swell* no es trivial, y varios parámetros contribuyen a determinar el cambio volumétrico observado.

Las tormentas que dan origen al *swell* ocurren entre noviembre y abril y muestran una variabilidad interanual relacionada con la anomalía climática de El Niño-Southern Oscillation (ENSO). En la fase ENSO de El Niño (2015-16 y 2018-19) el número de tormentas es mucho mayor (hasta 15 eventos individuales) que en el resto de años, y éstas son generalmente más energéticas. Por el contrario, en los inviernos de la fase ENSO de La Niña (2016-17, 2017-18 y 2019-20), las tormentas son menos energéticas y frecuentes, llegando a veces a no presentarse ninguna. Las tormentas son la principal causa de los episodios erosivos que tiene la playa (Ruiz de Alegría-Arzaburu y Vidal-Ruiz, 2018). Durante los 8 años de estudio se observa que la erosión asociada a las tormentas se compensa durante los periodos de acreción (mayo-octubre) caracterizados por oleaje de baja energía, permitiendo así que la playa se mantenga en un estado de equilibrio volumétrico (Senechal et al., 2017; Jackson y Short, 2020). En los años no-ENSO (2012-13, 2013-14 y 2014-15) las pérdidas y ganancias de arena fluctúan $\pm 40 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$, mientras que durante la fase El Niño estas fluctuaciones aumentan a ± 70 y $\pm 50 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$ en 2015-16 y 2018-19, respectivamente. Por el contrario, los inviernos asociados a la fase La Niña (2016-17, 2017-18 y 2019-20) se caracterizan por ser de baja energía, y permiten que la playa presente una recuperación total durante el siguiente verano.

Cuando las condiciones morfológicas y el nivel de marea en el pico de la tormenta son similares, los eventos más energéticos causan una mayor erosión. Por ejemplo, las tormentas IS2 e IS6, con 48 y 60 kWm^{-1} , respectivamente y ambas las primeras de su año, presentan igual volumen pre-tormenta y nivel de marea, pero la erosión causada por la más intensa es notoriamente mayor (Pullen et al., 2007). Por otro lado, si las tormentas secuenciales se dan al final de la temporada, la pérdida de sedimento no es mucho mayor que la causada por las individuales, pero como ocurre con la IS13 (con una erosión de $-72 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$), si el grupo impacta al inicio o mediados del período, el efecto acumulativo cobra importancia y se generan las mayores pérdidas de todo el invierno (Senechal et al., 2015; Karunarthna et al, 2014; Masselink y Hughes., 2003).

El inicio de cada temporada comienza aproximadamente con un volumen pre-tormenta $>500 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$, lo que favorece una erosión importante. Sin embargo, en 2016-17 y 2017-18 este volumen

fue menor ($<490 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$) debido a que la playa aún no se recuperaba de la erosión asociada al Niño 2015-16. Generalmente, las mayores pérdidas volumétricas de la playa ocurren al inicio de la temporada de tormentas, y éstas van disminuyendo a medida que pasa el tiempo y la disponibilidad de sedimento es menor (Coco et al., 2014; Splinter et al., 2014). Por ejemplo, las tormentas IS3 e IS22, ambas con nivel de marea y energía similar, producen una erosión significativamente diferente en función del orden cronológico. Así, la IS3, que es la tercera de su temporada y dispone de un volumen pre-tormenta de $479 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$, induce una pérdida de $-9 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$ (Grupo II), mientras que la IS22, la primera de la temporada y con una cantidad de volumen previo a la tormenta de $538 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$, genera un cambio de $-50 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$ (Grupo III). En otros casos en los que las condiciones del nivel de marea y el volumen pre-tormenta son semejantes, las tormentas de menor energía pueden inducir alta o baja erosión dependiendo del orden cronológico, como muestran las IS10 e IS18. La IS10 es la tercera de su temporada e induce una erosión de $-5 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$ (Grupo IV), mientras que la IS18, es la primera de su temporada y origina una pérdida de $-15 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$ (Grupo III). En este sentido, las primeras tormentas que erosionan el perfil (Grupos III y V) aumentan la capacidad disipativa de la playa, protegiendo la zona subaérea del impacto de las siguientes tormentas y reduciendo la vulnerabilidad de erosión (Del Río et al., 2012; Coco et al., 2014). Además, cuando la cantidad de sedimento disponible es inferior a $450 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$, las últimas tormentas de la secuencia no parecen ser capaces de erosionar más la playa, y comienzan a inducir ligera acreción (Grupo I). Para este trabajo, el estudio se ha limitado a mediciones de erosión y acreción en la zona subaérea, por lo que se propone, por un lado, complementar estos análisis con datos de la zona submareal para evaluar el balance de sedimento o el papel que juegan los procesos de transporte transversal frente a los de transporte longitudinal. Y por otro lado, se propone un marco teórico de relaciones entre: cantidad de sedimento disponible, energía de la tormenta incidente e impacto; que podría servir como apoyo a los estudios de erosión (Tabla 5.1).

Tabla 5.1 Marco teórico para la determinación del grado de erosión en función de la cantidad de sedimento disponible y el nivel energético de la tormenta.

Condición energética	Vol pre-St [m^3m^{-1}]	Grado de impacto
Si la energía es alta	>450	<i>erosión fuerte o moderada</i>
	<450	<i>erosión leve</i>
Si la energía es baja	>500	<i>erosión fuerte o moderada</i>
	450-500	<i>erosión leve</i>
	<450	<i>acreción</i>

Por otro lado, con el paso del tiempo, los episodios erosivos llegan a aumentar la pendiente hasta un $\tan\beta$ de 0.06, dando lugar a una playa escarpada (con presencia de un escarpe o escalón) que refleja la energía del oleaje incidente y actúa como un frente que disminuye el *runup*. La cronología es un factor crítico para determinar el potencial de erosión (Morton, 2002; Splinter, 2014) y, el cambio morfológico originado por las tormentas puede alterar la respuesta de los eventos siguientes (Coco et al, 2014; Ferreira, 2005). Por tanto, las secuencias de eventos extremos no tienen por qué terminar en una pérdida acumulativa importante y, la pendiente y el volumen pre-tormenta podrían ser parámetros relevantes en la caracterización de una erosión.

El oleaje que incide en una playa depende de las condiciones del campo de vientos en el área de generación (Jackson y Short, 2020). Algunas tormentas caracterizadas por tener condiciones de energía similares y que inciden sobre una playa con características morfológicas y de marea parecida, pueden presentar grado de erosión muy diferentes. Esta diferencia pudiera estar asociada a las características de origen de la tormenta en sí. En particular, en las características de los sistemas de baja presión que las originaron en diferentes localidades del océano Pacífico. Por ejemplo, los primeros eventos de los años El Niño (IS11 de 2015-16 e IS22 de 2018-19) muestran similar energía incidente, condiciones morfológicas de la playa y nivel de marea, pero la cantidad de volumen erosionado fue muy diferente (-27 y -50 m^3m^{-1} para las IS11 e IS22, respectivamente). Algo importante a resaltar en este caso es el T_p asociado a cada una de ellas pues, aunque ambas son de similar H_s , la IS11 presenta un T_p de 11 s y la IS22 de 13 s. Por tanto, la mayor pérdida de sedimento provocada por la IS22 puede estar relacionada con su período, y a la vez con la intensidad de la borrasca que la originó. Es decir, lo anterior, más los resultados encontrados en el análisis de rastreo, indicarían que la borrasca que originó el *swell* de la IS22, además de encontrarse más orientada hacia Longitudes del este, podría ser más intensa y duradera que la que originó la IS11. Además, la diferencia en el período es importante porque la longitud de onda será diferente (137 m para $T_p = 11$ s y 168 m para $T_p = 13$ s) y, por lo tanto, también será diferente la pendiente de la ola. La pendiente de la ola será relevante en la caracterización del grado de erosión porque es un parámetro clave para determinar la cantidad de energía que se disipa en la playa. Por ello, la definición de las características de las borrascas que inician el *swell* incidente, como su punto de origen, magnitud y trayectoria entre otros, pueden ser un factor complementario al estudio del impacto de las tormentas sobre el perfil de playa.

6. CONCLUSIONES

Este estudio analiza la variación morfológica ocasionada por el oleaje tipo *swell* en una playa intermedia de la costa Pacífica del noroeste de la península de Baja California (México) durante un período de 8 años. Se han utilizado mediciones mensuales/bimensuales de topografía a lo largo de 3 km de playa (61 perfiles espaciados ~50 m entre sí), mediciones de oleaje obtenidas a 20 m de profundidad (promedios horarios de 17 min de mediciones a 1Hz) y bases de datos atmosféricos para evaluar el efecto morfológico causado por diferentes tipos de tormentas en las zonas intermareal y supramareal de la playa de Ensenada, entre noviembre de 2012 y octubre de 2020. La playa presenta una marcada estacionalidad con diferencias interanuales asociadas a El Niño- Oscilación del Sur (ENSO). Durante los períodos en fase El Niño, el número de tormentas energéticas aumenta, mientras que, en aquellos con fase La Niña, los eventos extremos de tormenta disminuyen en energía y número, llegando a veces a no presentarse ninguna. Las tormentas son la principal causa de los episodios erosivos que tiene la playa, pero los períodos de acreción compensan las pérdidas manteniendo así la playa en un estado de equilibrio.

Cuando las condiciones morfológicas y el nivel de marea en el pico de la tormenta son similares, los eventos más energéticos causan una mayor erosión, y se llega a observar un efecto acumulativo cuando se presentan de forma secuencial, excepto si ocurren al final de la temporada. Las mayores pérdidas volumétricas suceden al inicio de la temporada, y éstas se van debilitando con el tiempo, cuando la disponibilidad de sedimento es menor. Por esto, el orden cronológico es un factor crítico en el potencial erosivo, pues las primeras tormentas que impactan en la playa y transportan el sedimento a la zona submareal, aumentan la capacidad disipativa de ésta, protegiendo la zona subaérea de las siguientes tormentas. Además, cuando la cantidad de volumen disponible es inferior a $450 \text{ m}^3\text{m}^{-1}$, las últimas tormentas de la secuencia no parecen ser capaces de erosionar más la playa y comienzan a inducir ligera acreción. En este sentido, se ha definido un marco teórico para la determinación del grado de erosión en función de la cantidad de sedimento disponible y el nivel energético de la tormenta.

Los episodios erosivos aumentan la pendiente de la playa, alejándola de su estado de equilibrio y dando lugar a una playa escarpada que, refleja la energía del oleaje incidente y actúa como frente para reducir el *runup*. Por último, cuando las condiciones de energía incidente, morfológicas y nivel de marea son similares, pero la cantidad de volumen erosionado es diferente, podría deberse al T_p asociado, el cual está relacionado con una mayor intensidad y duración de la tormenta que le dio origen, así como también con la pendiente de la ola. Por tanto, la pendiente de la playa y el volumen pre-tormenta podrían ser parámetros críticos en el estudio de la variabilidad morfológica ocasionada por las tormentas y, la definición de las características del *swell* incidente, como el período o la pendiente de las olas, puede ser un factor complementario a éste.

REFERENCIAS

- Agardy, T. et al., 2005. Coastal Systems. Ecosystems and human well-being: current status and trends, pp. 513-550.
- Álvarez-Sánchez, L.G., 1977. Vientos en la Bahía de Todos Santos, Baja California Ciencias Marinas, 4, 81–89.
- Ardhuin, F., 2020. Ocean waves in geosciences. Laboratoire d'Océanographie Physique et Spatiale, Best, France. doi: 10.13140/RG.2.2.16019.78888/5 or 10.13140/RG.2.2.16019.78888/6 ...
- Barragán, J.M. y de Andrés, M., 2015. Analysis and trends of the world's coastal cities and agglomerations. Ocean & Coastal Management 114 (2015) 11-20.
- Battjes, J., 1974. Surf similarity. Coast. Eng. Proc. 1 (14).
- Biausque, M., Senechal, N., 2019. Seasonal morphological response of an open sandy beach to winter wave conditions: The example of Biscarrosse beach, SW France. Geomorphology 332 (2019) 157-169.
- Brodtkorb, P. A., Johannesson, P., Lindgren, G., Rychlik, I., Rydén, J. y Sjö, E., 2000. WAFO – a Matlab toolbox for analysis of random waves and loads. ISOPE 2000-GFC-02.
- Castro, R., Mascarenhas, A., Martínez-Díaz-De-León, Á., Durazo, R. y Gil-Silva, E., 2006. Spatial influence and oceanic thermal response to Santa Ana events along the Baja California Península. *Atmósfera* 19(3):195-211.
- Castro, R. y Martínez, J.A., 2010. Variabilidad espacial y temporal del campo de viento frente a la península de Baja California. Libro: *Dinámica del Ecosistema Pelágico frente a Baja California, 1997-2007: Diez años de investigaciones mexicanas de la Corriente de California*. Durazo, R. y Gaxiola, G. (Eds.). Instituto Nacional de Ecología (INE) Centro de Investigación Científica y de Educación Superior (CICESE), México. ISBN: 978-607-7908-30-2.
- Clarke, K.R., 1993. Non-parametric multivariate analyses of changes in community structure. *Australian Journal of Ecology*, 18: 117-143.
- Coco, G., Senechal, N., Rejas, A., Bryan, K.R., Capo, S., Parisot, J.P., Brown, J.A., MacMahan, J.H.M., 2014. Beach response to a sequence of extreme storms. *Geomorphology* 204, 493-501.
- Cormack, R.M., 1971. A review of classification. *Journal of the Royal Statistical Society*, 134(3): 321-367.
- Del Río, L., Plomaritis, A., Benavente, J., Valladares, M. y Ribera, P., 2012. Establishing storm threshold for the Spanish Gulf of Cádiz coast. *Geomorphology*, 143, 13-23.
- Dolan, R. y Davis, R.E., 1992. An intensity scale for Atlantic Coast northeast storms. *Journal of Coastal Research*. 8(4), 840-853.
- Draper, L., Bownass, T., 1983. Wave devastation behind Chesil beach. *Weather*, 38, 346-352.
- Earle, M., Bush, K., Hamilton, G., 1984. High-height long-period ocean waves generated by a severe storm in the northeast Pacific Ocean during February 1983. *Journal of Physical Oceanography*, 14, 1286-1299.
- Eichentopf, S., Karunaratna, H., Alsina, J.M., 2019. Morphodynamics of sandy beaches under the influence of storm sequences: Current research status and future needs. *Water Science and Engineering*. 12(3), 221-234.
- Ferreira, O., 2005. Storm groups versus extreme single storms: predicted erosion and management consequences. *J. Coast. Res.* SI 42, 221-227.

- Goda, Y., 2010. Random seas and design of maritime structures, third ed. World Scientific, Singapore.
- Guo, J., 2020. Simple and explicit solution of wave dispersion equation. Coastal Engineering 45 (2002) 71-74. Disponible en: [https://doi.org/10.1016/S0378-3839\(02\)00039-X](https://doi.org/10.1016/S0378-3839(02)00039-X)
- Hanson, J. y Phillips, O., 2001. Automated analysis of ocean Surface directional wave spectra. J. Atmosphere Ocean Technology. 18, 277-293.
- Hoeke, R.K., McInnes, K.L., Kruger, J.C., McNaught, R.J., Hunter, J.R., Smithers, S.G., 2013. Widespread inundation of pacific islands triggered by distant-source wind-waves. Global and Planetary Change 108, 128-138.
- Holthuijsen, L.H., 2007. Waves in oceanic and coastal waters. Delft University of Technology and UNSECO-IHE. Cambridge University Press. ISBN-13 978-0-511-27021-5.
- Hughes, M., Hall A., 2009. Local and synoptic mechanisms causing Southern California's Santa Ana winds. Climate Dynamics. DOI 10.1007/s00382-009-0650-4. 2009.
- Jackson, D. y Short, A., 2020. Sandy beach morphodynamics. Elsevier.
- Karunaratna, H., Pender, D., Ranasinghe, R., Short, A.D., Reeve, D.E., 2014. The effects of storm clustering on beach profile variability. Marine Geology. 348, 103-112.
- Kemp, A., 1985. Heavy swell at ascensión. Mar. Obs. 55, 204-207.
- Khan, T., Murty, A., Kabir, T., Aktar, A., Sarker, M., 2002. Relative sea level changes in Maldives and vulnerability of land due to abnormal coastal inundation. Mar. Geodesy 25, 133-143.
- Komen, G.J., Cavaleri, L., Donelan, M., Hasselmann, K., Hasselmann, S., Janssen, P.A.E.M. (Eds.), 1994. Dynamics and Modelling of Ocean Waves. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.
- Masselink, G., Hughes, M.G., 2003. Introduction to Coastal Processes and Geomorphology. Hodder Arnold, London. 354 pp.
- Masselink, G., Austin, M., Scott, T., Poate, T., and Russell, P., 2014. Role of wave forcing storms and NAO in outer bar dynamics on a high-energy, macro-tidal beach. Geomorphology, 22, 76-93.
- Masselink, G., Scott, T., Poate, T., Russell, P., Davidson, M., Conley, D., 2016a. The extreme 2013/2014 winter storms: Hydrodynamic forcing and coastal response along the southwest coast of England. Earth Surf. Process. Landforms. 41, 378-391.
- Masselink, G., Castelle, B., Scott, T., Dodet, G., Suanez, S., Jackson, D., Floc'h, F., 2016b. Extreme wave activity during 2013/14 winter and morphological impacts along the Atlantic coast of Europe. Geophysical Research Letters. 2135-2143.
- McMillan, A., Worth, D., Johnson, A., Tawn, J., Hu, K., 2011. Coastal flood boundary conditions for uk mainlands and islands. Project: Sc060064/tr5: Practical guidance swell waves. Technical Report, Environment Agency.
- Morton, R., 2002. Factors controlling storm impacts on coastal barriers and beaches. A preliminary basis for near real-time forecasting. Journal of Coastal Research 18 3 486-501. <https://www.researchgate.net/publication/279590546>
- Palmer, T., Nicholls, R.J., Wells, N.C., Saulter, A., Mason, T., 2014. Identification of 'energetic' swell waves in a tidal strait. Continental Shelf Research 88 (2014) 203-215.
- Plomaritis, T.A., Benavente, J., Laiz, I., Del Río, L., 2015. Variability in storm climate along the Gulf of Cádiz: the role of large scale

- atmospheric forcing and implications to coastal hazards. *Clim. Dyn.* <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2486-4>.
- Pullen, T., Allsop, N., Bruce, T., Kortenhuis, A., Schüttrumpf, H., de Meer, J.V., 2007. EurOtop; wave overtopping of sea defences and related structures: assesment manual. In: Archive for Research and Technology on the North Baltic Coast.
- Raphael, M.N., 2003. The Santa Ana winds of California. *Earth Interactions*, 7:1-13.
- Ruiz de Alegría-Arzaburu, A., García-Nava, H., Gil-Silva, E., Desplán-Salinas, G., 2015. A morphodynamic comparison of walled and non-walled beach sections, Ensenada beach, Mexico. In: World Scientific. The Proceeding of the Coastal Sediments, ISBN: 978-981-4355-52-0.
- Ruiz de Alegría-Arzaburu, A., Arreola-Cortez, M.A., García-Nava, H., Hernández-Walls, R., Mejía-Trejo, A., 2016. The effects of beach morphology variations on the profile of nearshore currents on a gently sloping mesotidal beach. In: Vila-Concejo, A., Bruce, E., Kennedy, D.M., McCarroll, R.J. (Eds.), *Proceedings of the 14th International Coastal Symposium (Sydney, Australia)*, pp. 257-261 (*Journal of Coastal Research*, the evolution of central California's shoreline. *Geol. Soc. Am. Bull.* 111, 236-249.
- Ruiz de Alegría-Arzaburu, A., Vidal-Ruiz, J.A., García-Nava, H., Romero-Arteaga, A., 2017. Seasonal morphodynamics of the subaerial and subtidal sections of an intermediate and mesotidal beach. *Geomorphology* 295, 383-392. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.07.021>
- Ruiz de Alegría-Arzaburu, A., Vidal-Ruiz, J.A., 2018. Beach recovery capabilities after El Niño 2015-2016 at Ensenada Beach, Northern Baja California. *Ocean Dyn.* (6), 749-759 <https://doi.org/10.1007/s10236-018-1164-6>.
- Scott, T., Masselink, G., O'Hare, T., Saulter, A., Poate, T., Russell, P., Davidson, M., Conley, D., 2016. The extreme 2013/2014 winter storms: Beach recovery along the southwest coast of England. *Mar. Geol.* 382, 224-241. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.10.011>.
- Senechal, N., Coco, G., Castelle, B., Marieu, V., 2015. Storm impact on the seasonal shoreline dynamics of a meso- to macrotidal open sandy beach (Biscarrosse, France). *Geomorphology* 228 (2015) 448-461.
- Senechal, N., Castelle, B., Bryan, K.R., 2017. Storm clustering and beach. *Coast. Storms: Process. Impacts* 151.
- Shepard, 1950. Beach cycles in southern California. Technical Memorandum No. 20 Beach Erosion Board Corps of Engineers. Contribution from Scripps Institution of Oceanography, New Series, No. 474.
- Snodgrass, F.E., Groves, G.W., Hasselmann, K.F., Miller, G.R., Munk, W.H. y Powers, W.H., 1966. Propagation of ocean swell across the Pacific. *Royal society of London.* 259, 431-497.
- Soto, B.B., 2016. Estudio de la variabilidad morfológica de Ensenada ante eventos de tormentas del 2012 al 2016 (tesis de licenciatura inédita). Universidad Autónoma de Baja California, Ensenada.
- Southgate, H., 1995. The effects of wave chronology on medium and long term coastal morphology. *Coastal Engineering* 26, 251-270.
- Splinter, K.D., Carley, J.T., Golshani, A., Tomlinson, R., 2014. A relationship to describe the cumulative impact of storm clusters on beach erosion. *Coastal Engineering.* 83, 49-55.
- Vidal-Ruiz, J.A. y Ruiz de Alegría-Arzaburu, A., 2019. Variability of sandbar morphometrics over three seasonal cycles

on a single-barred beach. *Geomorphology*, 333, 61-72.

Vidal-Ruiz, J.A. y Ruiz de Alegría-Arzaburu, A., 2020. Modes of onshore sandbar migration at a single-barred and swell-dominated beach. *Marine Geology*, 426, 106222. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2020.106222>

Vidal, J.A., 2020. Morfodinámica estacional a interanual de una barra submareal en una playa intermedia (tesis de doctorado). Universidad Autónoma de Baja California, Ensenada.

Webster, P.J., Holland, G.J., Curry, J.A., Chang, H.R., 2005. Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment. *Science* 309, 1844-1846.

ANEXO I: RECONSTRUCCIÓN DEL OLEAJE [\(anterior\)](#)

i.1 MÉTODOS Y DATOS

i.1.a. Reconstrucción RI

Con el fin de completar el período de RI (5 de noviembre de 2018 a 5 de abril de 2019), se realiza un análisis espectral del oleaje para obtener el espectro de frecuencias (o escalar) a partir de los datos de la presión medidos con el ADCP ubicado frente al edificio Pacífica, al sur de la playa de Ensenada (Nota: en este período no es posible calcular espectros direccionales debido a que no existen datos de las velocidades orbitales porque el instrumento se volteó, pero el sensor de presión continuó midiendo). Para poder así, calcular los parámetros integrales H_s y T_p . El espectro se estima utilizando la transformada rápida de Fourier. Esto es que el registro del oleaje en tiempo puede descomponerse en la suma de una serie de múltiples armónicos usando el método conocido como análisis de Fourier o análisis espectral ([Fig. i.1.a.1](#)).

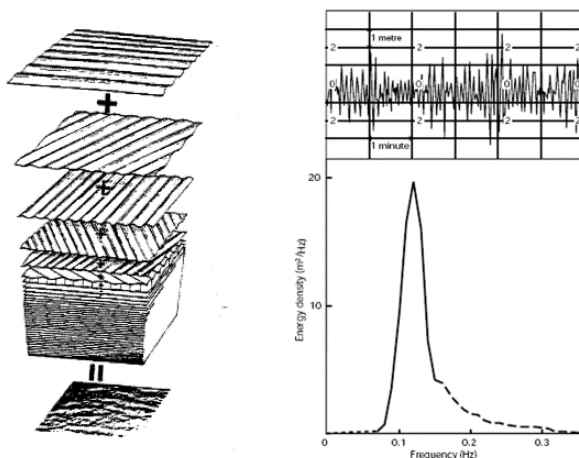


Fig. i.1.a.1 Representación espectral del oleaje. Una serie de tiempo de la elevación de la superficie del océano (gráfica superior derecha) puede representarse por la suma de componentes armónicos (ilustración izquierda). El objetivo final es el de obtener un espectro de frecuencias (gráfica inferior derecha) a partir del cual, se obtendrán los parámetros integrales del oleaje (H_s y T_p). Tomado de [Holthuijsen, 2007](#).

En la [figura i.1.a.2](#) se incluyen los diferentes modelos de espectros que se estiman a lo largo de la metodología. En primer lugar, tras aplicar la transformada rápida de Fourier a los datos de la presión, se obtiene el espectro de amplitud (panel a). A partir de éste, el espectro de varianza (panel b), el cuál luego se divide entre el ancho de banda para obtener el espectro de densidad de varianza discreto (panel c). Por último, aplicando la función de transferencia al espectro de presión del panel c, se obtiene el espectro de elevación (espectro de las olas).

El espectro de frecuencia da información de la energía del oleaje contenida en un estado de mar por bandas de frecuencia.

Los parámetros integrales del oleaje se calculan a través de los momentos de orden n del espectro obtenido como:

$$m_n = \int f^n S(f) df \quad [i.1]$$

Donde f es la frecuencia y S el espectro de frecuencia. A partir del momento de orden cero, m_0 , se conocerá la altura significativa, H_s (ec. [i.2]).

$$H_{m0} = 4\sqrt{m_0} \quad [i.2]$$

Para el periodo pico, T_p se aplica la función de Brodtkorb et al. (2000) (ec. [i.3]) para calcular el periodo asociado al pico espectral de forma suavizada.

$$Tp = \frac{\int S(f)^4 df}{\int f S(f)^4 df} \quad [i.3]$$

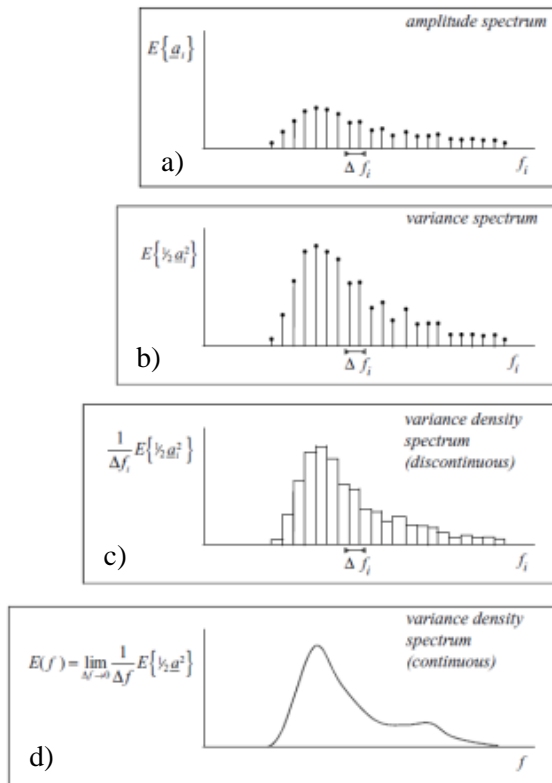


Fig. i.1.a.2 Muestra de los modelos de espectros que se obtienen a lo largo del proceso del análisis espectral; a) Espectro de amplitud obtenido tras aplicar la Transformada Rápida de Fourier, b) Espectro de Varianza, c) Espectro de Densidad de Varianza Discreto y d) Espectro de Densidad de Varianza Continuo. Tomado de Holthuijsen, 2007.

i.1.b. Reconstrucción RII

En este segundo periodo sin datos (RII) no es posible aplicar un análisis espectral debido a una disminución en la resolución de las mediciones causada por la pérdida de batería del sensor. Por tanto, se aplica un ajuste de regresión lineal mediante el método de mínimos cuadrados (MMC) al período en el que se cuentan con mediciones simultáneas en el AWAC de Playa Hermosa y con los datos proporcionados por otros dos sensores diferentes: un segundo AWAC 1MHz ADCP instalado en Punta Morro y un tercero en la Barra del Estero. Con el MMC se determina la función continua que mejor se aproxima a las mediciones. La idea del método es minimizar la suma de los cuadrados de las diferencias (ϵ) entre los puntos generados por la función elegida (\hat{y}_i) y los pertenecientes al conjunto de datos (y_i) (ec. [i.4]).

$$SEC = \sum_{i=1}^n \epsilon_i^2 = \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2 \quad [i.4]$$

El método es bueno para el caso de tener más ecuaciones que incógnitas y sólo puede aplicarse a sistemas lineales. Una de las formas más útiles de aplicar es a través de espacios vectoriales. A continuación, dado un conjunto de datos:

Tabla i.1.b.1 Ejemplo de un conjunto de datos como apoyo a la explicación sobre la aplicación del modelo (MMC).

x1	x2	x3	xn
y1	y2	y3	yn

Es posible crear un conjunto matricial Y, X y B, en el que la matriz X sea del mismo tamaño del orden de la función continua que se desee ajustar.

$$Y = \begin{bmatrix} y_1 \\ y_2 \\ \vdots \\ y_n \end{bmatrix} \quad X = \begin{bmatrix} 1 & x_{11} & x_{12} & \dots & x_{1k} \\ 1 & x_{21} & x_{22} & \dots & x_{2k} \\ 1 & \vdots & \vdots & & \vdots \\ 1 & x_{n1} & x_{n2} & \dots & x_{nk} \end{bmatrix} \quad B = \begin{bmatrix} b_0 \\ b_1 \\ \vdots \\ b_n \end{bmatrix}$$

Por tanto, el sistema lineal definido para los valores de y estimados mediante el MMC, resultaría;

$$\hat{y}_1 = b_0 + b_1 x_{11} + b_2 x_{12} + \dots + \epsilon_1$$

$$\hat{y}_2 = b_0 + b_1 x_{21} + b_2 x_{22} + \dots + \epsilon_2$$

$$\vdots \quad \quad \quad \vdots \quad \quad \quad \vdots$$

$$\hat{y}_n = b_0 + b_1 x_{n1} + b_2 x_{n2} + \dots + \epsilon_n$$

O bien

$$Y = XB \quad [i.5]$$

Si los puntos no son colineales, entonces $Y - XB = 0$. Por lo que el problema será encontrar un vector B que minimice la norma euclidiana.

Luego, puede expresarse:

$$XB \cdot (Y - XB) = 0 \quad [i.6]$$

$$XB^T (Y - XB) = 0 \quad [i.7]$$

$$X^T B^T (Y - XB) = 0 \quad [i.8]$$

$$X^T Y - X^T X B = 0 \quad [i.9]$$

$$B = (X^T X)^{-1} X^T Y \quad [i.10]$$

Tras la aplicación del método, se realiza un análisis de coeficiente de correlación (r^2) (ec. [i.11]) para determinar la bondad del ajuste.

$$r^2 = \frac{\sum(\hat{y}_i - \bar{y})^2}{\sum(y_i - \bar{y})^2} \quad [i.11]$$

El ajuste mejora al aumentar el orden de la función objetivo, pero hay uno a partir del cual éste resulta óptimo, lo que indica que es innecesario utilizar órdenes mayores, pues resultaría en un modelo de múltiples curvas alejado de la realidad. En este caso, como tras varios análisis no se observaron mejorías con el aumento en el número de coeficientes, se decidió trabajar con una ecuación de primer orden. Para la reconstrucción de la H_s se utilizaron datos del sensor de la playa de Ensenada y datos de un segundo sensor ubicado en la playa denominada Punta Morro. Y para el T_p se aplicó la función `robustfit` de Matlab a los datos recogidos con el sensor de la playa de Ensenada y los de otra playa conocida como Barra del Estero. El motivo por el cual en este caso se utilizó `robustfit` es debido a que dicha función es capaz de quitar peso a los valores con diferencias extremas, proporcionando así mejores resultados.

i.1.c. Reconstrucción RIII Y RIV

El periodo de tiempo entre noviembre 2012 a octubre 2013 (RIII) carece de datos de T_p , por lo que en este caso se decidió restaurar la serie de tiempo con datos procedentes del modelo SWAN. Y, por último, para los periodos de noviembre 2018 a abril 2019 y julio 2019 a septiembre 2019 (RIV) de los datos correspondientes a la dirección de incidencia del oleaje, se aplicó nuevamente un análisis de regresión lineal. Para ello se utilizaron los datos procedentes de los sensores de las playas de Ensenada y Barra del Estero. Esta última playa es considerada para el análisis por encontrarse muy próxima a la de Ensenada y presentar, por tanto, unas condiciones hidrodinámicas similares.

i.2 RESULTADOS

Tal y como se mencionó en el apartado de metodología, los periodos noviembre 2012 a octubre 2013, noviembre 2018 a abril 2019 y julio 2019 a septiembre 2019 carecen de mediciones debido a contratiempos técnicos. Por tanto, se reconstruyó el registro aplicando diferentes métodos en función de la naturaleza de los datos. Las variables extraídas de las mediciones y que resultan de interés para estudiar las condiciones hidrodinámicas en los eventos de tormenta son: la altura significativa (H_s), el periodo pico (T_p) y la dirección (Dir).

i.2.a. Reconstrucción RI

En la reconstrucción del periodo denominado RI (noviembre 2018 a abril 2019; considerado como temporada de invierno) se aplica el análisis espectral definido en la metodología y con éste se obtienen los parámetros integrales H_s y T_p . La [figura i.2.a.1](#) muestra en color anaranjado la serie de tiempo dada por el análisis y en color negro la original, la medida con el AWAC ubicado frente al edificio Pacífica. Para el T_p se aplicó la corrección definida por [Brodtkorb et al. \(2000\)](#) con el objetivo de conseguir un registro más suavizado, pues el extraído directamente del pico frecuencial del espectro presentaba unos picos inusuales e incoherentes con el resto de la serie de tiempo. En general, en la figura se aprecian valores altos en ambas variables, coincidiendo con lo esperado, pues se trata de una temporada energética. En este invierno la H_s sobrepasa los 4 m de altura y el T_p los 20 s, coincidiendo, mayoritariamente, con los valores correspondientes al resto de inviernos y ofreciendo así, un resultado óptimo para este objetivo.

i.2.b. Reconstrucción RII

Para el periodo comprendido entre julio 2019 y septiembre 2019 (RII), considerado como temporada de verano, se aplicó un análisis de regresión lineal a partir del MMC de primer orden definido en la metodología. En este caso, para determinar la ecuación de la recta se utilizan como variables independientes la H_s y el T_p proporcionados por los sensores de Punta Morro y Barra del Estero. El de Punta Morro, se emplea, junto con el AWAC del Pacífica, para estimar la H_s , mientras que el de la Barra del Estero, se hace para obtener el T_p . Esto es así por el ruido que muestra el registro resultante del T_p a partir de los datos de Punta Morro. Tal y como se muestra en la [figura i.2.b.1](#), los datos de la H_s de Punta Morro presentan una muy buena correlación con los del Pacífica, con un $r^2 = 0.93$. Al igual, se obtiene una bondad de ajuste alta con el análisis aplicado a los datos de la Barra del Estero y del Pacífica para estimar el T_p . En este caso el r^2 es de 0.89, como se observa en la [figura i.2.b.2](#).

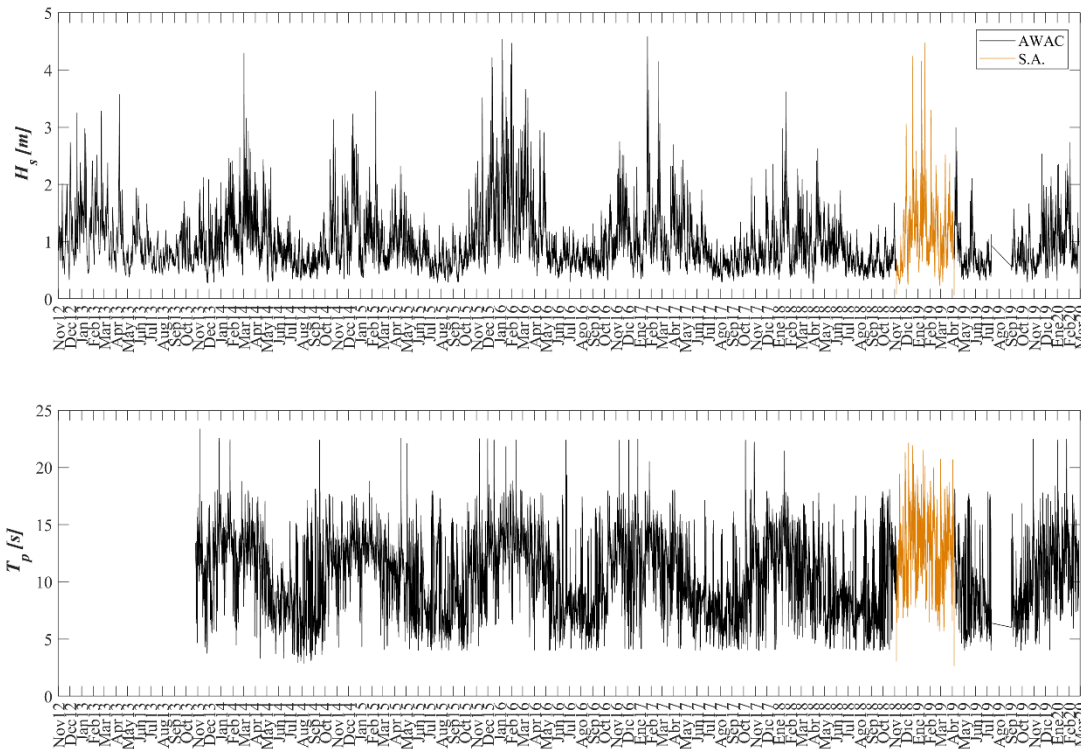


Fig. i.2.b.1 En negro los datos crudos del sensor de presión AWAC ubicado en la zona sur de la playa de Ensenada, frente al Pacífico. En color anaranjado los datos obtenidos a partir del análisis espectral (S.A. por sus siglas en inglés).

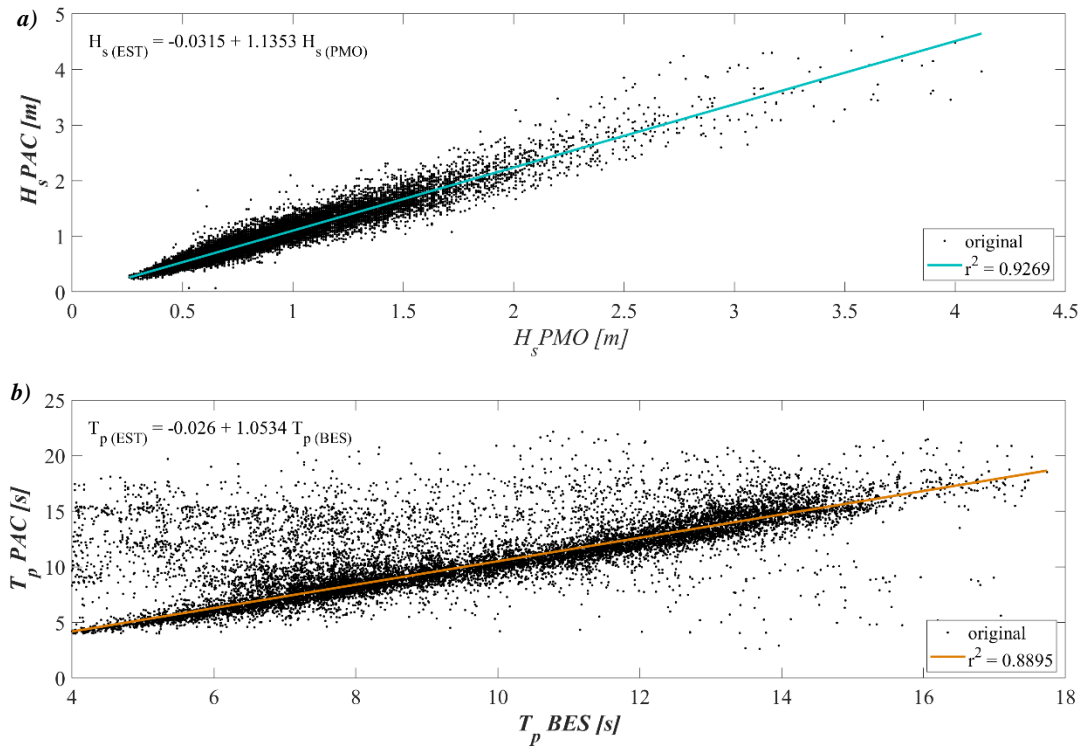


Fig. i.2.b.2 Resultado del análisis de regresión lineal aplicado a los datos de la H_s y el T_p . a) Representación de la H_s de Punta Morro frente a la H_s de Pacífica. En la gráfica se muestra la bondad del ajuste (r^2) y la ecuación de la recta. b) Representación gráfica de los datos del T_p de la Barra del Estero y Pacífica.

Finalmente, las series de tiempo resultantes de H_s y T_p se integran en el registro original de datos y, como se observa en la figura i.2.b.3 y como se esperaba, los valores máximos de la H_s son próximos a 1 m y los del T_p se encuentran predominantemente entre los valores de 5 a 10 s. Es decir, presentan un comportamiento típico de las condiciones hidrodinámicas del verano.

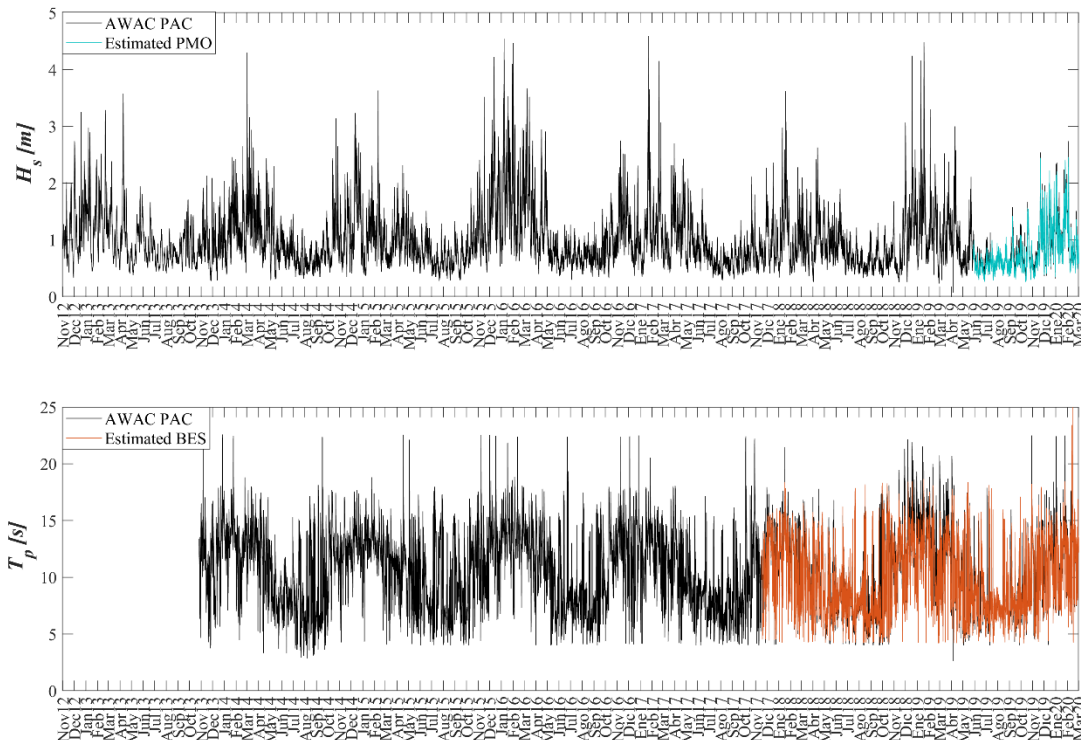


Fig. i.2.b.3 Datos crudos de las series de tiempo de H_s y T_p y, sobre ellos; de color cian los estimados de la H_s a partir de los datos de Punta Morro; de color anaranjado los del T_p obtenidos a partir de la serie de tiempo de la Barra del Estero.

i.2.c. Reconstrucción RIII y RIV

El periodo de noviembre 2012 a octubre 2013 (RIII) se completa a partir de datos procedentes del modelo SWAN, mientras que los correspondientes al RIV (noviembre2018-abril2019 y julio2019-septiembre2019) se hacen mediante un ajuste lineal con los datos de la Dir de la Barra del Estero. En la figura i.2.c.1.a se muestra la serie de tiempo original (AWAC Pacífica) junto con la del AWAC de la Barra del Estero y la estimada a partir de éstas. Por otro lado, en la figura i.2.c.1.b se representa gráficamente el análisis aplicado para la obtención de los nuevos valores y, por último, en la figura i.2.c.1.c se sobrepone la nueva serie resultante.

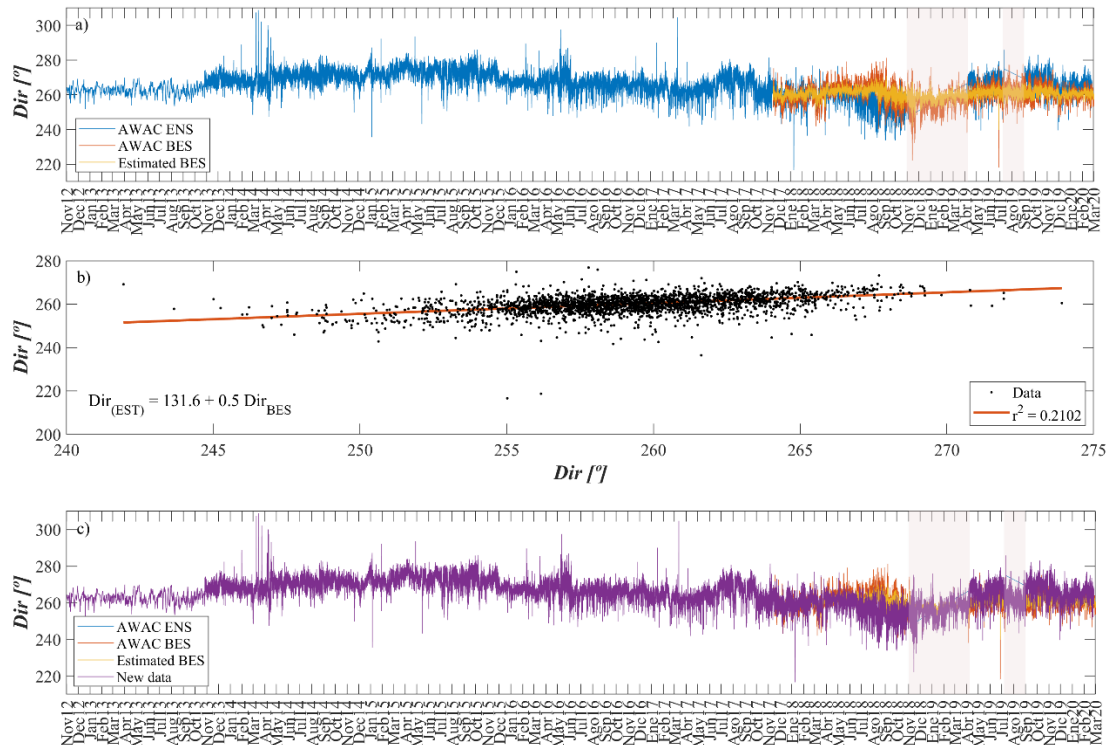


Fig. i.2.c.1 a) Serie de tiempo de la dirección: en color cian la correspondiente al AWAC del Pacífica; en anaranjado la de la Barra del Estero; y en amarillo la estimada a partir de los datos del Pacífica y la Barra del Estero. El sombreado de tono rosáceo indica el periodo de tiempo a reconstruir. b) Representación gráfica del análisis de regresión lineal. c) Superposición de la serie de tiempo completa tras la reconstrucción del registro de datos.

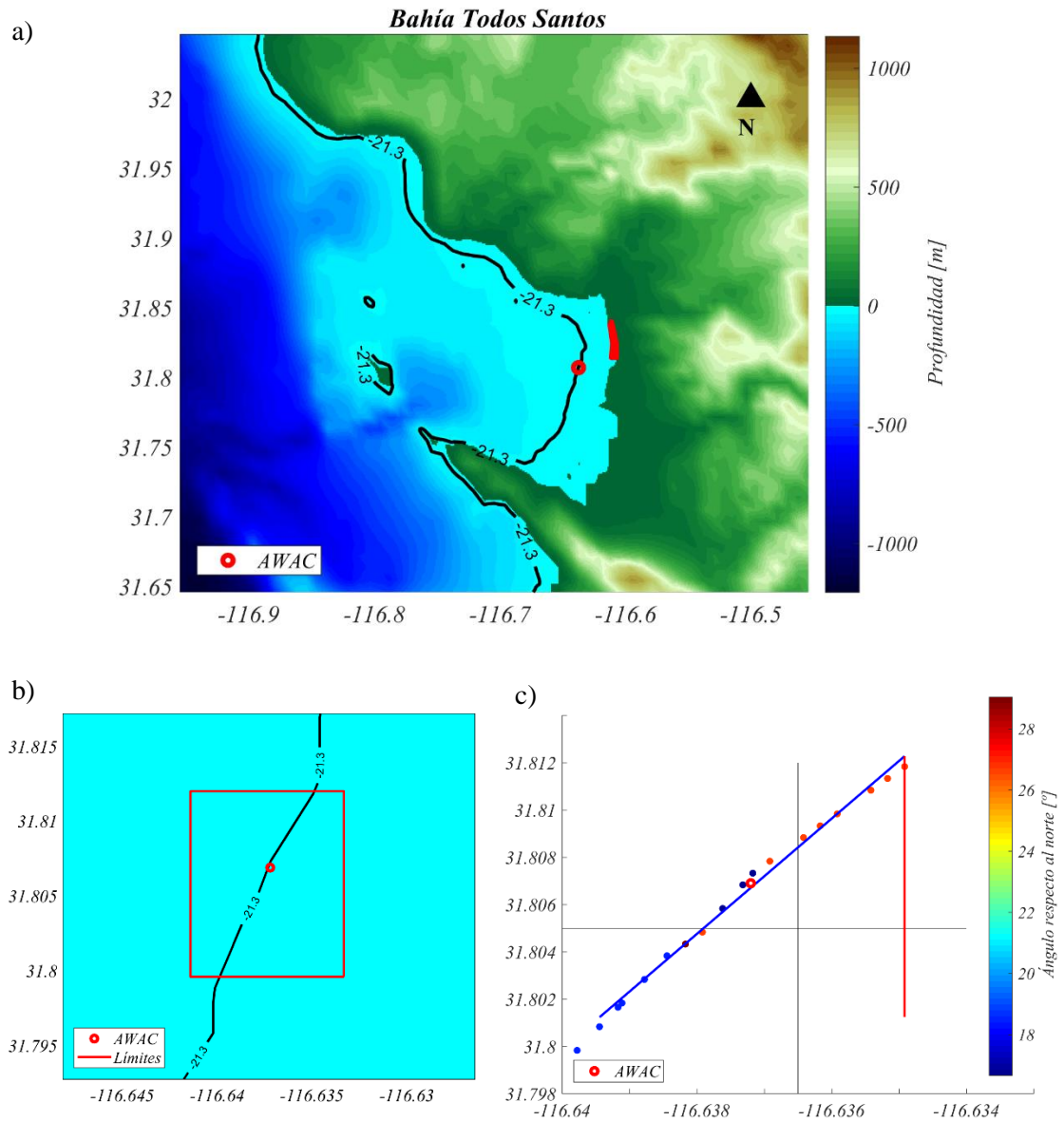
ANEXO II: ORIENTACIÓN DE LA ISÓBATA SOBRE LA QUE SE ANCLA EL AWAC [\(anterior\)](#)

ii.1 MÉTODO Y RESULTADOS

El sensor de presión con el que se obtienen los datos de oleaje está ubicado en una isóbata que no está alineada con el norte, lo que conlleva a que los resultados correspondientes al flujo de energía longitudinal puedan mostrar un sentido equivocado si no se especifica bien la orientación de ésta. Por lo tanto, antes de obtener las componentes del flujo de energía del oleaje, se estima el ángulo que tiene respecto al norte (dirección de propagación de la energía) y la orientación de la mencionada isóbata. La [figura ii.1.1.a](#) muestra la posición del AWAC dentro de la bahía de Todos Santos, frente al edificio Pacífica de la playa de Ensenada y en la [ii.1.1.b](#) se aumenta la escala para definir con mayor precisión los límites que contienen el tramo de la isóbata de interés. Por último, la [figura ii.1.1.c](#) presenta a su vez dos métodos utilizados para conocer el ángulo requerido. Por un lado, en el primer método se ha dividido el tramo de la isóbata en líneas rectas para luego asignarles una orientación y finalmente, conocer el ángulo promedio. Por otro lado, en el segundo método se definen tanto la recta que pasa por la línea de puntos, que sería la hipotenusa, como el cateto opuesto para calcular el ángulo matemático, el cual se corrige para conocer el ángulo oceanográfico. La [Tabla ii.1.1](#) refleja los resultados obtenidos mediante los dos métodos definidos. Finalmente, una vez conocida la orientación de la isóbata respecto al norte, se aplica el análisis del cálculo del flujo de energía.

[Tabla ii.1.1](#) Ángulos obtenidos a partir de los dos métodos aplicados a la isóbata en la que se encuentra el AWAC. El resultado final se recoge en el ángulo promedio, obtenido a partir de los dos ángulos oceanográficos.

	Ángulo matemático [°]	Ángulo oceanográfico [°]	Ángulo promedio [°]
Método 1	22.33	67.66	67.68
Método 2	22.29	67.70	



ANEXO III: IDENTIFICACIÓN DE TORMENTAS [\(anterior\)](#)

Las siguientes figuras muestran de forma más detalla la identificación de las tormentas para cada temporada de invierno, desde noviembre de 2012 hasta mayo de 2019.

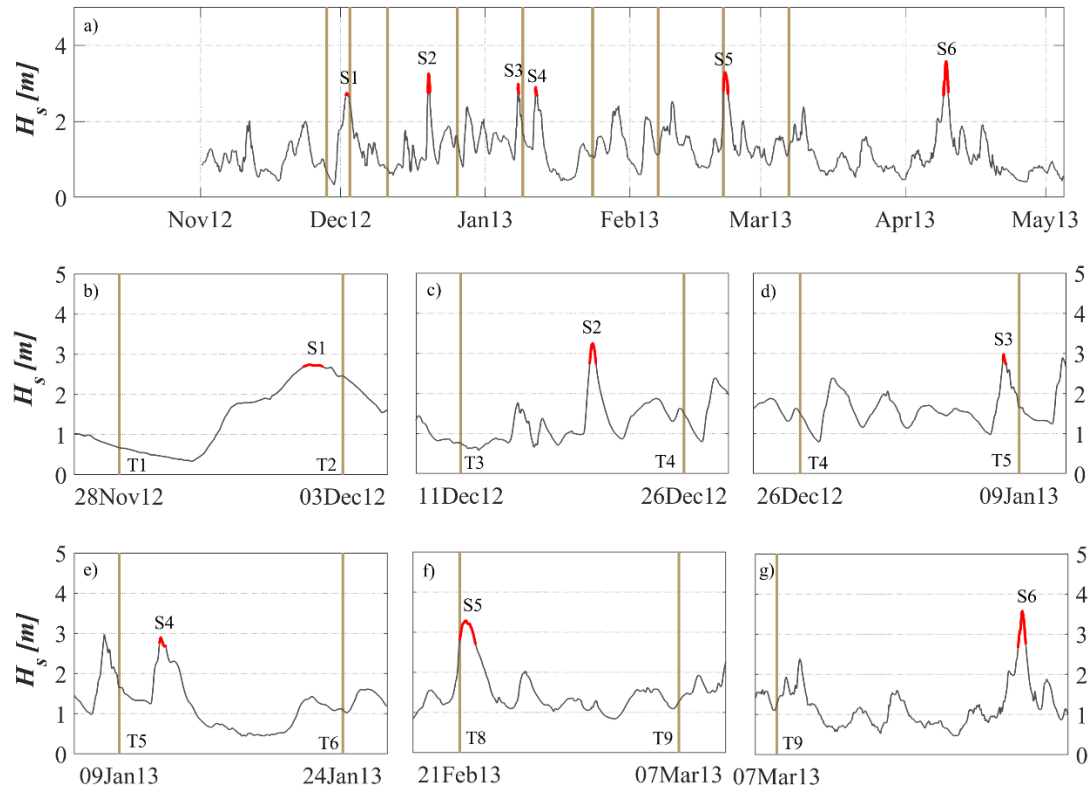


Fig. iii.1 Tormentas identificadas en la temporada noviembre2012-mayo2013. El color rojo representa las tormentas y las barras verdes las campañas de topografía.

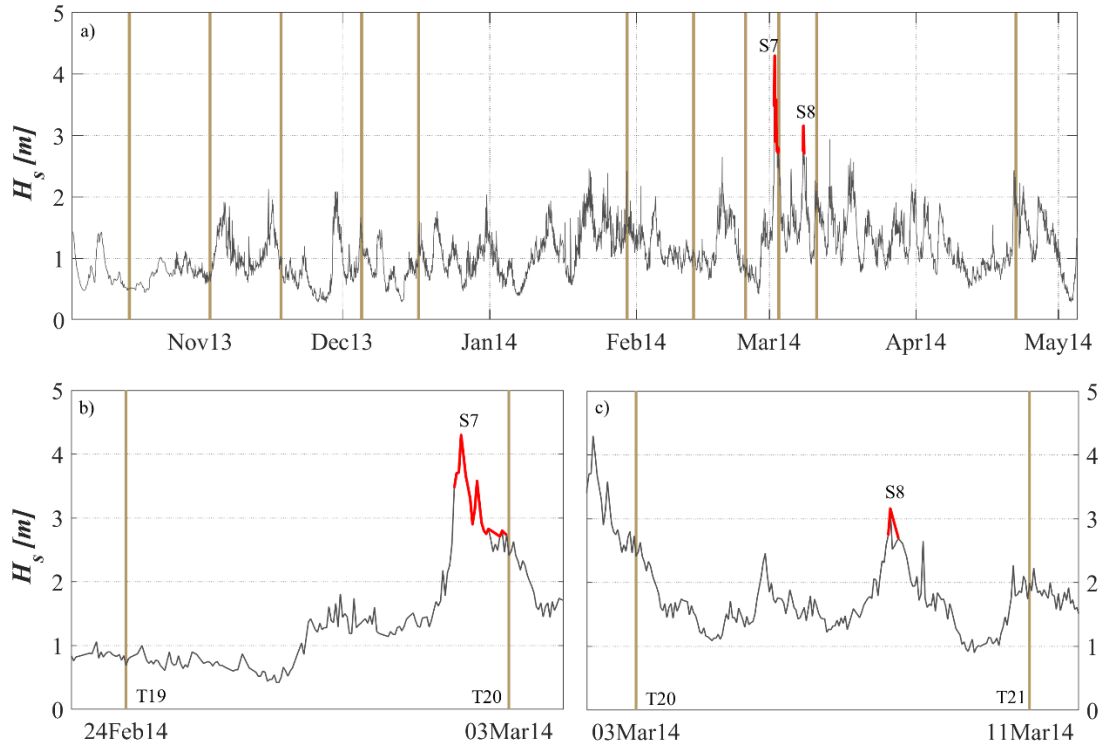


Fig. iii.2 Tormentas identificadas en la temporada noviembre 2013-mayo 2014. El color rojo representa las tormentas y las barras verdes las campañas de topografía.

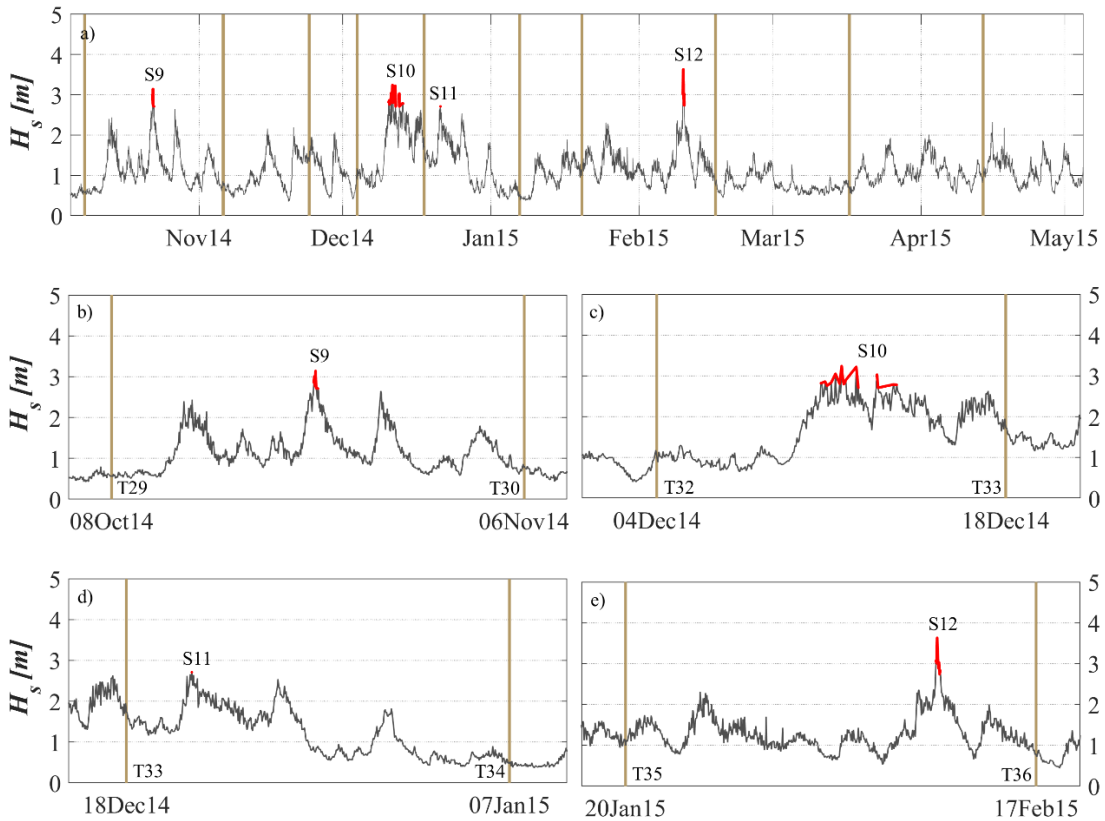


Fig. iii.3 Tormentas identificadas en la temporada noviembre 2014-mayo 2015. El color rojo representa las tormentas y las barras verdes las campañas de topografía.

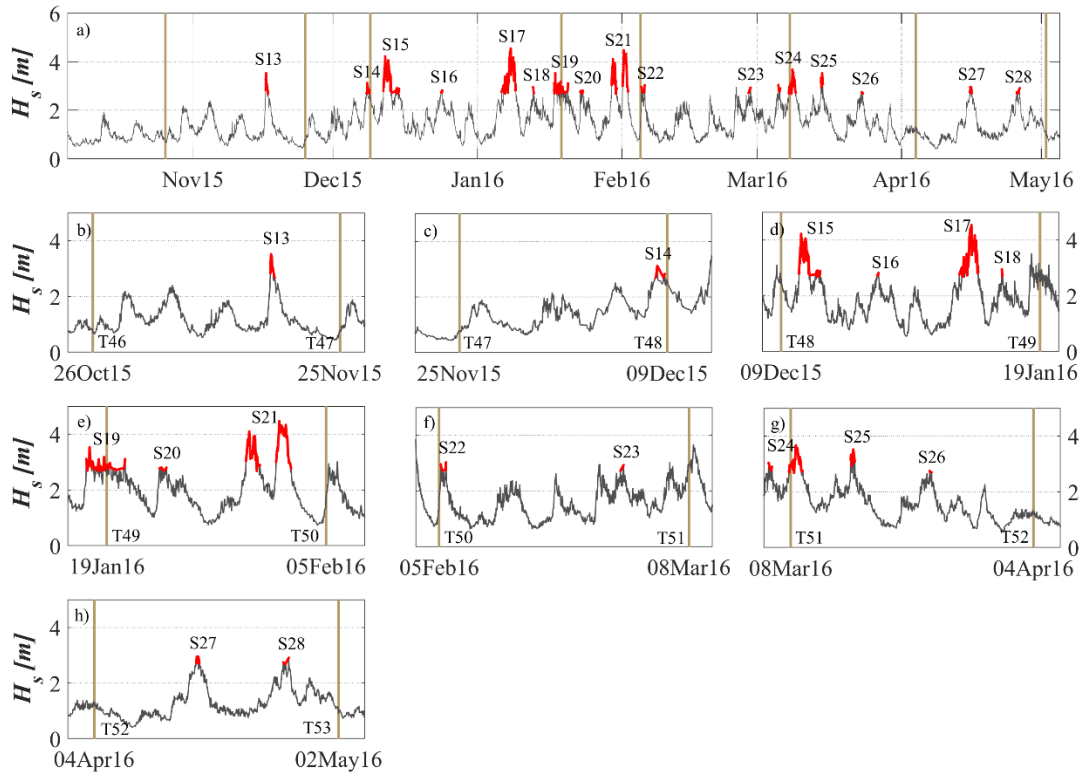


Fig. iii.4 Tormentas identificadas en la temporada noviembre 2015-mayo 2016. El color rojo representa las tormentas y las barras verdes las campañas de topografía.

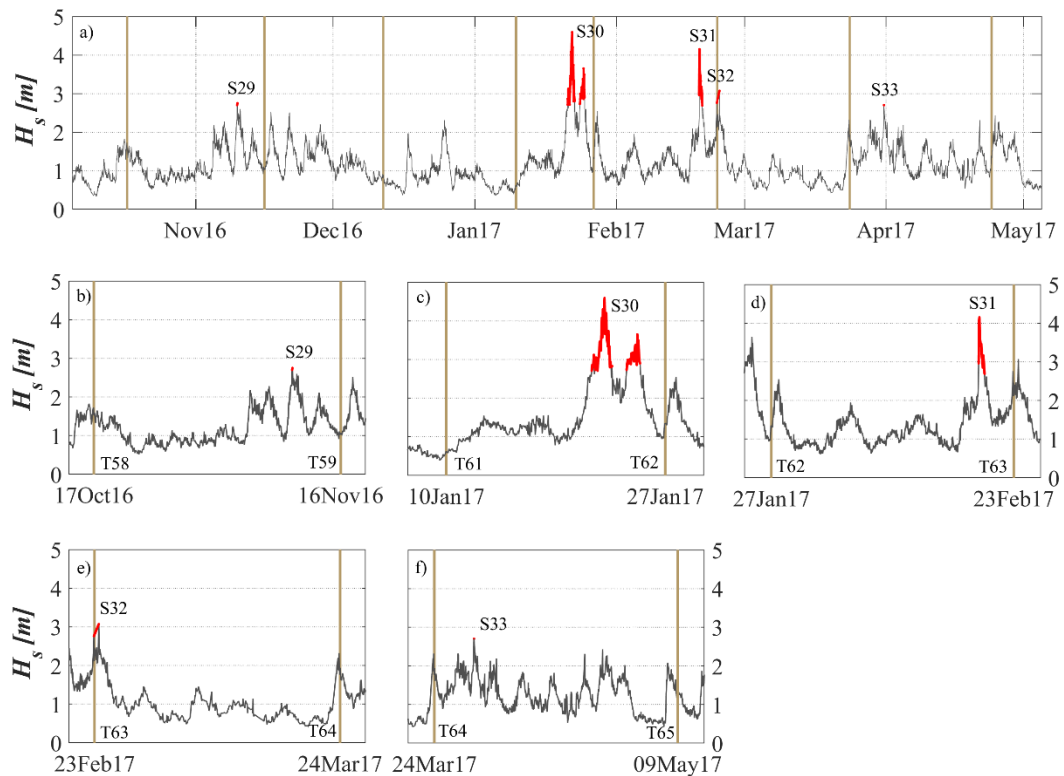


Fig. iii.5 Tormentas identificadas en la temporada noviembre 2016-mayo 2017. El color rojo representa las tormentas y las barras verdes las campañas de topografía.

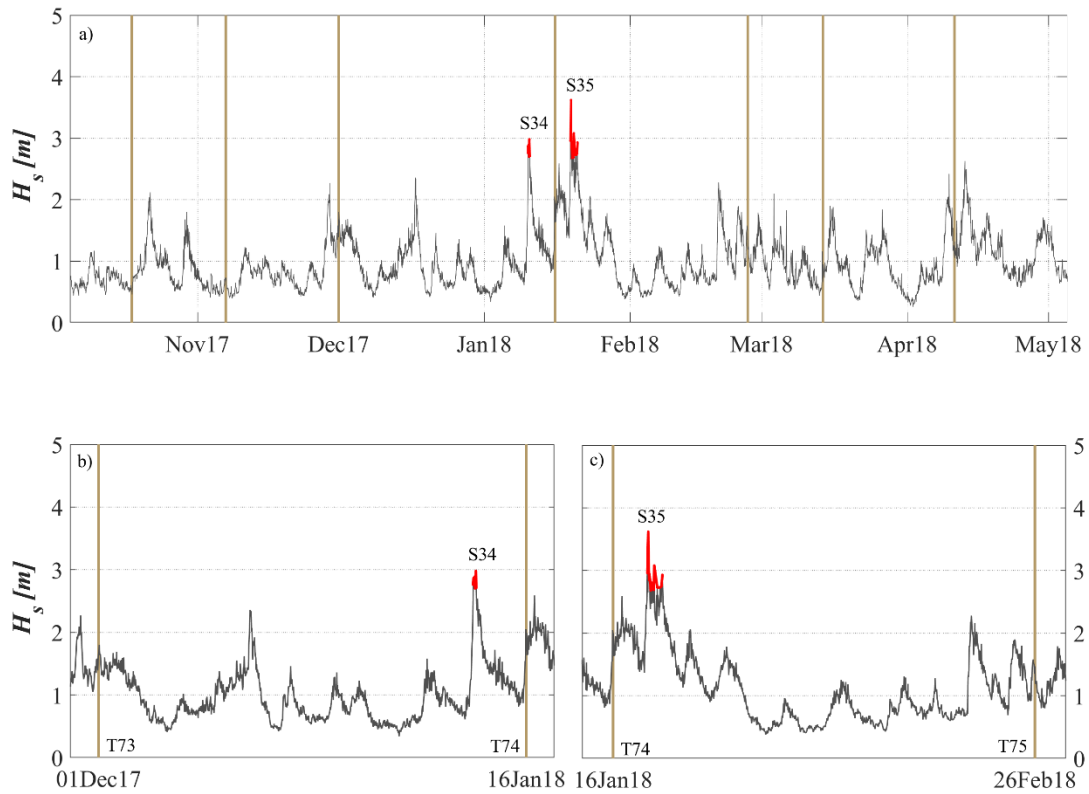


Fig. iii.6 Tormentas identificadas en la temporada noviembre 2017-mayo 2018. El color rojo representa las tormentas y las barras verdes las campañas de topografía.

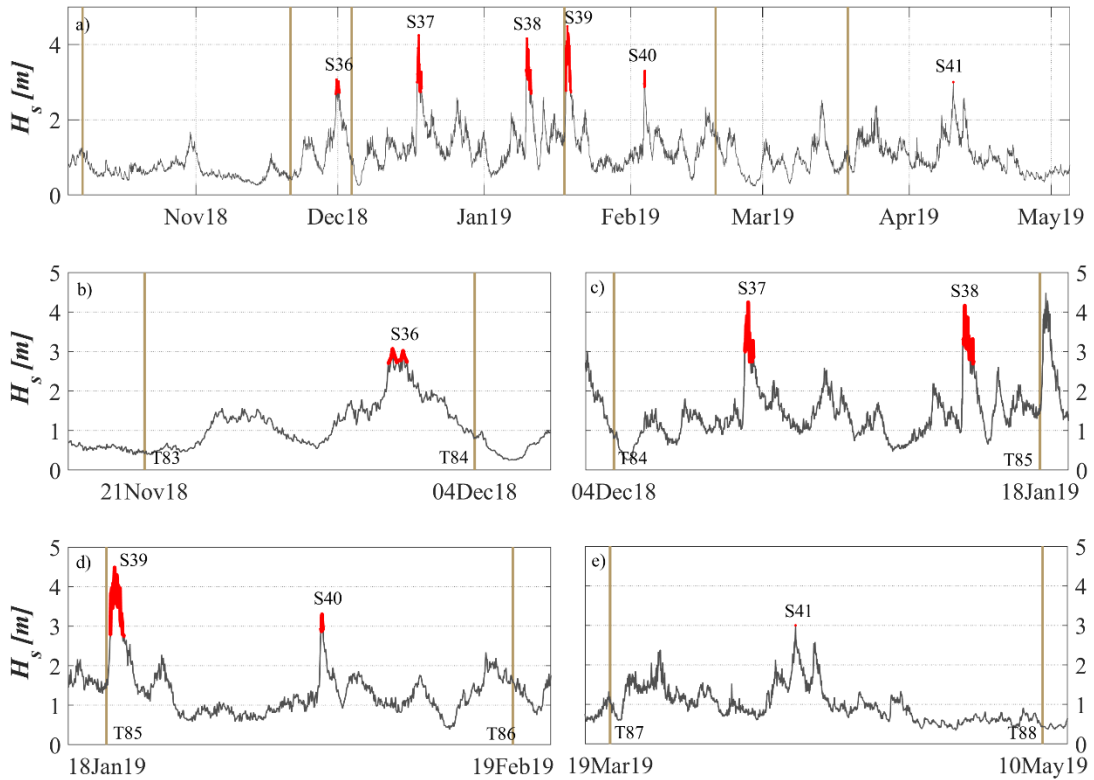


Fig. iii.7 Tormentas identificadas en la temporada noviembre 2018-mayo 2019. El color rojo representa las tormentas y las barras verdes las campañas de topografía.

Por último, la figura 8 muestra los cambios en la elevación del total de la playa (inter- y supra-mareal) inducidos por las 24 tormentas aisladas. Se observa una disminución de la erosión en cada temporada, y en algunos casos incluso se da la acreción al final del invierno. La tormenta S13 destaca por ser la que mayor cantidad de volumen erosiónó.

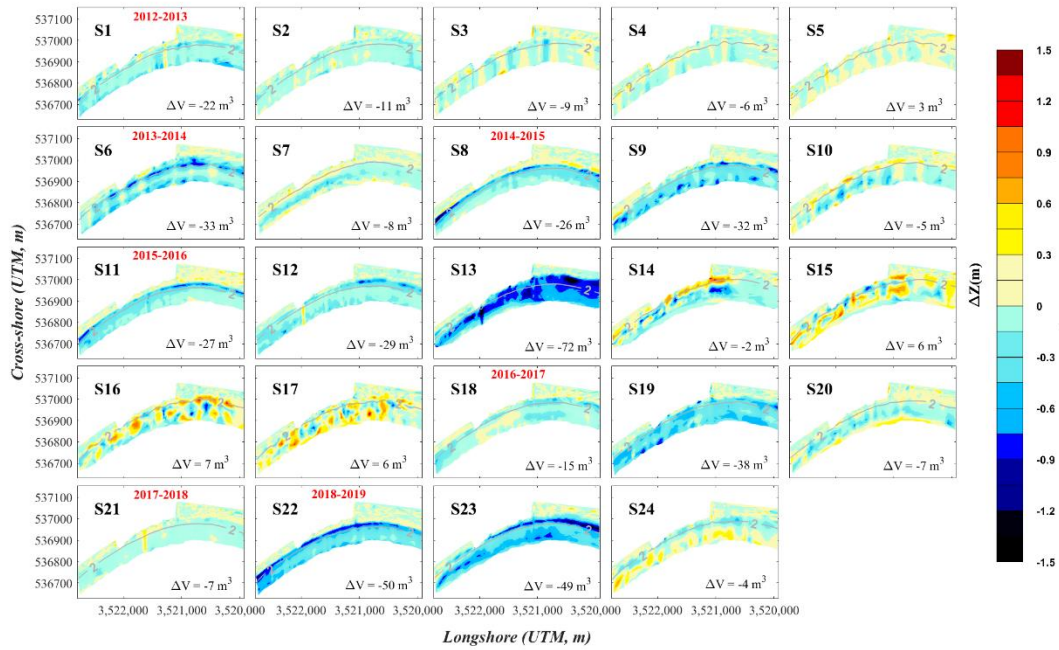


Fig. iii.8 Cambios en la elevación inducidos por las 24 tormentas aisladas en la zona subaérea de la playa, con la cantidad de volumen perdido/ganado en la esquina inferior derecha de cada imagen y los períodos anuales marcados en las primeras tormentas de cada temporada.