

**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA**

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS

**DOCTORADO EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA**



Estudio del runup a lo largo de una playa intermedia con una morfología compleja mediante observaciones de video con drones y modelación numérica.

T E S I S

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

PRESENTA

**ASHLEY DAVID GRACIA BARRERA**

Ensenada, Baja California, México

Mayo 2025

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

Estudio del runup a lo largo de una playa intermedia con una morfología compleja mediante observaciones de video con drones y modelación numérica.

T E S I S

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

DOCTOR EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

PRESENTA:

ASHLEY DAVID GRACIA BARRERA

Aprobada por:



Dra. Amaia Ruiz de Alegría Arzaburu  
Codirectora de tesis



Dr. Giovanni Coco  
Codirector de tesis



Dra. Cecilia Elizabeth Enríquez Ortiz  
Sinodal



Dr. Victor Froylan Camacho Ibar  
Sinodal



[Braulio Juárez Araiza \(Jun 4, 2025 19:53 PDT\)](#)

Dr. Braulio Juarez Araiza  
Sinodal

# Índice

<b>Resumen</b> .....	5
<b>1 Introducción</b> .....	7
<b>2 Metodología y zona de estudio</b> .....	13
2.1 Zona de estudio .....	13
<b>2.2 Mediciones</b> .....	14
2.2.1 Hidrodinámicas .....	14
2.2.2 Morfológicas .....	15
2.2.3 Video monitoreo y fotogrametría .....	16
<b>2.3 Modelación del runup con XBeach</b> .....	19
<b>3 Variabilidad del runup a lo largo de la costa entre estados de playa contrastantes: Aportes desde la observación en campo</b> .....	22
<b>Resumen</b> .....	22
<b>3.1.- Introducción</b> .....	24
<b>3.2.- Zona de estudio</b> .....	26
<b>3.3.- Métodos</b> .....	28
3.3.1.- Mediciones de campo .....	28
3.3.2.- <i>Análisis de datos</i> .....	31
<b>3.4.- Resultados</b> .....	35
3.4.1. <i>Características hidrodinámicas</i> .....	35
3.4.2. <i>Variabilidad morfológica</i> .....	36
3.4.3. <i>Series de tiempo de runup y análisis espectral</i> .....	39
3.4.4. <i>Variabilidad a lo largo de la costa del runup, setup y swash</i> .....	44
3.4.5. <i>Desempeño de las parametrizaciones empíricas</i> .....	47
<b>4.5. Discusión</b> .....	50
4.5.1. <i>Limitaciones metodológicas</i> .....	51
4.5.2. <i>Variación del runup a lo largo de la costa</i> .....	54
<b>4.6 Conclusiones</b> .....	57
<b>4 Modelación del runup a lo largo de una playa intermedia bajo distintas condiciones morfológicas e hidrodinámicas</b> .....	62
<b>4.1.- Introducción</b> .....	62
<b>4.2.- Metodología</b> .....	64
4.2.1.- <i>Zona de estudio</i> .....	64
4.2.2.- <i>Mediciones de campo</i> .....	66

4.2.3.- <i>Modelación numérica</i> .....	68
4.2.4.- <i>Análisis de datos</i> .....	71
<b>4.3.- Resultados</b> .....	71
4.3.1.- <i>Validación modelo</i> .....	71
4.3.2. <i>Variabilidad del runup a lo largo de la playa</i> .....	77
<b>4.4.- Discusiones</b> .....	85
<b>4.5.- Conclusiones</b> .....	89
<b>5. Conclusiones</b> .....	92

## Resumen

El *runup* (máxima elevación del agua sobre la playa) es un parámetro clave para evaluar riesgos costeros como la erosión de dunas, el retroceso de acantilados y la inundación de playas. Esta tesis estudia la variabilidad a lo largo de la costa del *runup* en una playa intermedia bajo diferentes condiciones morfodinámicas, analizando la interacción entre la transformación del oleaje y la morfología de la playa. El trabajo combina observaciones de campo y modelado numérico para evaluar las contribuciones del *setup* (elevación media del nivel del agua por el oleaje) y el *swash* (oscilaciones con respecto al nivel medio) en sus bandas de frecuencia incidente ( $<0.5$  Hz) e infragravedad ( $>0.05$  Hz) en la dinámica del *runup*.

Las mediciones de campo se realizaron en Playa La Misión (Baja California), una playa expuesta al oleaje de *swell* del Pacífico, utilizando videomonitorio con drones y mediciones topográficas, batimétricas e hidrodinámicas. La playa presentó transiciones desde un perfil homogéneo, típico de verano, hacia estados más complejos con barras, canales y terrazas intermareales. Los resultados muestran que la variabilidad del *runup* está fuertemente influenciada por la heterogeneidad morfológica a lo largo de la playa, siendo el *swash* (especialmente las ondas infragravitatorias) el principal contribuyente. El *setup* presentó menor variabilidad espacial, pero influyó en la circulación cercana a la costa, mientras que el *swash* incidente se correlacionó con la pendiente de la playa y fue modulado por el rompimiento en las barras. Por su parte, el *swash* infragravitatorio no mostró dependencia directa con la pendiente, pero sí con la morfología predominante de la playa. Aun así, varió significativamente en todos los casos, lo que indica un importante factor estocástico.

Para profundizar en los procesos de transformación del oleaje, se realizaron simulaciones numéricas bidimensionales con el modelo XBeach en modelo no hidrostático, validadas con datos de campo. Los resultados confirman las observaciones y ponen en evidencia las limitaciones de las parametrizaciones empíricas del *runup* basadas únicamente en la pendiente. Se destaca la necesidad de enfoques específicos que consideren la morfología compleja, especialmente en playas intermedias con variabilidad longitudinal.

Este trabajo aporta al entendimiento de la dinámica del *runup* en ambientes morfológicamente complejos y demuestra la importancia de integrar observaciones con modelado numérico para una mejor evaluación de riesgos costeros. Las innovaciones metodológicas, como el uso de drones y el análisis de errores, proporcionan un marco aplicable en estudios futuros.

**Palabras clave:** *runup*, *swash*, *setup*, ondas infragravitatorias, morfología de playa, XBeach, videomonitorio con drones, procesos costeros.

## **Abstract**

Wave runup—the maximum vertical extent of wave uprush on a beach—is a critical parameter for assessing coastal hazards such as dune erosion, cliff retreat, and beach inundation. This thesis investigates the alongshore variability of runup on an intermediate beach under varying morphodynamic conditions, focusing on the interplay between wave transformation and beach morphology. The study combines field observations and numerical modeling to analyze the contributions of setup (the wave-induced mean water level elevation) and swash (oscillations around the mean), with the latter separated into incident ( $<0.5$  Hz) and infragravity ( $>0.05$  Hz) frequency bands, to runup dynamics.

Field measurements were conducted at La Misión Beach, a swell-dominated site on the Pacific coast of Baja California, using drone-based video monitoring alongside with topographic and hydrodynamic surveys. The beach transitioned from a homogeneous summer profile to a more complex morphodynamic state featuring bars, channels, and intertidal terraces. Results indicate that runup variability is strongly influenced by alongshore morphological heterogeneity, with swash—particularly infragravity waves—being the dominant contributor. Setup exhibited minor alongshore variations but played a key role in nearshore circulation, while incident swash correlated with beachface slope and was modulated by bar-induced wave breaking. Infragravity swash did not show a direct dependence on slope but rather on the predominant beach morphology. Nevertheless, it varied significantly in all cases, suggesting a strong stochastic component. To further examine wave transformation processes, two-dimensional numerical simulations were performed using the non-hydrostatic XBeach model, validated against field data. The simulations confirmed field observations and highlighted the limitations of empirical runup parameterizations that rely solely on simplified, slope-based predictors. This study underscores the need for site-specific approaches that incorporate detailed morphological information, particularly on intermediate beaches with pronounced alongshore variability.

This work advances the understanding of runup dynamics in morphologically complex environments, emphasizing the importance of integrating field observations with numerical modeling for accurate coastal hazard assessments. The methodological innovations—such as drone-based monitoring and rigorous error analysis—provide a robust framework for future studies in similar coastal settings.

**Keywords:** wave runup, swash, setup, infragravity waves, beach morphology, XBeach, drone monitoring, coastal processes.

# 1 Introducción

Al visitar una playa, uno de los fenómenos que más llama la atención es el oleaje rompiendo y el agua avanzando por la playa, hasta alcanzar muchas veces al observador. Luego el agua desciende por la pendiente, arrastrando sedimentos y cualquier otro elemento suelto, hasta encontrarse con la siguiente ola. Al ascenso y descenso de la ola sobre la cara de la playa se le denomina *swash*, y se cree que la palabra proviene de una onomatopeya del embate de las olas en la arena. A esta zona de la playa expuesta al vaivén del oleaje se denomina zona de *swash*, y su equivalente morfológico es la cara de la playa, definida como la parte que va desde la berma hasta el nivel de marea baja (Masselink & Puleo, 2006). Esta zona constituye la frontera entre el océano y continente, siendo altamente dinámica y de gran importancia en el transporte de sedimento (Puleo *et al.*, 2000).

A la elevación máxima puntual del nivel del agua sobre la playa se le denomina *runup*. La estimación del *runup* máximo es ampliamente utilizada para determinar niveles de erosión en dunas y cantiles, así como para evaluar el riesgo de inundación en playas y para la planeación de obras costeras (Holman & Sallenger, 1985; Ruggiero *et al.*, 1997; Sallenger, 2000; Masselink & Van Heteren, 2014). El *runup* se compone de dos procesos principales: el *setup* y el *swash*. El *setup* es la sobrelevación del nivel del mar con respecto al nivel del mar en calma, causada por la rotura del oleaje. Esta genera un gradiente del tensor de radiación perpendicular a la costa (Longuet-Higgins & Stewart, 1964), y puede observarse como una elevación promedio de la línea de costa durante un periodo de tiempo determinado, respecto al nivel de la marea. Por otro lado, el *swash* corresponde a la oscilación instantánea del nivel de agua sobre la línea de costa respecto al valor del *setup* (Figura 1.1) (Guza & Thornton, 1982). El *swash* se estudia comúnmente dividiéndolo en dos bandas de frecuencia: la banda corta o incidente (0.05-0.5 Hz), y la banda larga o de infragravedad (0.003-0.05 Hz) (Gomes da Silva *et al.*, 2018). La energía de la banda incidente está asociada al oleaje local y al *swell* que llega a la orilla, la mayoría de las veces rompiendo antes (Hughes, Baldock & Aagaard, 2017). Las ondas infragravitatorias, en cambio, se forman a partir de interacciones no lineales entre ondas cortas, la envolvente del oleaje y la variabilidad en el punto de rotura del oleaje (Bertin *et al.*, 2018). La distribución de la energía entre ambas bandas está modulada por la energía del oleaje costa afuera,

y su interacción con la morfología del perfil sumergido y la cara de la playa (Gomes da Silva *et al.*, 2018).

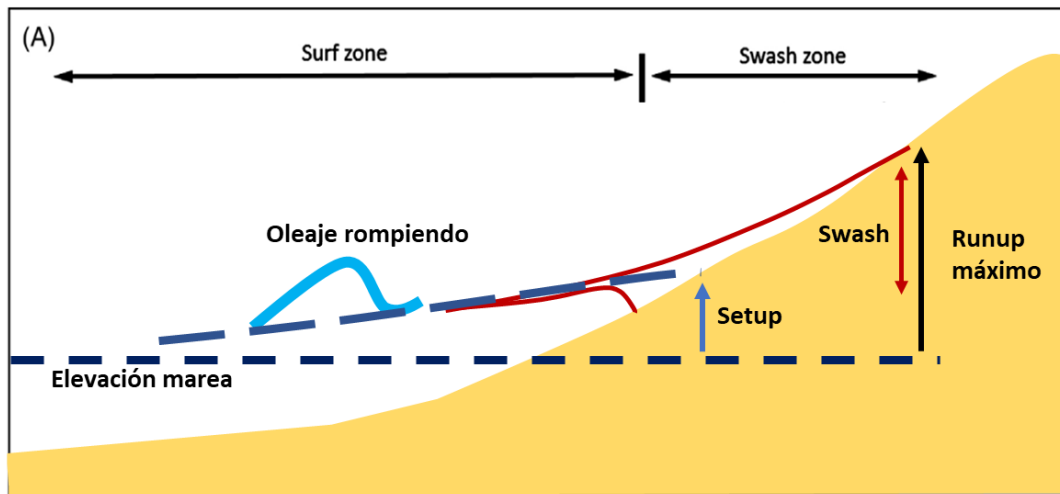


Figura 1.1 Esquematización de la zona de swash y zona de rompiente donde se muestran el setup como una sobrelevación con respecto al nivel de agua en calma, y el runup como la elevación máxima alcanzada por el swash. (Jackson and Short, 2020)

Se han realizado importantes esfuerzos para describir y predecir el *runup* en playas (para una revisión detallada, véase Gomes da Silva *et al.*, 2020). Sin embargo, existen pocos trabajos que analizan su variabilidad espacial a lo largo de la playa, particularmente bajo condiciones morfológicas tridimensionales variables, como ocurre en la presencia de barras y canales transversales asociados a corrientes de retorno. Holman & Sallenger (1985), mediante mediciones de seis perfiles en Duck, Carolina del Norte, observaron una variabilidad del *runup* del 17% a lo largo de la costa y del *setup* de hasta el 26%, atribuyéndola a la posible formación de ondas de borde. Por su parte, Holman & Bowen (1984) analizaron la formación de ondas infragravitatorias a lo largo de una playa rectilínea con salientes rocosas y una barra aparentemente longitudinalmente uniforme. A partir de observaciones del *runup*, identificaron variaciones en la amplitud de las ondas a lo largo de la costa, que atribuyeron a la formación de una onda de borde estacionaria producto de la reflexión en la barra sumergida, así como a la presencia de una corriente de retorno. Bryan & Coco (2010) estudiaron la interacción del *runup* y la formación de cúspides en la playa, observando interacciones no lineales entre eventos sucesivos de *swash* influenciados por la morfología. Por su parte, Senechal, *et al.* (2018) evaluaron el *runup* en una playa con barras submareales rítmicas y una línea de costa curva, identificando una gran variabilidad espacial que no es explicada ni por el perfil de la

cara de la playa ni por la energía del oleaje costa afuera, lo que denota la importancia de la batimetría compleja en la propagación del oleaje hacia la costa.

Las mediciones del *runup* más ampliamente utilizadas provienen de observaciones de video, mediante las cuales se generan *timestacks*, imágenes construidas a partir de un arreglo de píxeles muestreados a lo largo de un perfil perpendicular a la playa durante un periodo determinado. En estas imágenes es posible observar la excursión del oleaje sobre la playa, y mediante su digitalización se pueden calcular diversos parámetros que describen el comportamiento de las olas sobre la cara de playa. Estas mediciones suelen obtenerse de estaciones fijas de video monitoreo, las cuales tienen la gran ventaja de permitir observaciones continuas bajo diferentes condiciones hidrodinámicas y morfológicas. Sin embargo, no siempre es factible instalar este tipo de estaciones, debido a que requieren un espacio alto donde colocar las cámaras, así como infraestructura para operar las cámaras y resguardar y transmitir la información generada. Una alternativa prometedora, que ha surgido por el rápido desarrollo tecnológico, es el uso de drones para obtener observaciones de video. El dron puede emular la función de una torre de video monitoreo, con la ventaja de permitir mediciones en playas remotas o de difícil acceso, ampliando así las posibilidades de estudiar procesos como el *runup* en distintos sitios.

Por otra parte, se han desarrollado modelos numéricos que permiten entender y predecir con mayor precisión la dinámica del *swash*, dada su importancia en procesos de inundación y erosión de playas. Roelvink *et al.* (2009), desarrollaron el modelo XBeach, demostrando su capacidad para resolver bidimensionalmente la envolvente del oleaje y forzar ondas infragravitarias. De esta manera, el modelo logra una estimación precisa del *runup*, y al estar acoplado con ecuaciones que representan las corrientes generadas, el transporte de sedimentos y los cambios morfológicos, es capaz de simular procesos como la erosión de la duna y la apertura de bocas lagunares. Stockdon *et al.* (2014) compararon parametrizaciones propuestas por Stockdon *et al.* (2006) con simulaciones realizadas con XBeach, encontrando una buena correlación entre ambas aproximaciones y datos de campo. Sin embargo, se observó que las simulaciones numéricas tienden a subestimar la contribución de las ondas cortas, mientras que las parametrizaciones empíricas fallan en predecir el *runup* bajo condiciones de tormenta. En estos escenarios extremos, el modelo numérico mostró un mejor desempeño, ya que la energía infragravitatoria tiene un papel más relevante.

Más recientemente, se ha desarrollado una versión no hidrostática de XBeach que permite la modelación de olas individuales, lo que mejora la representación de la energía incidente. Esta

capacidad es especialmente relevante en playas con pendientes pronunciadas, como las playas de grava (McCall *et al.*, 2014), pero también puede serlo en playas intermedias, donde la presencia de canales puede generar zonas de pendientes más abruptas. de Beer *et al.* (2021) compararon ambas versiones de Xbeach: la versión *surfbeat* que resuelve la envolvente del oleaje, y la versión no hidrostática, que resuelve cada ola individualmente. Al analizar cómo cada versión representa el *swash*, encontraron que la versión no hidrostática ofrece una mejor resolución tanto de la banda incidente como de la infragravitatoria. Esta mejora es evidente a lo largo de un rango de playas, desde disipativas—donde la diferencia respecto a la versión *surfbeat* fue del 17%—hasta playas reflectivas —con diferencias de hasta el 57%—, lo que resalta la relevancia de incluir los procesos no lineales asociados a la interacción entre ondas cortas.

Este trabajo tiene como objetivo general analizar la variabilidad del *runup* a lo largo de una playa intermedia que presenta distintos grados de homogeneidad en su configuración morfológica longitudinal, para contribuir a la comprensión de los procesos de transformación del oleaje resultantes de su interacción con la morfología de la playa.

Como primer objetivo específico, se planteó realizar una serie de observaciones de campo del *runup* mediante video monitoreo en la playa La Misión, una playa expuesta al oleaje tipo *swell* ubicada en la costa del Pacífico de Baja California. Las observaciones se llevaron a cabo bajo condiciones de oleaje similares, pero en distintas configuraciones morfológicas: desde una conformación más homogénea, característica del verano, hasta estados más disipativos, en los que predominan las barras, canales y terrazas intermareales con gran variabilidad espacial. Para ello, se implementaron técnicas novedosas de procesamiento de imágenes obtenidas con drones, en combinación con mediciones morfológicas e hidrodinámicas, con la finalidad de generar datos confiables y, al mismo tiempo, aprovechar la versatilidad que ofrecen los drones para recabar datos en sitios donde no es sencillo establecer estaciones fijas de video monitoreo. Los datos obtenidos fueron analizados para cuantificar la contribución de las distintas componentes del *runup*, en función de la morfología observada en la playa. Estos resultados se contrastaron con distintas parametrizaciones que consideran aspectos simplificados de la morfología de la playa, como la pendiente de la cara de la playa, con el fin de identificar los aspectos de la configuración de la playa que aportan en mayor medida a la variabilidad del *runup*. Los resultados mostraron que los distintos componentes del *runup* responden de manera distinta a la variabilidad espacial de la morfología de la playa.

Un mejor entendimiento de las diferencias en el *runup* a lo largo de la playa requiere analizar, de manera más controlada, la transformación del oleaje hasta su llegada a la línea de costa. Por eso, se estableció como segundo objetivo específico analizar la variabilidad del *runup* a lo largo de una playa intermedia bajo condiciones de baja y alta variabilidad morfológica, utilizando el modelo numérico XBeach no hidrostático. Para alcanzar este objetivo, se realizaron simulaciones numéricas bidimensionales usando distintas batimetrías y condiciones de oleaje, con el fin de observar cómo varía el *runup* a lo largo de playa en cada escenario. Los resultados obtenidos de las simulaciones fueron validados mediante la comparación con los datos recolectados en la playa La Misión.

La estructura de esta tesis se organiza de la siguiente manera. El Primer Capítulo incluye una introducción que presenta las motivaciones que dan origen a este trabajo, así como los objetivos generales y específicos de la investigación. El Segundo Capítulo incluye una descripción del área de estudio y presenta la metodología general implementada, que será después detallada en cada capítulo de resultados. El Tercer Capítulo aborda el primer objetivo específico, analizando la variabilidad del *runup* en una playa intermedia a partir de observaciones de video con dron bajo distintas configuraciones morfológicas. El Cuarto Capítulo presenta el segundo objetivo específico, evaluando la variabilidad del *runup* a lo largo de la playa, mediante simulaciones con el modelo XBeach no hidrostático y su validación con datos de campo. El Quinto Capítulo resume los principales hallazgos de la tesis, destacando las implicaciones de los resultados obtenidos y posibles líneas de investigación futura.

## **Bibliografía**

- Bryan, K. R., & Coco, G. (2010). Observations of nonlinear runup patterns on plane and rhythmic beach morphology. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *115*(9), 1–16.  
<https://doi.org/10.1029/2009JC005721>
- de Beer, A. F., McCall, R. T., Long, J. W., Tissier, M. F. S., & Reniers, A. J. H. M. (2021). Simulating wave runup on an intermediate–reflective beach using a wave-resolving and a wave-averaged version of XBeach. *Coastal Engineering*, *163*(June 2020), 103788.  
<https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2020.103788>
- Gomes da Silva, P., Coco, G., Garnier, R., & Klein, A. H. F. (2020). On the prediction of runup, setup and swash on beaches. *Earth-Science Reviews*, *204*(February), 103148.  
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103148>
- Gomes da Silva, P., Medina, R., González, M., & Garnier, R. (2019). Wave reflection and saturation on natural beaches: The role of the morphodynamic beach state in incident swash. *Coastal Engineering*, *153*(August 2018). <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2019.103540>

- Guza, R. T., & Thornton, E. B. (1982). *Swash Oscillations on a Natural Beach*. 87(1), 483–491.
- Holman, R. A., & Sallenger, A. H. (1985). Setup and Swash on a Natural Beach. *Journal of Geophysical Research*, 90(C1), 945–953. <https://doi.org/10.1029/JC090iC01p00945>
- Jackson, D. W. T., & Short, A. D. (2020). *Sandy Beach Morphodynamics* (Vol. 1). Elsevier. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- Longuet-Higgins, M. S., & Stewart, R. W. (1964). Radiation stresses in water waves; a physical discussion, with applications. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 11(4), 529–562. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(64\)90001-4](https://doi.org/10.1016/0011-7471(64)90001-4)
- Masselink, G., & Puleo, J. A. (2006). Swash-zone morphodynamics. *Continental Shelf Research*, 26(5), 661–680. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2006.01.015>
- Masselink, G., & Van Heteren, S. (2014). Response of wave-dominated and mixed-energy barriers to storms. *Marine Geology*, 352(June), 321–347. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.11.004>
- McCall, R. T., Masselink, G., Poate, T. G., Roelvink, J. A., Almeida, L. P., Davidson, M., & Russell, P. E. (2014). Modelling storm hydrodynamics on gravel beaches with XBeach-G. *Coastal Engineering*, 91, 231–250. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2014.06.007>
- Puleo, J. A., Beach, R. A., Holman, R. A., & Allen, J. S. (2000). Swash zone sediment suspension and transport and the importance of bore-generated turbulence. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 105(C7), 17021–17044. <https://doi.org/10.1029/2000jc900024>
- Ruggiero, P., Komar, P. D., McDougal, W. G., & Beach, R. A. (1997). Extreme water levels, wave runup and coastal erosion. *Proceedings of the Coastal Engineering Conference*, 3, 2793–2805. <https://doi.org/10.1061/9780784402429.216>
- Sallenger, A. H. (2000). Storm Impact Scale for Barrier Islands. *Journal of Coastal Research*, 16(3), 890–895.
- Senechal, N., Coco, G., Plant, N., Bryan, K. R., Brown, J., & MacMahan, J. H. M. (2018). Field Observations of Alongshore Runup Variability Under Dissipative Conditions in the Presence of a Shoreline Sandwave. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(9), 6800–6817. <https://doi.org/10.1029/2018JC014109>
- Stockdon, H. F., Holman, R. A., Howd, P. A., & Sallenger, A. H. (2006). Empirical parameterization of setup, swash, and runup. *Coastal Engineering*, 53(7), 573–588. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2005.12.005>
- Stockdon, H. F., Thompson, D. M., Plant, N. G., & Long, J. W. (2014). Evaluation of wave runup predictions from numerical and parametric models. *Coastal Engineering*, 92, 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2014.06.004>

## 2 Metodología y zona de estudio

### 2.1 Zona de estudio

La playa La Misión se localiza en la desembocadura del arroyo Guadalupe, donde se forma una estrecha laguna costera de aproximadamente 0.15 km<sup>2</sup>. Esta zona forma parte de la cuenca del Valle de Guadalupe, y administrativamente pertenece al municipio de Rosarito, aunque se encuentra justo en la frontera con el municipio de Ensenada.

La playa tiene una longitud aproximada de 2 km y está delimitada por dos salientes rocosas, siendo la del sur la más prominente. En el extremo sur se forma una boca que comunica la laguna con el mar, y que está principalmente cerrada y se abre intermitentemente durante algunos inviernos. La playa puede dividirse en dos secciones: la sección norte, confinada por un acantilado y casas al pie del acantilado; y la sección sur, limitada al este por la carretera federal de cuota Tijuana-Ensenada y un estacionamiento público. En la porción más al sur se encuentra un puente vehicular, que permite la conexión entre la playa y la laguna a través de la boca (Figura 2.1).

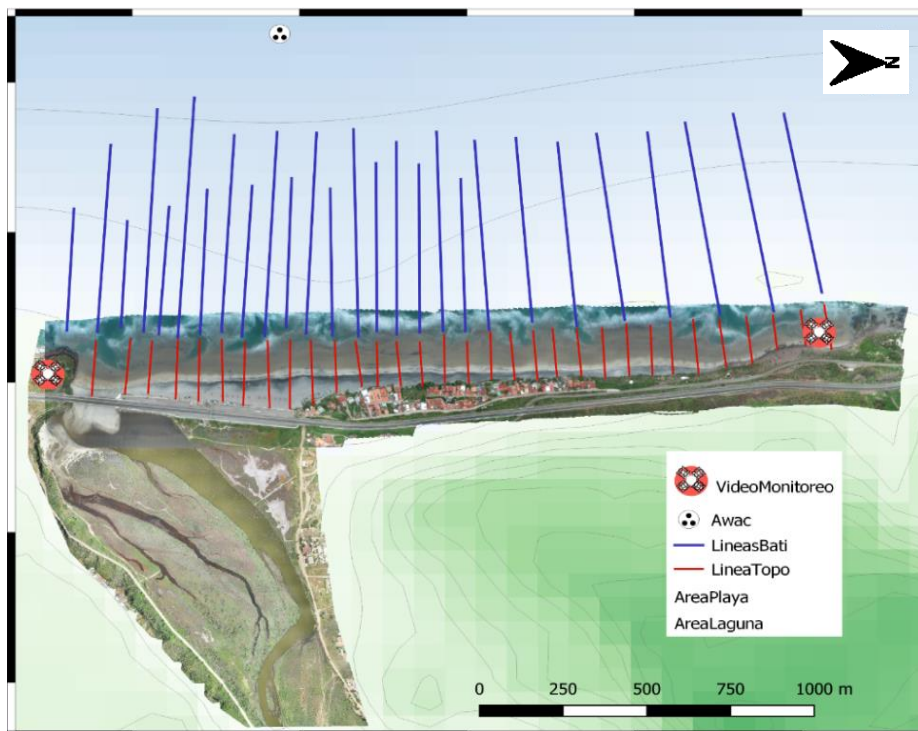


Figura 2.1 Vista aérea de la zona de estudio en La Misión, ilustrando los distintos instrumentos de monitoreo. Perfiles de las mediciones topo y batimétricas (líneas azules y rojas), ubicación del perfilador acústico Doppler (ADCP, marca AWAC) ubicada costa afuera. Y la localización de los dos puntos de video-monitoreo con dron, en los extremos norte y sur de la playa. Las imágenes aéreas muestran el área en la que se han generado orto mosaicos de la laguna y playa usando fotogrametría con dron.

El régimen de oleaje en la playa La Misión presenta una marcada variabilidad estacional, con diferencias significativas en altura, período y dirección entre invierno y verano. Durante el invierno (noviembre-abril), el oleaje es más energético, y presentan diferencias asociadas al ciclo ENSO (El Niño-Oscilación del Sur). En condiciones neutrales o La Niña, las olas presentan alturas promedio de 1.2 m y periodos de 11 s. En contraste, durante los inviernos El Niño, el oleaje es más energético y presenta alturas mayores, entre 1.5 y 1.8 m, con períodos de 12 s, y una dirección predominante del oeste (260–280°). En verano (mayo-octubre), las condiciones son típicamente de baja energía, con olas de aproximadamente 1 m de altura y 11 s de período, procedentes del suroeste (220–250°). A diferencia del invierno, en verano el oleaje presenta una mayor variabilidad direccional (SSW a WSW), resultado de la combinación de oleaje local y de *swell* (Ruiz de Alegría-Arzaburu et al., 2022).

La playa experimenta transiciones morfodinámicas estacionales, principalmente controladas por la energía del oleaje. Durante el invierno, las condiciones energéticas ( $>20 \text{ KWm}^{-1}$ ) generan estados disipativos, caracterizados por la erosión de la playa subaérea y formación de barras submareales profundas ( $>4 \text{ m}$  en eventos El Niño), adoptando una configuración de *longshore bar trough* (LBT). Los inviernos suaves (La Niña,  $<20 \text{ KWm}^{-1}$ ) producen barras más someras ( $<1.5 \text{ m}$ ), lo que favorece la transición más rápida hacia estados intermedios. La disminución de la energía del oleaje ( $<10 \text{ KWm}^{-1}$ ) en primavera y verano impulsa el transporte de sedimentos y la migración de la barra hacia la costa, favoreciendo la evolución hacia estados intermedios como *rhythmic bar beach* – RBB o *transverse bar rip* – TBR. Con el tiempo las barras pueden acoplarse a la cara de la playa, favoreciendo la formación de terrazas intermareales y la reconstrucción de la berma, lo que deriva en estados de playa más reflectivos. Sin embargo, esta evolución morfodinámica presenta variaciones a lo largo de la playa. El sector norte muestra una recuperación más rápida y completa, mientras que en el extremo sur los canales de retorno son más persistentes y de mayor tamaño, lo que repercute en la evolución de esa sección (Ruiz de Alegría-Arzaburu et al., 2022).

## 2.2 Mediciones

### 2.2.1 Hidrodinámicas

Se cuenta con mediciones de oleaje y presión recopiladas cada hora (muestreo a 2 Hz durante intervalos de 17 minutos) desde mayo de 2017, obtenidas mediante un perfilador acústico de corrientes por efecto Doppler (ADCP) de 1 MHz (modelo AWAC de Nortek). El instrumento fue fondeado sobre una pirámide de aluminio en la isóbata de 19.5 m, aproximadamente a 1 km mar adentro de la playa La Misión. A partir de estos registros, se calcularon parámetros integrales del oleaje para cada hora, incluyendo la altura significativa de ola ( $H_s$ ), el período pico ( $T_p$ ), la dirección

media de propagación (Dir) y la elevación del nivel de la mar asociada a la marea. Además, el ADCP proporcionó espectros direccionales de densidad de varianza ( $m^2Hz^{-1}deg^{-1}$ ), lo que permite un análisis detallado de la distribución espectral de la energía del oleaje y la identificación de distintos sistemas de olas. Estos datos se usaron para la descripción de la dinámica costera, la selección de escenarios a analizar y la validación del modelo numérico.

Adicionalmente, y de manera puntual, se llevó a cabo una campaña de mediciones intensivas en playa entre el 21 de septiembre y el 7 de octubre del 2021 con la idea de recabar mediciones puntuales de las corrientes en la columna de agua a lo largo de la playa. Para ello, se instalaron tres perfiladores acústicos (Aquadopp) a ~5 m de profundidad en tres localidades al norte, centro y sur de la playa. Estas mediciones permitieron validar las simulaciones numéricas cerca de la zona de rompientes. La fecha y profundidad se seleccionaron estratégicamente, ya que en septiembre las condiciones de oleaje son menos energéticas y la playa presenta un estado más reflectivo, con olas rompiendo más cerca de la costa. Según observaciones previas, durante este mes no se producen cambios morfológicos abruptos a 5 m de profundidad, lo que facilitó la instalación y recuperación segura de los instrumentos.

### 2.2.2 Morfológicas

Se cuenta con levantamientos topográficos y batimétricos mensuales realizados a lo largo de los 2 km de la playa desde el 2015. La topografía se midió con un GPS diferencial (Global Positioning System) recorriendo 32 perfiles perpendiculares a la playa separados cerca de 50 m entre sí. También se recolectaron muestras de sedimento de la zona de rompiente, cara de la playa y base de la duna cada cuatro meses en seis perfiles de la playa con la idea de caracterizar la variabilidad espacial del tamaño de grano a través y a lo largo de la playa. Cada muestreo batimétrico incluye la medición de 27 perfiles realizados con una ecosonda integrada en un ADCP e instalada en una moto acuática junto con un GPS diferencial para la geolocalización y corrección de las profundidades respecto a las variaciones del nivel del mar asociadas al oleaje y mareas. Para la región se cuenta con una batimetría generada por la NOAA de resolución espacial de 3 arco segundos (2.2) y una batimetría de GEBCO de resolución de 15 arco segundos.

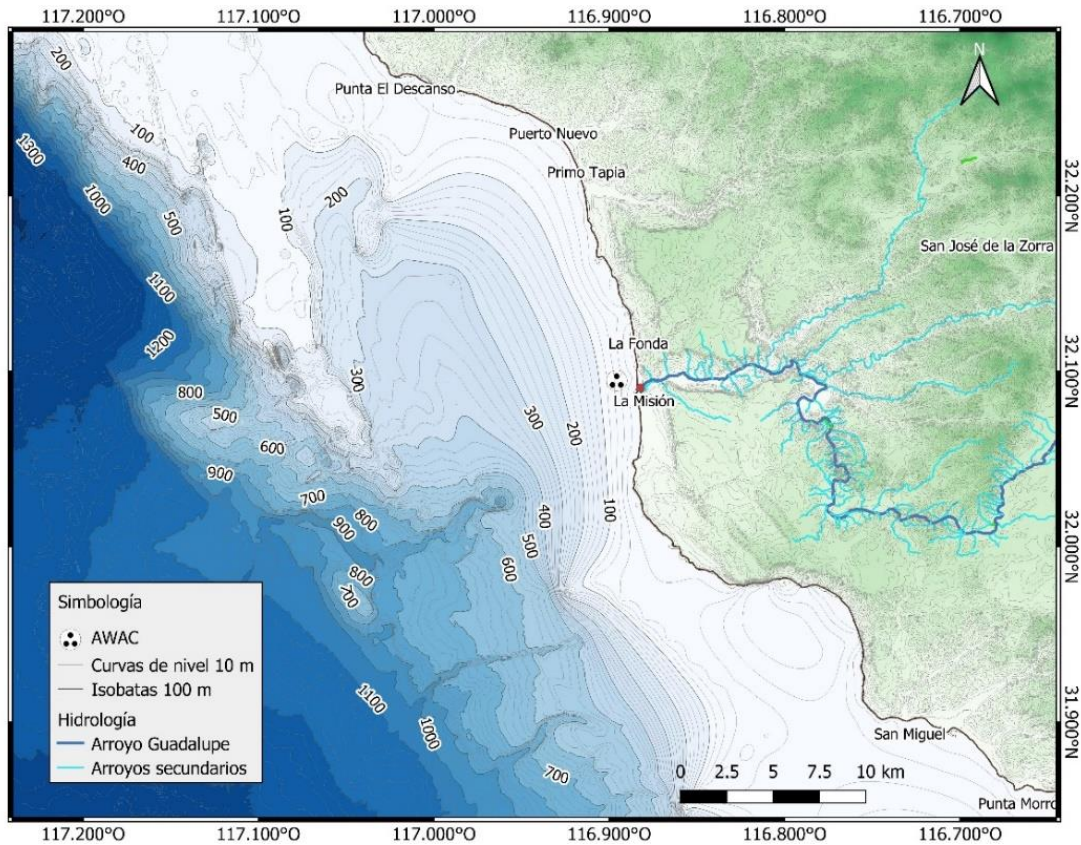


Figura 2.2 Batimetría y Topografía obtenida de la NOAA, se muestra además una parte del arroyo Guadalupe que desemboca en la Misión y su subcuenca y ríos tributarios, hasta la zona de Valle de Guadalupe.

### 2.2.3 Video monitoreo y fotogrametría

Se cuenta con mediciones aéreas de la zona de estudio realizadas con imágenes y videos de dron. Dichas mediciones permiten analizar la evolución periódica de la playa y la boca de la laguna, con una resolución temporal de entre una semana y quince días. Los videos se grabaron con drones comerciales (Phantom 4 y Phantom 4 pro) ubicados a una altura de 100 m desde el punto de despegue (~115-120 m sobre el nivel del mar). Los videos son capturados desde ambos extremos de la playa, con una duración aproximada de 15 min cada uno, limitada por la capacidad de las baterías.

Además, dichas mediciones permiten la generación de ortomosaicos y modelos digitales de elevación mediante técnicas de fotogrametría (*Structure From Motion*) (Figura ).

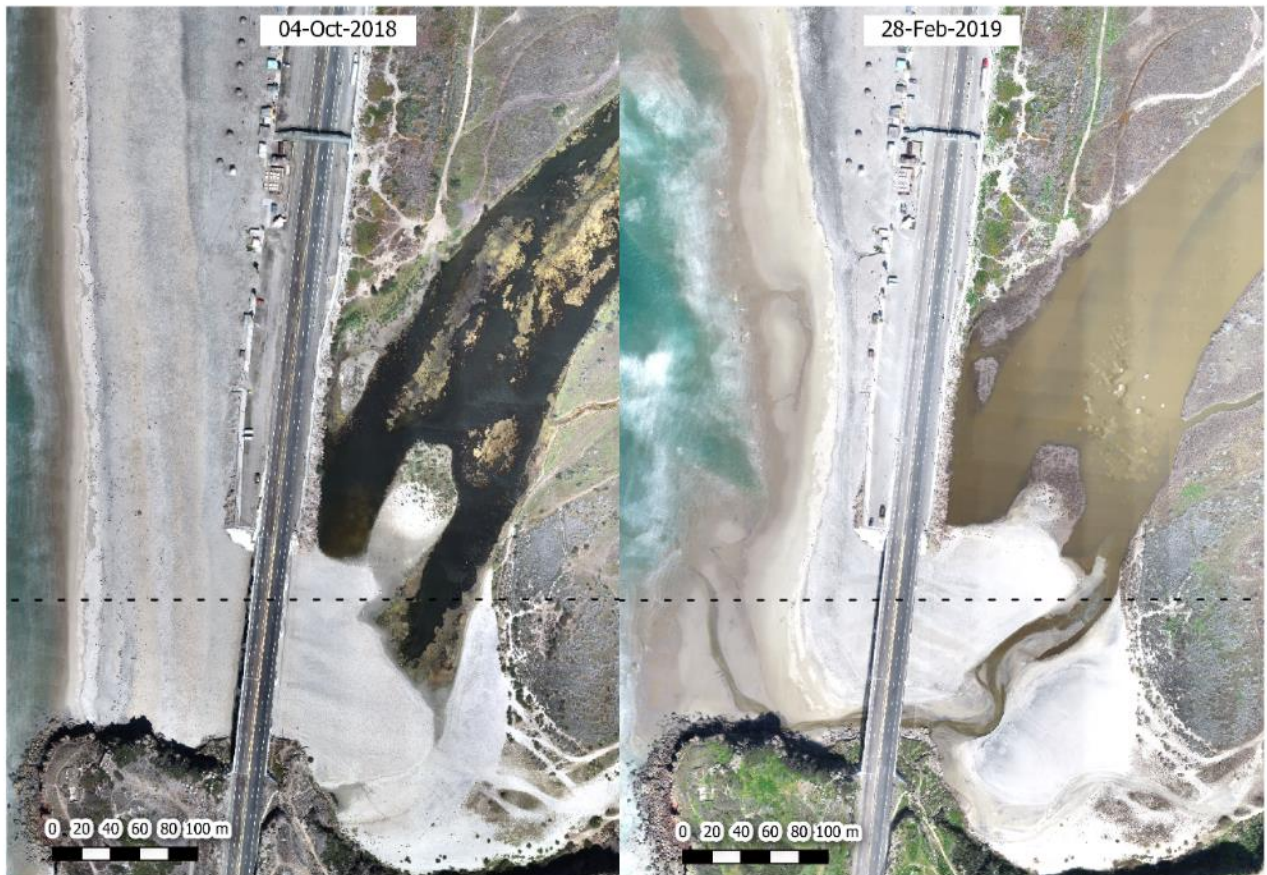


Figura 2.3 Comparación de dos orto mosaicos generados del procesamiento de imágenes obtenidas con dron, en octubre 2018 y febrero 2019. En octubre se puede observar una playa más ancha y longitudinalmente homogénea, para febrero se puede observar un cambio considerable en el ancho y forma de la playa, además de la apertura de una pequeña boca lagunar.

Mediante observaciones de video monitoreo con dron, se generan *timestacks* (Figura ), que consisten en series temporales de un perfil de pixeles dispuestos perpendicularmente a la línea de costa, permitiendo observar series de tiempo del *swash*. Las imágenes de video son previamente georectificadas usando puntos de control en tierra (GCP, *ground control points*), lo que permite transformar cada cuadro de video capturado desde una vista oblicua, a vista en planta. Además, el movimiento entre cuadros generado por la inestabilidad del dron se corrige usando algoritmos que identifican y compensan el desplazamiento entre cada cuadro, alineando las imágenes con respecto a la posición del cuadro inicial (la metodología detallada se presenta en el Capítulo 3). Se analizan ocho perfiles a lo largo de la costa, ubicados en las mismas posiciones donde se realizan los levantamientos topo-batimétricos mensuales (Figura 1). Esta correspondencia espacial permite

convertir el desplazamiento horizontal observado en los *timestacks* a valores de elevación, utilizando el perfil topográfico como referencia. La digitalización de las series de tiempo de *runup* se realiza manualmente, identificando visualmente el alcance máximo del *swash* en cada perfil.

Se seleccionaron cuatro fechas para el análisis, en las cuales se cuenta con observaciones de video. Estas fechas fueron elegidas por presentar configuraciones morfológicas contrastantes, abarcando desde estados reflectivos a intermedios, de acuerdo con la serie de mediciones topo-batimétricas. Además, se seleccionaron días con condiciones de oleaje similares y niveles de marea cercanos. Por último, se priorizó que los levantamientos topográficos se hubieran realizado en días cercanos a la toma de video, minimizando así posibles cambios morfológicos entre ambas mediciones.

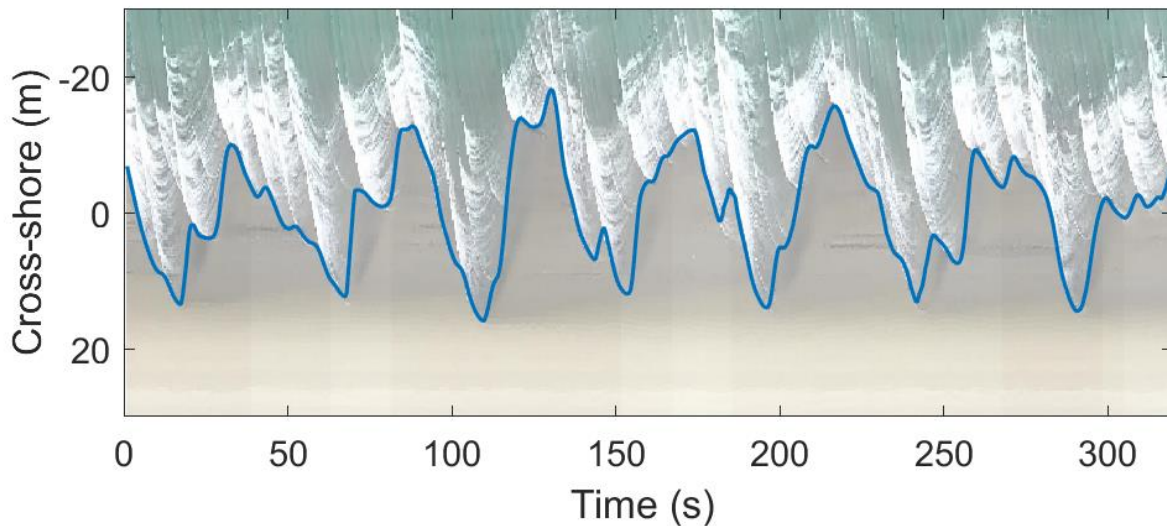


Figura 2.4 Timestack de una serie de tiempo de 320 s de swash, donde el runup ha sido digitalizado.

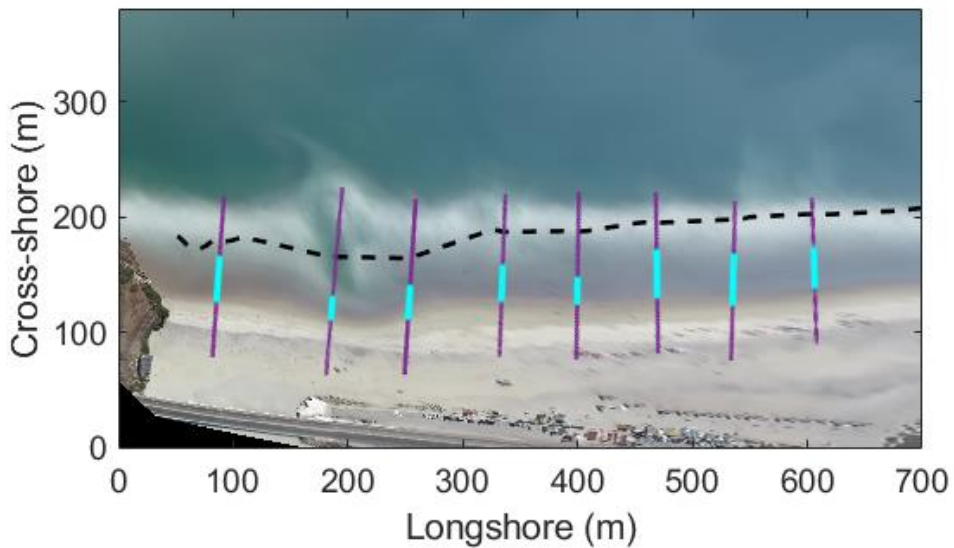
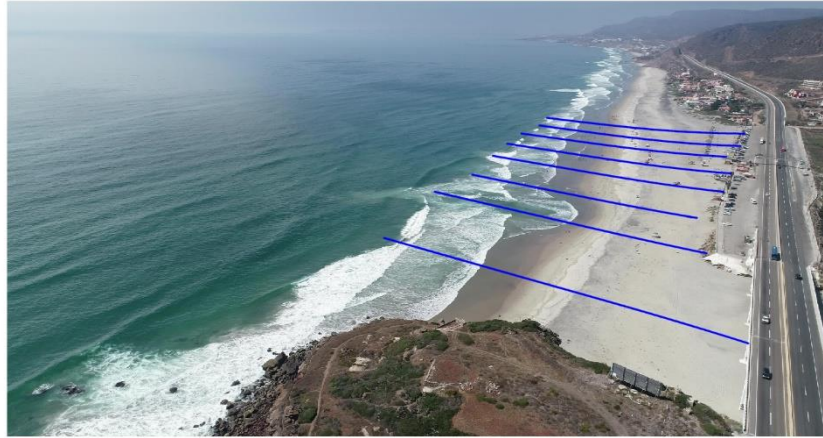


Figura 1 Arriba se muestra una imagen instantánea (16 agosto 2019) de la vista desde la que se toman los videos con dron, sobrepuestos en azul los 8 perfiles topográficos sobre los cuales se extraen los timestacks. Abajo una imagen de exposición temporal (TIMEX) y sobre ella la posición del perfil para generar los timestacks.

### 2.3 Modelación del runup con XBeach

XBeach es un modelo numérico morfodinámico de código abierto, basado en procesos, desarrollado para estudiar la dinámica costera. Su filosofía se basa en resolver explícitamente los procesos físicos dominantes cuando es posible, y utilizar parametrizaciones en aquellos casos donde los procesos no están completamente comprendidos o su resolución requeriría un esfuerzo computacional excesivo (Roelvink et al., 2018).

En este trabajo se utiliza la versión no hidrostática del modelo Xbeach para simular el *swash* a lo largo de la playa, empleando batimetrías medidas. Esta versión resuelve el flujo promediado en la

columna de agua debido a oleaje y corrientes, utilizando las ecuaciones de aguas someras no lineales, incluyendo una corrección no hidrostática para la presión. La rotura del oleaje se resuelve implícitamente en las ecuaciones, pero se agrega una aproximación del frente hidrostático para mejorar la precisión. La versión no hidrostática requiere una alta resolución espacial y un paso de tiempo pequeño, lo cual incrementa la demanda computacionalmente con respecto a otras versiones. Sin embargo, permite resolver el *runup* asociado a la banda incidente, además de resolver la asimetría y sesgo del oleaje y los procesos de difracción. Aunque el modelo permite resolver los cambios morfológicos, esta capacidad aún no ha sido ampliamente validada.

XBeach es un modelo bidimensional (2DH) que asume que el flujo es homogéneo en la vertical, por lo tanto, las ecuaciones de momento están integradas en la columna del agua. Se considera la superficie libre del fluido como una función de valor único sobre el plano. Esto hace que el proceso de rotura no pueda ser descrito a detalle. La ola puede volverse más empinada hasta hacerse casi vertical, sin embargo, no llega a romper, y se comporta como un salto hidráulico. La forma del salto hidráulico permite la disipación de la energía debido a la conservación de masa y momentum, pero requiere de una aproximación hidrostática que es controlada a partir de un parámetro umbral de peralte del oleaje. La elección de este parámetro puede influir en la posición donde rompe el oleaje, afectando especialmente el *runup* sobre todo en frecuencias cortas. Sin embargo, estudios previos han señalado que la influencia de este parámetro es menor en comparación con la incertidumbre inherente a la naturaleza aleatoria del oleaje (Roelvink et al., 2018; Rutten et al., 2021; Smit et al., 2010)

### **Bibliografía**

- Roelvink, D., McCall, R., Mehvar, S., Nederhoff, K., & Dastgheib, A. (2018). Improving predictions of swash dynamics in XBeach: The role of groupiness and incident-band runup. *Coastal Engineering*, 134(July 2017), 103–123. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2017.07.004>
- Ruiz de Alegría-Arzaburu, A., Gracia-Barrera, A. D., Kono-Martínez, T., & Coco, G. (2022). Geomorphology Subaerial and upper-shoreface morphodynamics of a highly-dynamic enclosed beach in NW Baja California. *Geomorphology*, 413(December 2021), 108336. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108336>
- Rutten, J., Torres-Freyermuth, A., & Puleo, J. A. (2021). Uncertainty in runup predictions on natural beaches using XBeach nonhydrostatic. *Coastal Engineering*, 166(June 2020), 103869. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2021.103869>

Smit, P. B., Stelling, G. S., Roelvink, D., Van Thiel De Vries, J., McCall, R., Van Dongeren, A., Zwinkels, C., & Jacobs, R. (2010). *XBeach: Non-hydrostatic model*.

[https://oss.deltares.nl/documents/4142077/4199062/non-hydrostatic\\_report\\_draft.pdf/eadc1aff-6e19-6e82-2747-3c11c30457ee?t=1624871720408](https://oss.deltares.nl/documents/4142077/4199062/non-hydrostatic_report_draft.pdf/eadc1aff-6e19-6e82-2747-3c11c30457ee?t=1624871720408)

### 3 Variabilidad del runup a lo largo de la costa entre estados de playa contrastantes: Aportes desde la observación en campo.

Este capítulo es una traducción del artículo publicado en el *Geomorphology*:

**Gracia-Barrera, A. D., de Alegría-Arzaburu, A. R., Coco, G., Simarro, G., & Calvete, D. (2025). Alongshore runup variability across contrasting beach states: Insights from field observations. *Geomorphology*, 109640. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2025.109640>**

#### Resumen

La mayoría de las playas presentan variabilidad morfológica a lo largo de la costa, la cual a menudo se pasa por alto en las parametrizaciones empíricas que predicen el runup. Este estudio examina las variaciones del runup a lo largo de la playa en relación con la morfología intermareal y submareal en una playa intermedia ubicada Pacífico noroeste de Baja California. Se utilizaron imágenes de video obtenidas con vehículos aéreos no tripulados (UAV), combinadas con mediciones topográficas y batimétricas, para determinar la elevación del runup a lo largo de un tramo de 500 metros de playa con características morfológicas diversas: Terrazas y Canales Transversales (TCC), Barras Transversales con Canal de Retorno (TBR), Condiciones Reflectivas (R) y Playas Reflectivas con Múltiples Canales (RMC). Las mayores variaciones del runup se observaron bajo condiciones intermedias (TBR), donde los canales de retorno y las barras transversales influyeron significativamente en el runup. Se observaron distintas firmas espectrales asociadas con diferentes morfologías y con la presencia de canales de retorno bien desarrollados que promovieron un mayor swash incidente, a menos que ocurriera rompimiento de ola en las barras ubicadas al inicio del canal. El swash mostró variabilidad a lo largo de la costa con un factor entre 1.4 y 2.7, dependiendo del estado de la playa. Este factor es mayor al evaluarse por separado los componentes de swash incidente e infragravitacional. Dicha variabilidad no pudo explicarse únicamente por cambios en la pendiente de la playa. El setup, fue el componente que menos aportó al runup, mostrando cambios mínimos a lo largo de la costa, con un coeficiente de variación inferior a 23 %. Las observaciones del runup, setup y swash se compararon con diversas parametrizaciones existentes. Los resultados mostraron que la variabilidad del swash incidente está bien representada por parametrizaciones basadas en la pendiente de la cara de la playa y el oleaje en aguas profundas. Sin embargo, aunque las predicciones del swash infragravitacional mejoran al considerar la morfología de la playa, gran parte de la variabilidad a lo largo de la costa permanece sin representarse, particularmente en playas con pendientes suaves. Esta investigación resalta la influencia de las variaciones morfológicas a lo

largo de la costa en el runup y subraya la necesidad de incorporarlas en las parametrizaciones para mejorar su precisión.

### **Abstract**

Most beaches exhibit alongshore morphological variability, which is often overlooked in predictive empirical parameterizations of the runup. This study examines alongshore runup variations in relation to intertidal and subtidal morphology on an intermediate beach in the NW Pacific of Baja California. UAV imagery, combined with topographic and bathymetric measurements, was used to determine the runup elevation along a 500-m stretch of beach with diverse morphological characteristics: Terraces and Cross-shore Channels (TCC), Transverse Bar and Rip (TBR), Reflective conditions (R), and Reflective beaches with Multiple Channels (RMC). The largest runup variations were observed under intermediate conditions (TBR), where rip channels and transverse bars significantly influenced the runup. Distinct signatures associated with different morphologies were evident in the spectral shape of the swash, with well-developed rip channels promoting more incident swash unless wave breaking occurred at bars at the head of the rip. Swash showed alongshore variability ranging by a factor between 1.4 and 2.7, depending on the beach state. This factor can be much larger when evaluated over the incident and infragravity swash components. Such variability could not be explained by changes in beach slope alone. The setup, as the lower component of the runup, exhibited minimal alongshore change, with a coefficient of variations of less than 23%. Wave runup, setup and swash observations were compared against various existing parameterizations. The results showed that the variability of incident swash is well captured by parameterizations based on foreshore slope and deep-water wave parameters. However, although predictions of infragravity swash improve when accounting for beach morphology, most of the alongshore variability remains unrepresented particularly for milder slopes. This research highlights the influence of alongshore morphological variations on runup and underscores the necessity of incorporating these variations into parameterizations to enhance accuracy.

**Keywords:** surfzone morphology, video monitoring, beach morphodynamics, swash hydrodynamics, morphodynamic beach state, rip channels.

### 3.1.- Introducción

El runup es la elevación máxima del nivel del agua alcanzado por las olas en la línea de costa, y se representa comúnmente como el nivel de excedencia del 2% de los valores más altos ( $R_{2\%}$ ). Es el resultado de la sobre elevación del nivel del mar promedio inducido por las olas, el setup ( $\bar{\eta}$ ), y la oscilación del nivel del mar con respecto a ese promedio, conocido como swash, el cual se compone de ondas largas infragravitatorias ( $S_{ig}$ :  $f < 0.05$  Hz) y el oleaje incidente de onda corta ( $S_{inc}$ :  $f > 0.05$  Hz). Así, el runup depende principalmente de los procesos que ocurren a través de la zona de rompiente y en la zona de swash, que son influenciados por la morfología submareal de la playa. La variación espacio temporal del runup, ha sido ampliamente estudiada debido a su importante rol en la inundación costera, la erosión, y el transporte de sedimentos (Puleo et al., 2000; Ruggiero et al., 2001). Desde la década de 1950, se ha trabajado en obtener parametrizaciones empíricas basadas en mediciones que sean relativamente fáciles de obtener, como las condiciones de oleaje en aguas profundas y la pendiente de la cara de la playa. Aunque actualmente existen muchas fórmulas disponibles, a menudo presentan grandes errores de estimación (ver Gomes da Silva et al., 2020 for a review).

Pese a la amplia investigación sobre la dinámica del runup del oleaje, la mayoría de los estudios asumen uniformidad del runup a lo largo de la costa y aplican estas suposiciones con fines de gestión y predicción. Holman and Bowen (1984) fueron de los primeros en examinar las variaciones del runup a lo largo de la costa, explorando la relación entre los cambios en el swash infra gravitacional y la formación de ondas de borde. El número de Iribarren fue considerado inicialmente como un predictor adecuado del runup, pero posteriormente se descubrió que las características morfológicas sumergidas influían significativamente en el setup y explicaban más del 50 % de la variabilidad a lo largo de la costa (Holman y Sallenger, 1985). Investigaciones posteriores revelaron que los cambios en la pendiente de la cara de la playa eran responsables de la mayor parte de las variaciones del runup en playas disipativas (por ejemplo, Ruggiero et al., 2004), siendo el swash incidente el que mostró correlaciones espaciales más fuertes que el swash infragravitacional (Stockdon et al., 2006). Estudios más recientes sugieren que las morfologías de la zona de swash y de la zona de rompiente inducen variaciones significativas del runup a lo largo de la costa (Senechal et al., 2018; Gomes da Silva et al., 2020), las cuales no pueden ser explicadas completamente solamente usando la pendiente de la cara de la playa (por ejemplo, Cohn y Ruggiero, 2016).

La morfodinámica de la cara de la playa está vinculada a la zona de rompiente mediante complejos procesos de retroalimentación (Masselink y Puleo, 2006), y se espera que las variaciones en la morfología de la zona de rompiente provoquen variaciones del runup a lo largo de la costa (Stephens et al., 2011; Hughes et al., 2014; Gomes da Silva et al., 2018). Se prevé que las mayores variaciones del runup ocurran en playas intermedias, que presentan las mayores variaciones morfológicas en comparación con las playas reflectivas y disipativas (Guedes et al., 2012; Senechal et al., 2018). En playas intermedias con uniformidad en las barras a lo largo de la costa se ha observado variaciones en el swash incidente que están relacionadas con la ruptura diferencial de las olas, modulada por cambios en la pendiente de la cara de la playa en diferentes etapas de la marea (Guedes et al., 2012). En contraste, en playas intermedias con barras con una morfología compleja se ha observado una variabilidad significativa del runup, principalmente debido a diferencias en los movimientos del swash infra gravitacional (Senechal et al., 2018). Además, la presencia de ritmicidades a lo largo de la playa, a menudo asociada con la presencia de cúspides, también puede contribuir a las variaciones del runup (Ciriano et al., 2005; Kim et al., 2023).

Por lo tanto, las variaciones espaciales del runup probablemente son el resultado de cambios morfológicos tanto submareales como intermareales, aunque existe poca y dispersa información disponible para el análisis cuantitativo de estos procesos y sus implicaciones en la predicción del runup. Tradicionalmente, se utilizaban alambres de resistencia para recopilar mediciones de runup (Holman y Guza, 1984), pero las observaciones por video se han vuelto cada vez más populares debido a su mayor cobertura espacio-temporal (Holman y Stanley, 2007). Los avances tecnológicos recientes han mejorado aún más la precisión de las mediciones de runup (Fiedler et al., 2015; Martins et al., 2017; Phillips et al., 2019) y han ampliado el área de monitoreo mediante el uso de vehículos aéreos no tripulados (UAV) (Holman et al., 2017).

Esta investigación tiene como objetivo identificar los factores que generan variaciones del runup a lo largo de la costa debido a diversas características morfológicas submareales e intermareales en una playa intermedia ubicada en el noroeste del Pacífico de la península de Baja California, México. El estudio evalúa las variaciones del runup a lo largo de la costa utilizando imágenes obtenidas con UAV, combinadas con mediciones topográficas y batimétricas, enfocándose en diversas condiciones morfológicas como son canales intermareales (la presencia de uno o varios), barras transversales y canales asociados a corrientes de retorno, barras rítmicas cercanas a la costa, terrazas intermareales, así como condiciones con menor variabilidad a lo largo de la costa.

### 3.2.- Zona de estudio

La Misión es una playa arenosa con morfología intermedia de 2.2 km de longitud (con un tamaño mediano de grano, D50, de 0.25 mm) ubicada dentro de la Bahía Descanso en la costa del Pacífico de la península de Baja California, México (Figura 3.1a). La bahía es bastante somera en el norte (con profundidades de hasta 300 m) y presenta un cañón profundo de 800 m de profundidad en el extremo sur (Figura 3.1b). La playa es semi-encerrada, limitada por rocas dispersas al norte y un promontorio rocoso al sur. La parte alta de la playa carece mayormente de dunas; hay acantilados en el norte, en el centro una zona urbanizada con pequeñas dunas al frente, y un estacionamiento junto a una carretera que al sur que se conecta con puente que cruza la desembocadura del arroyo Guadalupe que desemboca en la playa (Figura 3.1c).

La marea es semidiurna, presenta rangos micro-mesomareales, con un rango promedio de 1.8 m y variando de 0.5 a 2.3 m en mareas muertas y vivas respectivamente. El oleaje es altamente estacional y dominado por oleaje lejano (swell), con una altura de ola significativa media anual de 1.2 m y un período pico asociado de 11 segundos. Las condiciones de baja energía (<10 kW/m) prevalecen en verano (de mayo a octubre), mientras que las condiciones de alta energía (>20 kW/m) dominan en invierno (de noviembre a abril). Además, la dirección predominante de las olas es proveniente del oeste (normal a la costa) en invierno y desde el suroeste en verano (Ruiz de Alegría-Arzaburu et al., 2022).

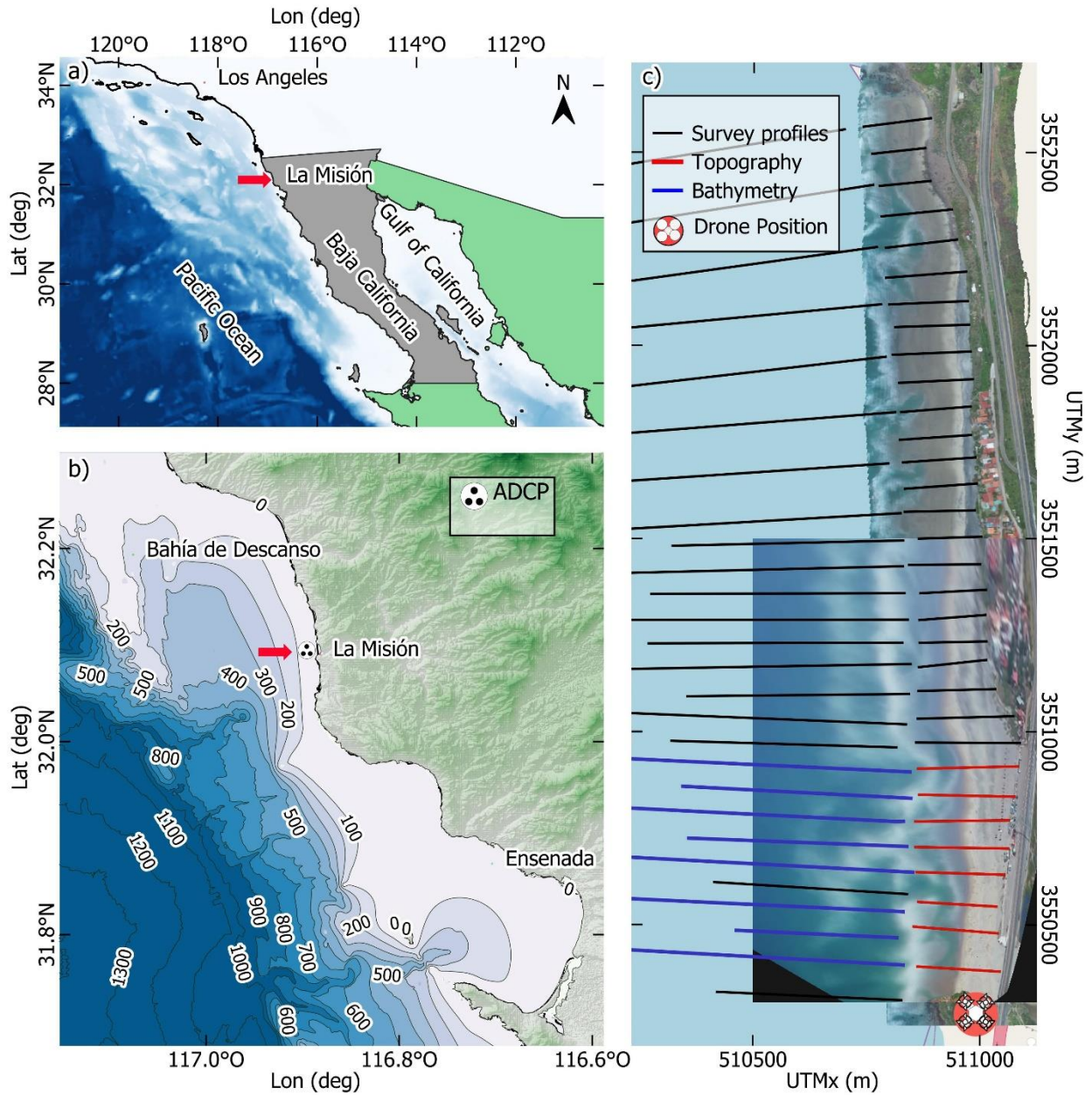


Figura 3.1. (a) Ubicación de la playa La Misión dentro de la península de Baja California en México; y (b) mapa batimétrico de Bahía de Descanso (fuente: GEBCO) que incluye la posición del ADCP. Las flechas rojas en ambos paneles señalan la playa La Misión, representada en el panel (c). (c) Vista aérea de la playa La Misión con una composición ortomosaico UAV-SFM de la longitud completa de la playa (2,000 m), superpuesta con una imagen georeferenciada TIMEX tomada por UAV que muestra la cobertura de este estudio (los 500 m más al sur). Los transectos transversales corresponden a perfiles topográficos y batimétricos (líneas negras), y las líneas rojas y azules indican los perfiles utilizados para el análisis del runup. La posición del dron muestra el lugar donde se tomaron la mayoría de los videos; la leyenda del ADCP hace referencia a lo observado en el panel (b), en el panel (c) está fuera del área mapeada.

Los cambios en la morfología subaérea y submareal de la playa están principalmente influenciados por variaciones en la energía del oleaje. Las transiciones morfodinámicas del estado de la playa presentan condiciones disipativas al final del invierno, tras el impacto de tormentas, y transiciones hacia estados intermedios durante los periodos de menor energía en primavera y otoño, los cuales inducen la formación de barras de arena rítmicas y un aumento en la ocurrencia de corrientes de retorno a lo largo de la playa (Ruiz de Alegría-Arzaburu et al., 2022). La playa adquiere un estado reflectivo en verano, cuando la barra se acopla con la playa subaérea. Las variaciones morfológicas significativas a lo largo de la costa están mayormente asociadas con la presencia de canales de retorno y canales alimentadores, los cuales son más persistentes en el extremo sur de la playa. Se ha sugerido que estos canales de retorno son un mecanismo importante para el intercambio de sedimentos entre la playa submareal y la subaérea (Ruiz de Alegría-Arzaburu et al., 2022).

### 3.3.- Métodos

#### 3.3.1.- Mediciones de campo

##### 3.3.1.1. Oleaje

Las mediciones de oleaje se recopilaban cada hora (a 2 Hz durante 17 minutos) desde mayo de 2017 hasta octubre de 2021 mediante un perfilador acústico de corrientes por efecto Doppler (ADCP) de 1 MHz (tipo AWAC de Nortek), ubicado en la isóbata de 19.5 m, aproximadamente a 1 km mar adentro de la línea de costa de la playa La Misión (Figura 3.1b). El instrumento fue fondeado sobre una pirámide de aluminio y proporcionó parámetros integrales del oleaje, incluyendo la altura significativa de ola ( $H_s$ ), el período pico ( $T_p$ ) y la dirección media de propagación (Dir), así como espectros direccionales de densidad de varianza ( $m^2Hz^{-1}deg^{-1}$ ). Adicionalmente, la elevación de la marea se calculó a partir de los datos del sensor de presión del ADCP y se referenciaron al nivel de la bajamar media inferior local (MLLT).

##### 3.3.1.2. Mediciones morfológicas

Las mediciones topográficas y batimétricas se realizaron mensualmente desde noviembre de 2015 hasta octubre de 2020 a lo largo de un tramo de 2,200 m de playa. Cada levantamiento incluyó 32 perfiles topográficos espaciados aproximadamente 50 m a lo largo de la costa, 7 perfiles batimétricos espaciados 125 m en la mitad norte de la playa y 20 perfiles batimétricos espaciados ~50 m en la mitad sur de la playa, todos extendiéndose hasta una profundidad de 12 m (Figura 3.1c). Se utilizó un sistema GPS diferencial para medir la topografía, con una precisión vertical de unos pocos

centímetros a una frecuencia de 1 Hz. Los perfiles se midieron caminando, utilizando un carrito de dos ruedas operado por dos personas, y se referenciaron a la bajamar media inferior (MLLT; +36.474 m desde la altura elipsoidal). Los perfiles batimétricos se midieron con una moto acuática equipada con un perfilador ADCP Sontek Hydrosurveyor operando a 0.5 MHz, sincronizado con el GPS RTK para medir profundidad relativa. Debido a las limitaciones de adquisición de datos en la zona de rompientes, se aplicó interpolación lineal para generar modelos digitales de elevación (DEM) a partir de las mediciones topográficas y batimétricas. Estos DEM fueron referenciados al MLLT local y presentados en coordenadas Universal Transverse Mercator (Este y Norte en metros).

Las características morfológicas se determinaron a partir de modelos digitales de elevación (DEM) topográficos y batimétricos acumulativos, y de imágenes promediadas temporalmente (timex) obtenidas con UAV. Además, se calculó la velocidad de caída adimensional media ponderada  $\Omega^*$  (ec. 1) para estimar los estados morfodinámicos de la playa, considerando las condiciones morfológicas previas (Wright et al., 1985):

$$\Omega^* = \left[ \sum_{i=1}^D 10^{-i/\phi} \right]^{-1} \sum_{i=1}^D (\Omega_i 10^{-i/\phi}) \quad (1)$$

donde  $i = 1$  representa las observaciones del día anterior,  $i = D$  representa las observaciones de  $D$  días antes (con  $D = 30$  en este caso), y  $\phi$  es la memoria de decaimiento (establecida en 5 días). La velocidad de caída adimensional instantánea  $\Omega_i = H_s / (w_s T_p)$  se calculó usando una velocidad media de sedimentación  $w_s = 0.03$  m/s para  $D_{50} = 0.25$  mm (Rouse, 1937; revisado en Vanoni, 2006). La pendiente de la cara de la playa,  $\beta_f$ , se calculó como la pendiente de la sección del perfil donde el movimiento transversal de la ola está entre más o menos dos veces la desviación estándar.

### 3.3.1.3. Observaciones de video

Se utilizó el cuadricóptero multirrotor DJI Phantom 4 Pro, con una cámara de resolución 4096 x 2160 píxeles, para recopilar varios minutos de video desde una altura fija de aproximadamente 120 m sobre el nivel medio del mar. Normalmente, se grababan clips continuos de 15 minutos en 4K a 30 fps cada quince días, bajo diferentes condiciones de oleaje y niveles de marea. De este conjunto de datos, se seleccionaron cuatro videos, cada uno cubriendo 500 m del extremo sur de la playa (cubriendo 8 perfiles topobatimétricos; [Figura 3.1c](#)). Estos videos fueron seleccionados debido a su altura de ola similar, morfologías distintas y porque el levantamiento topográfico se realizó el mismo día que la grabación de los videos (ver [Tabla 3.1](#) para detalles).

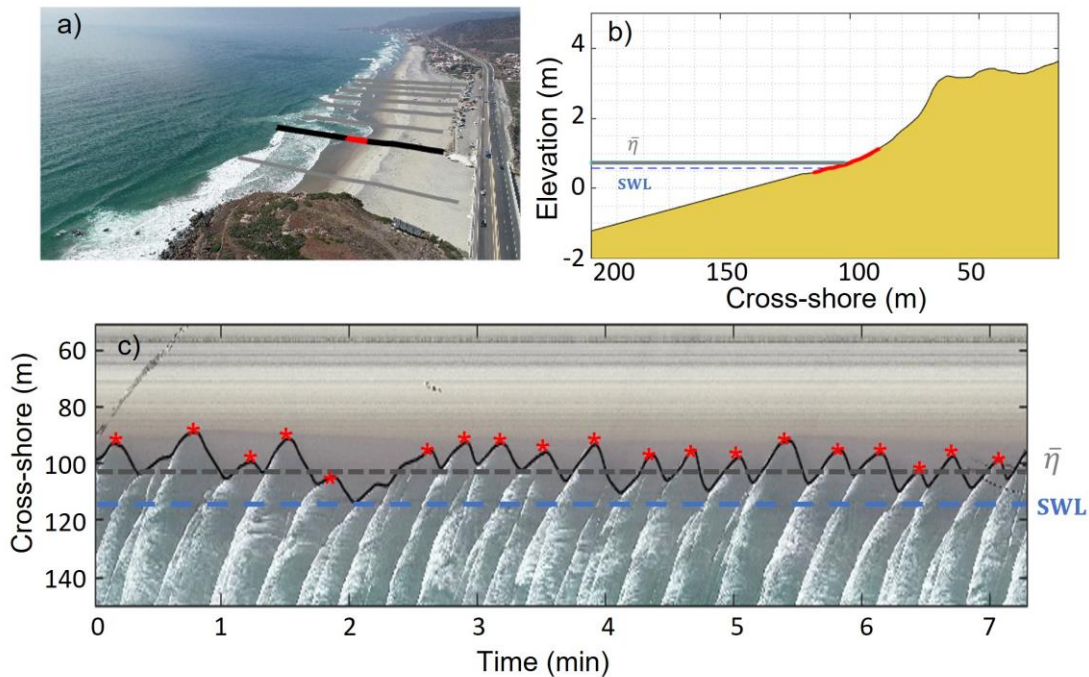
Tabla 3. 1. Detalles de las observaciones de video analizadas, incluyendo la fecha, duración del video, parámetros integrales del oleaje (altura significativa de ola, periodo pico espectral y dirección media del oleaje), elevación de la marea, fechas de los levantamientos topográficos y batimétricos, y velocidad de caída adimensional ponderada ( $\Omega^*$ ). Las características morfológicas de cada video se resumen como TCC (Canal transversal a la costa), TBR (Barra transversal y canal de retorno), R (Reflectiva) y RMC (Reflectiva con canales múltiples). <sup>1</sup>Espectros bimodales; para el análisis posterior se considera el periodo pico relacionado con las olas más largas (en paréntesis el periodo asociado a las olas más cortas).

Fecha	Duración video (min)	$H_s$ (m)	$T_p$ (s)	Dir (°)	Marea (m)	Fecha topografía	Fecha batimetría	Morfología	$\Omega^*$
Agosto (16/08/2019)	16:05	0.9	14	246	0.5	16/08/2019	22/08/2019	TCC	3.6
Abril (23/04/2021)	15:02	1	9 (5.9) <sup>1</sup>	266	0.29	23/04/2021	13/04/2021	TBR	4.5
Septiembre (21/09/2021)	15:04	1	12.6	263	0.19	21/09/2021	06/09/2021	R	3.5
Octubre (8/10/2021)	15:55	1	14.5	254	0.21	08/10/2021	05/10/2021	RMC	3.5

Cada video fue muestreado a 2 Hz y georreferenciado siguiendo el método UDrone de Simarro et al. (2021) para la calibración de la cámara y la estabilización de imágenes (<https://github.com/Ulises-ICM-UPC/UDrone>). Un subgrupo de imágenes es calibrado para calcular sus parámetros intrínsecos y extrínsecos usando el horizonte y puntos de control terrestre (GCPs) medidos en campo con GPS diferencial, tal como se describe en Simarro et al. (2017) (ver <https://github.com/Ulises-ICM-UPC/UBasic>). Posteriormente, se calcularon los parámetros de calibración extrínsecos para todos los fotogramas del video mediante el seguimiento automático de los GCPs basado en homografías entre fotogramas (Simarro et al., 2021).

Después de calibrar todos los fotogramas del video, las coordenadas 3D de los perfiles medidos con GPS e interpoladas cada 0.2 m en dirección transversal a la costa fueron convertidas a sus correspondientes coordenadas 2D de la imagen (Figura 3.2a), extrayendo los píxeles de cada fotograma. La imagen resultante del arreglo de píxeles a lo largo del tiempo se denomina “timestack” (Figura 3.2c). El runup fue medido digitalizando la ubicación del nivel del agua (t, x) a partir de los timestacks, siguiendo el límite de la espuma blanca durante el ascenso de las olas. Algunas incertidumbres surgen debido a la dificultad de definir claramente el retroceso de la ola utilizando esta técnica, lo que puede afectar las estimaciones de setup y swash. Sin embargo, sigue siendo el método más comúnmente utilizado para medir el runup. Para una discusión más detallada, véase

Holman y Sallenger (1985). La elevación vertical  $z$  de la ubicación del agua fue asignada a partir de los perfiles topográficos obtenidos correspondientes (Figura 3.2b). De manera similar, se generaron imágenes de exposición prolongada o promediadas temporalmente (“timex”) proyectando un plano (con resolución de 0.5 m) de coordenadas 3D del mundo real a una elevación fija (1.5 m sobre el MLLT) sobre las imágenes oblicuas, extrayendo los píxeles de los fotogramas de video y promediándolos en el tiempo (Figura 3.4). Las imágenes timex se usan generalmente para revelar la presencia y ubicación de rasgos morfológicos sumergidos.



**Figura 3.2.** (a) Fotograma de una imagen UAV superpuesta con los perfiles morfológicos medidos en agosto de 2019. (b) Representación transversal a la costa del perfil 2 resaltado en (a); las líneas representan la excursión del swash en rojo, el nivel medio del mar (SWL) en azul punteado y el *setup* derivado del timestack en gris punteado. (c) Imagen *timestack* obtenida para el perfil resaltado en (a); la ubicación digitalizada del nivel del agua a lo largo del tiempo se representa como una línea negra y los máximos individuales de runup como asteriscos rojos. Las líneas punteadas grises y azules representan las ubicaciones del *setup* transversal y del SWL, respectivamente.

### 3.3.2.- Análisis de datos

#### 3.3.2.1. Series temporales del runup

Se generaron ocho imágenes *timestack* por video de dron, una para cada perfil topobatimétrico (Figuras 1c, 2a). El *setup* del oleaje se calculó como la diferencia entre el nivel medio del mar (SWL), definido como la elevación media de la marea medida con el ADCP, y los niveles medios del agua derivados de las imágenes *timestack*. El nivel de excedencia del 2 % de los valores discretos de runup se determinó a partir de la distribución de probabilidad acumulada de la serie temporal del runup, después de restar el SWL. Se aplicaron transformadas rápidas de Fourier (FFT) a los datos de runup

previamente retirada la tendencia, se usó una ventana de Blackman-Harris para reducir “*las fugas*” espectrales. Los resultados espectrales se promediaron en cinco bandas de frecuencia para mejorar la fiabilidad (a costa de perder resolución espectral). El *swash* significativo se calculó como cuatro veces el producto cuadrático de la integral del espectro de densidad de varianza de la señal del *swash*. Los componentes significativos del *swash* incidente ( $S_{INC}$ ) e infragravatorio ( $S_{IG}$ ) se obtuvieron integrando el espectro de densidad de varianza dentro de sus respectivos rangos de frecuencia ( $S_{INC} > 0.05$  Hz;  $S_{IG} < 0.05$  Hz). Además, para determinar las frecuencias dominantes e identificar si los datos tienen un comportamiento estacionario se aplicó el análisis de wavelet a los datos de elevación de runup, usando un nivel de confianza del 95 % sobre el ruido de fondo (Torrence y Compo, 2019). El espectro global de wavelet se obtuvo promediando temporalmente cada espectro de wavelet, para compararlo con el espectro de Fourier.

### 3.3.2.2. Parametrizaciones

Para analizar el papel de la morfología de la cara de la playa en la variabilidad a lo largo de la costa del runup de oleaje, se utilizó el número de Iribarren  $\xi$  (ec. 2), que relaciona la pendiente de la cara de la playa  $\beta_f$  con las características del oleaje en mar abierto:

$$\xi = \frac{\beta_f}{\sqrt{H_s/L_0}} \quad (2)$$

Siendo  $H_s$  la altura significativa del oleaje y  $T_p$  el período pico del oleaje, ambos medidos con el ADCP, y  $L_0$  la longitud de onda en aguas profundas calculada mediante la teoría lineal de oleaje para aguas profundas (ec. 3).

$$L_0 = \frac{gT_p^2}{2\pi} \quad (3)$$

La correlación lineal entre el runup y sus componentes con  $\xi$  se calcula mediante el coeficiente de Pearson ( $r$ ).

Se aplicaron diferentes parametrizaciones del runup para evaluar su desempeño al estimar la variabilidad del runup a lo largo de la costa bajo diferentes condiciones morfológicas en la zona de rompiente y de *swash*. Una revisión reciente de Gomes da Silva et al. (2020) presenta varias parametrizaciones del runup, siendo la fórmula de Stockdon et al. (2006) (ecuación 4) la más utilizada globalmente. Esta fórmula descompone el runup en el setup inducido por las olas ( $\bar{\eta}$ ; ecuación 5) y las componentes de *swash* de baja y alta frecuencia ( $S_{IG}$ ,  $S_{INC}$ ; eq. 6 and 7). Cabe señalar

que  $H_s$ , la altura de ola en aguas profundas se estimó mediante el asomeramiento inverso a partir del  $H_s$  medido

$$R_{2\%} = 1.1 \left( \bar{\eta} + \frac{[S_{ig}^2 + S_{inc}^2]^{\frac{1}{2}}}{2} \right) \quad (4)$$

$$\bar{\eta} = 0.35\beta_f(H_0L_0)^{1/2} \quad (5)$$

$$S_{ig} = 0.06(H_0L_0)^{1/2} \quad (6)$$

$$S_{inc} = 0.75\beta_f(H_0L_0)^{1/2} \quad (7)$$

Además, se aplicaron las parametrizaciones de Gomes da Silva et al. (2018) y Passarella et al. (2018) para comparar las parametrizaciones del swash infragravitatorio  $S_{IG}$  (ecuaciones 8 y 9, respectivamente), y los resultados del setup se compararon con Ji et al. (2018) (ecuación 10). También se analizó la fórmula más reciente para el swash incidente  $S_{INC}$  propuesta por Gomes da Silva et al. (2019) (ecuación 11).

$$S_{ig} = (0.19 + 0.008\Omega^*) \left( \frac{H_0L_0}{\beta_f} \right) \quad (8)$$

$$S_{ig} = \frac{\beta_f}{0.028 + \beta_f} + \frac{-1}{2412.255 - 5.521\beta_fL_0} + \frac{H_0 - 0.711}{0.465 + 173.470 \left( \frac{H_0}{L_0} \right)} \quad (9)$$

$$\bar{\eta} = 0.22(\beta_f)^{0.538} H_0(H_0/L_0)^{-0.371} \quad (10)$$

$$\frac{S_{inc}}{H_0} = a\beta_f^b \left( \frac{H_0}{L_0} \right)^c \begin{cases} a = 2.83; b = 2.12; c = -0.82 \text{ (dissipative: } \Omega^* > 5.5) \\ a = 0.15; b = 0.56; c = -0.64 \text{ (intermediate: } 1.5 > \Omega^* \leq 5.5) \\ a = 0.5; b = -0.37; c = -0.15 \text{ (reflective: } \Omega^* \leq 1.5) \end{cases} \quad (11)$$

Se calcularon estadísticos de las variaciones del runup a lo largo de la costa y sus componentes de para cada fecha y su morfología asociada con el fin de evaluar para comparar los resultados con hallazgos de investigaciones previas. El coeficiente de variación (CV) se calculó como el porcentaje de la desviación estándar dividido por la media, mientras que la razón entre los valores máximos y mínimos (denominada *Factor*) se utilizó como una medida del rango (Guedes et al., 2012; Ruggiero et al., 2004b; Senechal et al., 2018). Además, se calcularon  $\mathbf{P}_t$  (ecuación 11) y  $\mathbf{P}_v$  (ecuación 12) para evaluar la varianza espacial (variabilidad a lo largo de la costa) y la varianza temporal (a escala

estacional y entre diferentes configuraciones morfológicas) de la varianza total, siguiendo la metodología de Guedes et al. (2012) y Senechal et al. (2018).

$$P_t = \frac{\overline{[\langle X(t,y) \rangle - X_m]^2}}{\langle [X(t,y) - X_m]^2 \rangle} \quad (11)$$

$$P_y = \frac{\langle \overline{[X(t,y) - X_m]^2} \rangle}{\langle [X(t,y) - X_m]^2 \rangle} \quad (12)$$

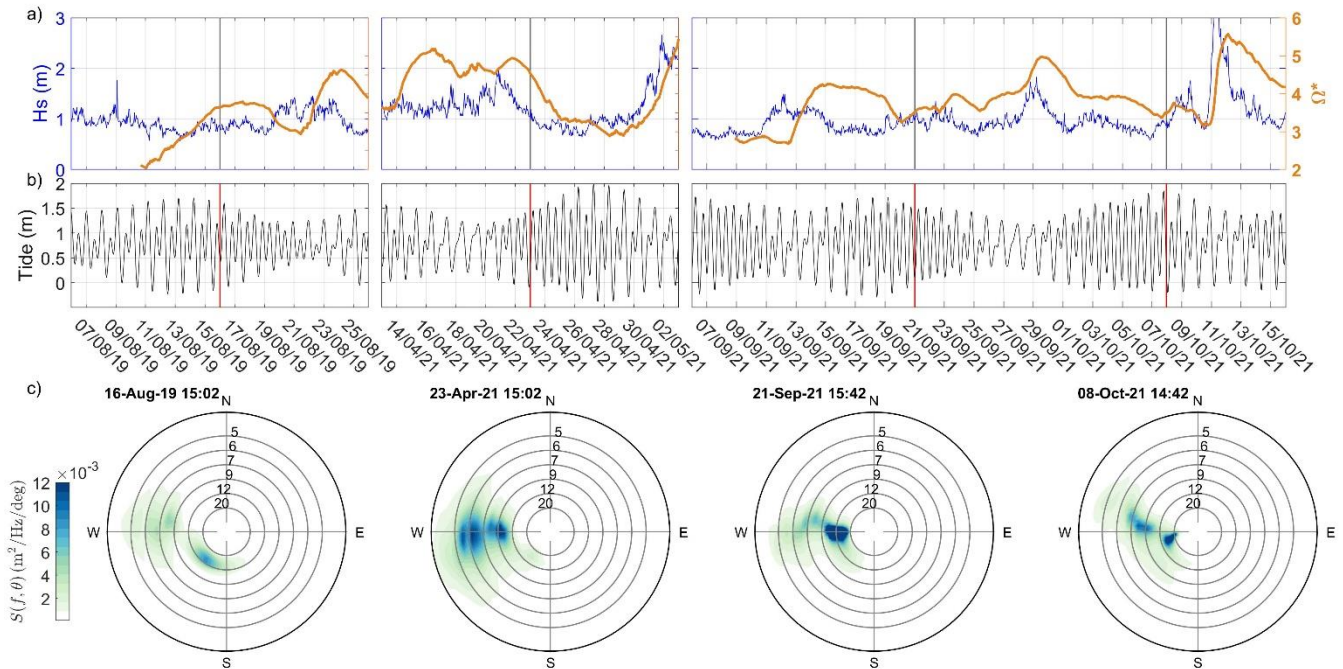
Donde:  $\mathbf{X}(\mathbf{t}, \mathbf{y})$  es un parámetro evaluado en cada fecha y perfil; la barra superior y los corchetes angulares denotan promedios temporales y espaciales, respectivamente; y  $\mathbf{X}_m$  es el promedio sobre todo el conjunto de datos.

### 3.4.- Resultados

#### 3.4.1. Características hidrodinámicas

Los parámetros integrales del oleaje medidos entre agosto de 2019 y octubre de 2021 mostraron variaciones estacionales e interanuales significativas (Figura 3.3). Se seleccionaron cuatro momentos específicos con alturas de ola (Figura 3.3a) y niveles de agua (Figura 3.3b) similares a partir de la serie temporal (Tabla 3. 1). Estas condiciones representan distintas estaciones (primavera, verano y otoño) con diferentes características morfológicas (Figura 3.4). La altura significativa de ola fue similar en todas las fechas seleccionadas ( $H_s \sim 1$  m; Figura 3.3, Tabla 3. 1). El periodo pico fue consistente en agosto, septiembre y octubre ( $T_p \sim 14$  s). Particularmente en septiembre, la densidad espectral está altamente concentrada, con una dispersión mínima en frecuencia y un pico espectral bien definido. En abril, el periodo presenta una distribución bimodal ( $T_p = 9 - 6$  s), por lo que en los análisis posteriores se considerará el periodo pico más largo (9 s).

El espectro direccional de oleaje indica condiciones bimodales en cuanto a dirección durante agosto, con oleaje proveniente del suroeste (SW) y del oeste (W). En abril, septiembre y octubre, las olas se aproximan a la costa con dirección casi perpendicular desde el oeste (W) (Figura 3.3c). La velocidad de caída adimensional ponderada media ( $\Omega^*$ ) se ubicó dentro de estados intermedios de playa para los cuatro casos seleccionados, con la condición más disipativa en abril ( $\Omega^* = 4.5$ ) y condiciones más reflectivas en agosto, septiembre y octubre ( $\Omega^* = 3.6, 3.5$  y  $3.5$ , respectivamente) (Figura 3.3a, Tabla 3. 1).



**Figura 3.3.** Serie temporal de parámetros de oleaje y marea medidos con el ADCP para agosto de 2019, abril de 2021 y septiembre y octubre de 2021. (a) Altura significativa del oleaje,  $H_s$ , en el eje izquierdo (azul) y velocidad de caída adimensional ponderada,  $Q^*$ , en el eje derecho (naranja). (b) Elevación de la marea referida al nivel medio de bajamar media inferior (MLLT). Las líneas verticales negras y rojas (a, b) indican los momentos de grabación de video. (c) Espectros direccionales de oleaje calculados a partir de las mediciones del ADCP más cercanas a las grabaciones de video; la densidad de varianza ( $\text{m}^2\text{Hz}^{-1}\text{deg}^{-1}$ ) se representa en colores, y los círculos concéntricos indican los periodos de onda.

### 3.4.2. Variabilidad morfológica

Las características morfológicas subaéreas y submareales variaron entre los días seleccionados para las mediciones de runup (Figura 3.4). En agosto y septiembre, las olas menos energéticas promovieron la acreción de la playa, ya que las barras se adhirieron a la cara de la playa, formando una terraza intermareal. En agosto de 2019, se observó un canal intermareal transversal entre los perfiles 2 y 3 (Figura 3.4a), siendo las Terrazas Intermareales y los Canales Transversales (TCC) las características más representativas. Para septiembre de 2021, la terraza intermareal se había fusionado con la playa subaérea, resultando en una morfología más uniforme a lo largo de la costa, lo que indica el estado más reflectivo de esta playa (R) (Figura 3.4c). Dos pequeños canales de resaca eran visibles en la imagen timex, a pesar de las diferencias mínimas entre los perfiles topobatómicos recolectados a lo largo de la playa.

En octubre de 2021, las mediciones se realizaron una semana después de un periodo de oleaje más energético y revelaron la formación de barras submareales rítmicas, con variaciones en su posición y

elevación a lo largo de la playa. El crecimiento de los canales presentes el mes anterior resultó en un estado aún reflectivo, pero con Múltiples Canales ubicados en los perfiles 3 y 6 (RMC) (Figura 3.4d). Durante las tormentas invernales, la playa transita hacia un estado más disipativo, con erosión de la playa subaérea y la formación de una barra submareal prominente. A medida que disminuye la energía del oleaje en primavera, las barras migran hacia la costa de forma irregular a lo largo de la playa. Para abril de 2021, se presentaban Barras Transversales y Canales (TBR), lo que resultó en una morfología compleja con notable variabilidad a lo largo de la costa (Figura 3.4b). Las notaciones Terraza y Canal Transversal (TCC), Barras Transversales y Canales de Resaca (TBR), Reflectiva (R) y Reflectiva con Múltiples Canales (RMC) se utilizan para identificar cada morfología analizada.

Las pendientes de la cara de la playa se compararon entre los cuatro días con diferentes características morfológicas (Figura 3.5). Las mayores variaciones en la pendiente de la cara de la playa ( $\beta_f$ ) se observaron en presencia de morfologías con barras transversales y canales de retorno (TBR). La terraza y el canal transversal (TCC) presentaron una pendiente  $\beta_f$  pronunciada en los perfiles adyacentes al canal, con pendientes más suaves en otros perfiles. En contraste, las condiciones reflectivas (R) y reflectiva con múltiples canales (RMC) mostraron menor variabilidad en  $\beta_f$ .

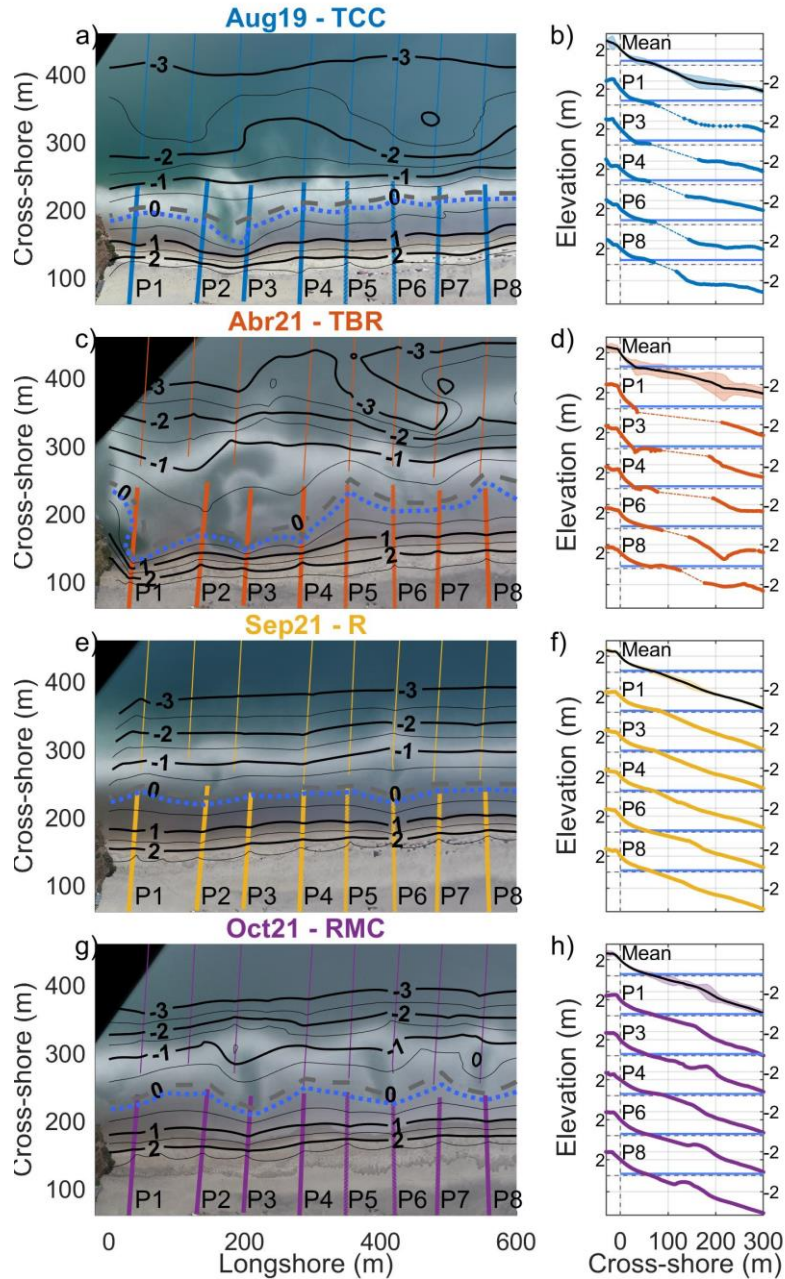
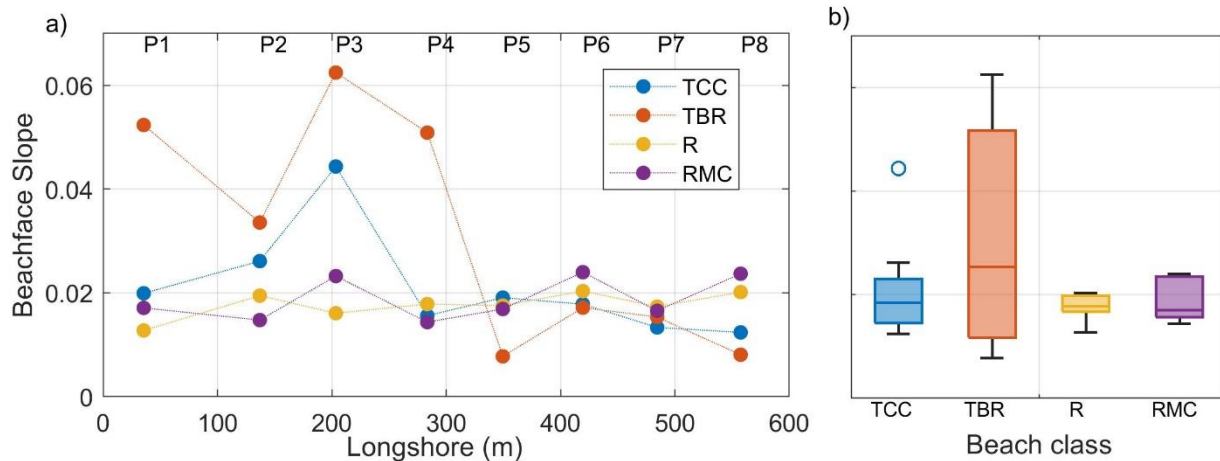


Figura 3.4. Imágenes en vista de planta de exposición prolongada (timex) derivadas de UAV (origen en 3550350 y 511100 UTM 11Q), superpuestas con curvas de nivel batimétricas medidas (referidas al MLLT; líneas grises discontinuas) para agosto de 2019, abril de 2021, septiembre de 2021 y octubre de 2021 (paneles izquierdos). Las líneas azules punteadas representan los niveles mareales instantáneos de cada día. Los paneles derechos representan transectos perpendiculares a la costa de los perfiles topo-batimétricos seleccionados para el análisis del runup. Nótese un desplazamiento vertical de 5 m para facilitar la visualización a lo largo de la costa; las distancias en la dirección transversal fueron determinadas desde  $z = 2$  m. En cada subgráfico (b, d, f y h), el perfil superior representa el perfil medio, con la desviación estándar de los perfiles a lo largo de la costa mostrada como un área sombreada, mientras que las líneas azules horizontales indican los niveles mareales instantáneos.



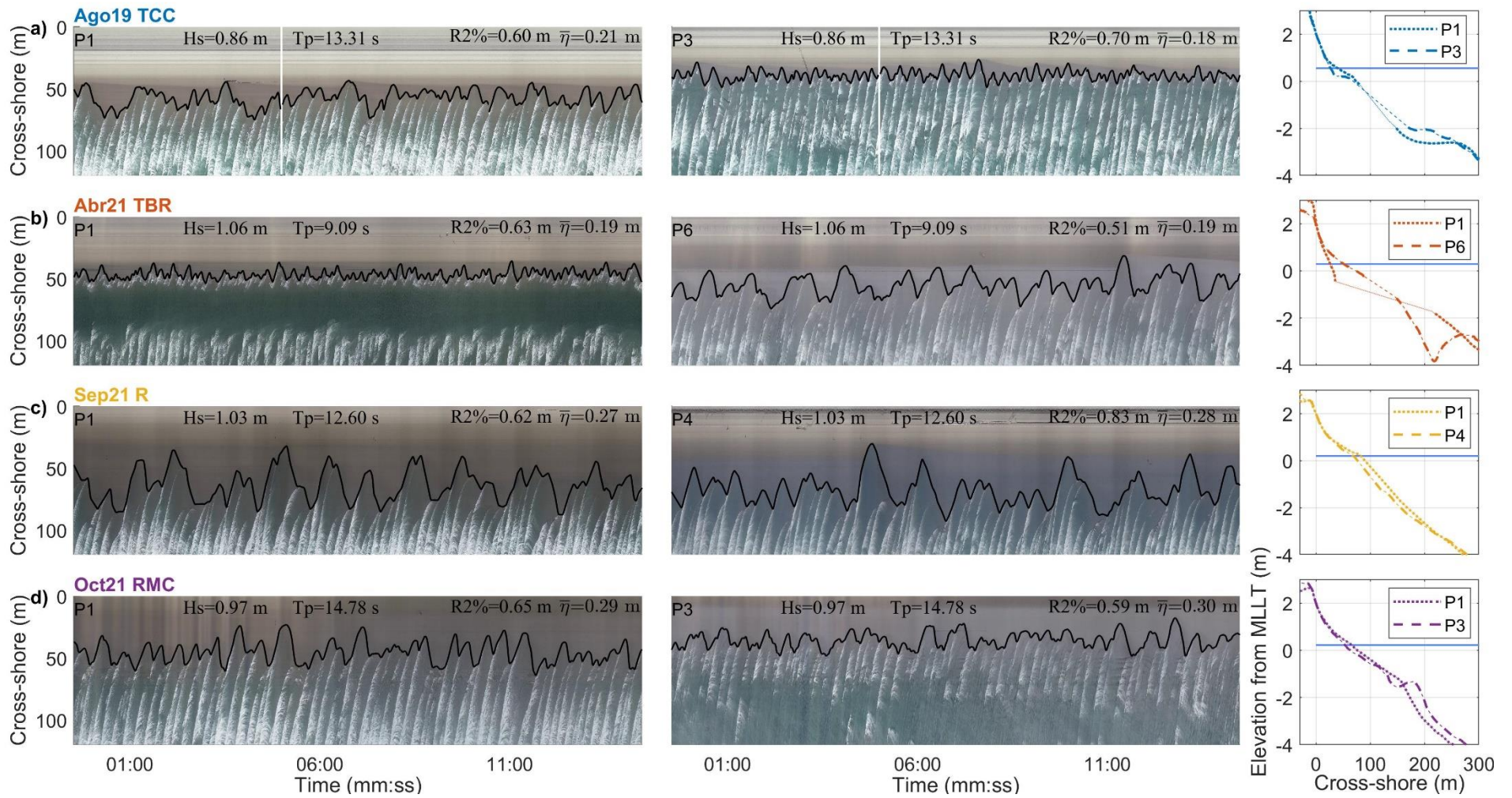
**Figura 3.5.** (a) Variaciones en la pendiente de la cara de la playa para los cuatro días con diferentes características morfológicas a lo largo de la playa (Terraza y Canal Transversal –TCC–, Barras Transversales y Canales de Retorno –TBR–, Reflectiva –R–, Reflectiva con Múltiples Canales –RMC–). (b) Los diagramas de caja muestran la mediana como medida central y la distribución de los datos dentro de los dos primeros cuantiles. Los valores atípicos se muestran con círculos y corresponden al perfil P3, ubicado junto a un canal transversal.

#### 4.4.3. Series de tiempo de runup y análisis espectral

Las series temporales de runup obtenidas de imágenes timestack para algunos en agosto de 2019 (TCC), abril de 2021 (TBR), septiembre de 2021 (R) y octubre de 2021 (RMC) revelaron diferencias relacionadas con variaciones en la morfología inter y submareal (Figura 3.6), así como con la diferencia en el periodo del oleaje en abril de 2021.

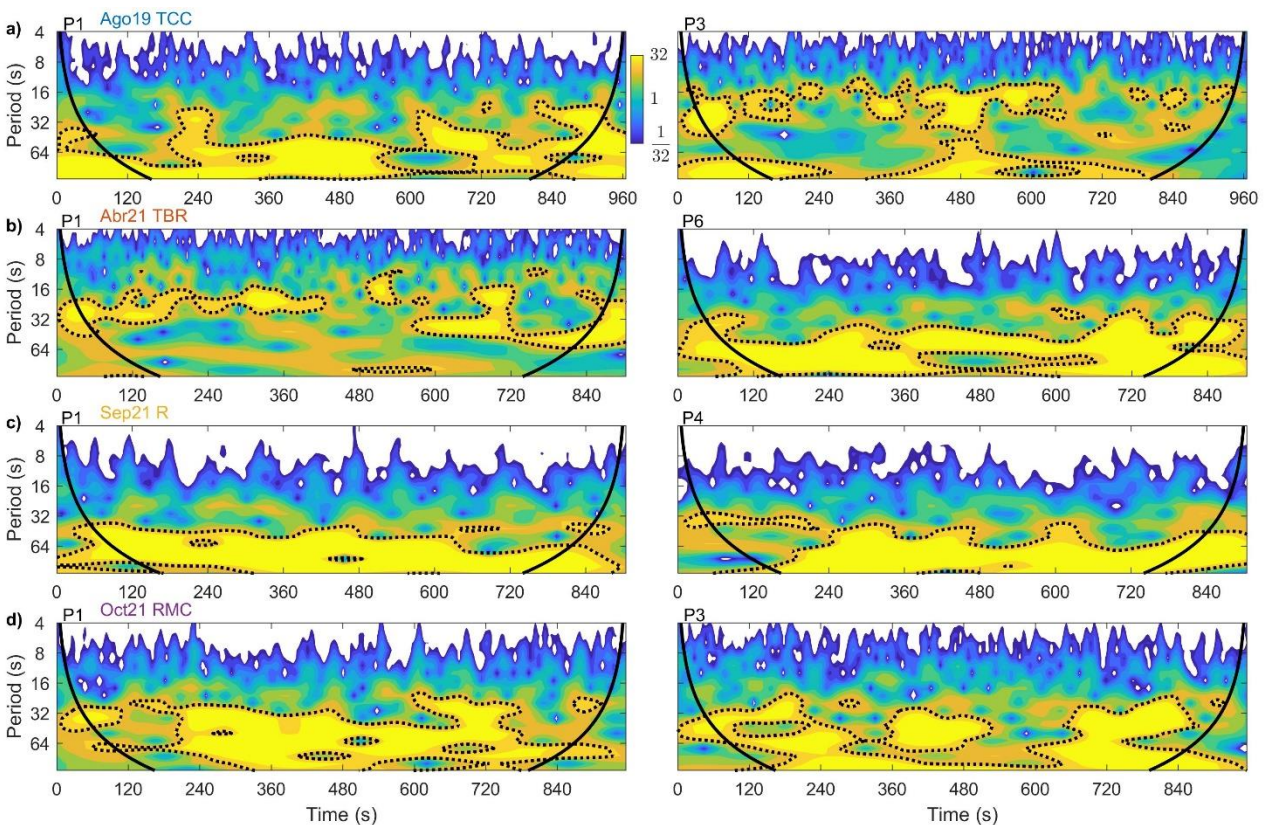
La comparación de las mediciones de runup ( $R_{2\%}$ ) entre un perfil con terraza intermareal y otro con canal de retorno (Figura 3.6a) muestra variaciones de 10 cm (0.6-0.7 m), con valores de runup más altos detrás del canal, mientras que el setup permaneció sin cambios ( $R_{2\%}$  0.18-0.21 m). Observaciones similares se obtuvieron para la condición morfológica TBR al comparar P1, ubicado dentro de un canal, con P6, ubicado sobre una terraza (Figura 3.6b), mostrando una diferencia de 12 cm ( $R_{2\%}$  0.51-0.63 m).

En el estado más reflectivo (R), las señales de runup para P1 y P4 parecieron similares (Figura 3.6c), pero se observaron las mayores diferencias de runup, que variaron de 0.62 a 0.83 m, mientras que el setup se mantuvo similar. En RMC, la comparación entre P1 (fuera de un canal) y P3 (dentro de un canal) mostró un runup menor en P3 ( $R_{2\%}$  = 0.59-0.65 m), con variaciones mínimas en el setup de ola ( $\bar{\eta}$ ) (Figura 3.6d). En los cuatro casos, el setup mostró variaciones menores.



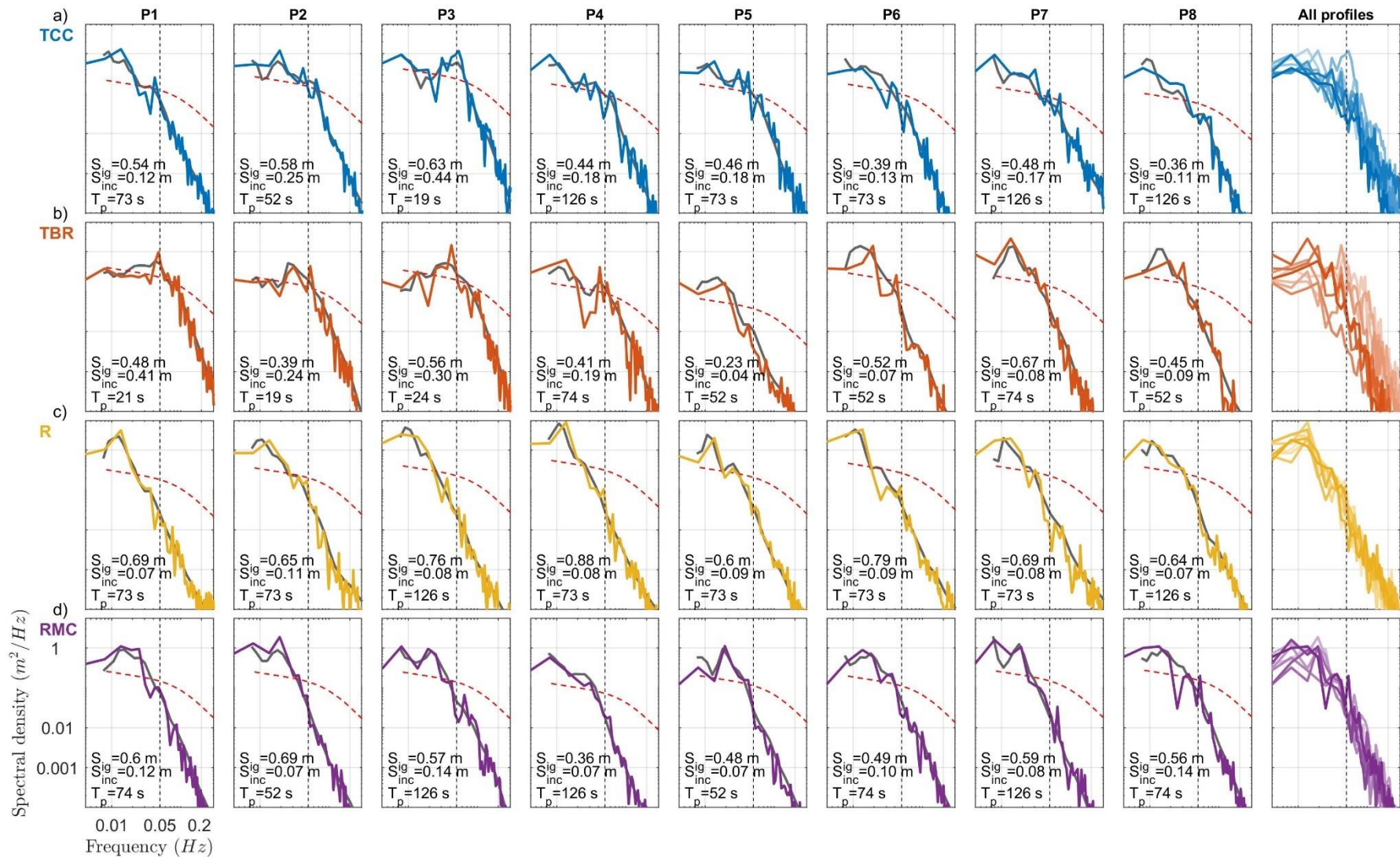
**Figura 3.6.** Imágenes timestack de las series temporales digitalizadas de los niveles de agua para dos perfiles seleccionados de: (a) TCC en agosto; (b) TBR en abril; (c) R en septiembre; y (d) RMC en octubre (paneles izquierdo y central); los valores de runup y setup se muestran en cada panel. Los perfiles topo-batimétricos de cada perfil se presentan en los paneles derechos (referenciados al MLLT), y las líneas horizontales azules representan los niveles marea en el momento de las observaciones

El análisis *wavelet* de las series temporales de *runup* (Figura 3.6) mostró diferencias en las frecuencias dominantes entre perfiles (Figura 3.7). En la comparación entre TCC, TBR y RMC (Figuras 7a, b y c), un perfil estuvo influenciado por un canal de retorno (TCC P3, TBR P1, RMC P3), mientras que el otro no (TCC P1, TBR P6, RMC P1). Las diferencias fueron evidentes en la distribución de frecuencias dominantes para TCC y TBR. El perfil cercano al canal mostró mayor energía en periodos de onda más cortos (< 20 s), mientras que los perfiles fuera de los canales mostraron energía en periodos más largos (> 36 s). En contraste en RMC ambos perfiles presentaron una distribución más amplia de energía a lo largo de las diferentes frecuencias. En el caso más reflectivo (R), no se observaron diferencias morfológicas significativas entre perfiles, y la distribución de energía fue similar, con mayor energía en periodos de onda largos (~64 s) (Figura 3.7d). Se observaron algunas fluctuaciones en los periodos dominantes, como en TBR P1, donde la energía presentó una distribución más estrecha con picos que fluctuaron entre 16 s y 32 s, y en TCC P3, donde se identificaron momentos de atenuación de la señal. Sin embargo, en general, las series temporales mostraron una distribución estacionaria de la energía en el tiempo.



**Figura 3.7.** Resultados del espectro de potencia wavelet para cada serie de tiempo representada en la Figura 3.6: (a) TCC en agosto; (b) TBR en abril; (c) R en septiembre; y (d) RMC en octubre. Las líneas punteadas negras indican el nivel de confianza del 95% (ruido rojo  $\alpha = 0.72$ ), y las líneas negras gruesas indican el cono de influencia (todo lo que queda por debajo está mal representado).

La [Figura 3.8](#) presenta la forma espectral de las series de tiempo de runup para perfiles con distintas características morfológicas. La forma espectral más uniforme a lo largo de la playa se observó en septiembre de 2021 (R), con mayor energía en la frecuencia de infragravedad, pero con gran variabilidad en la cantidad de energía ( $S_{IG}$  0.65–0.88 m) en comparación con los otros casos ([Figura 3.8c](#)). En contraste, las mayores variaciones espectrales ocurrieron en abril de 2021 (TBR) ([Figura 3.8b](#)). Se observó un pico en las frecuencias incidentes en los perfiles P1 y P3 ( $T_p \sim 20$  s), ubicados dentro del canal de retorno, mientras que los perfiles con barras anchas mostraron transferencia de energía hacia frecuencias más largas ( $T_p > 50$  s). En agosto (TCC) ([Figuras 4a, b](#)), la terraza intermareal redujo significativamente la energía en las frecuencias incidentes. Los perfiles P2 y P3, ubicados cerca de canales intermareales de retorno con pendientes más abruptas, exhibieron mayor energía en comparación con los perfiles adyacentes ([Figura 3.8a](#)). Por el contrario, en octubre de 2021 (RMC), aunque P3, P6 y P8 estaban dentro de canales de resaca ([Figura 3.4g](#)), la energía incidente del *swash* fue baja ( $S_{INC}$  de 0.1–0.18 m), aunque ligeramente mayor que en otros perfiles (P2, P4, P5, P7 con  $S_{INC} \sim 0.075$  m).



**Figura 3.8.** Distribución espectral del runup (escala logarítmica) basada en: la Transformada de Fourier (FFT) en colores y la potencia total del wavelet en línea gris, de los perfiles P1 a P8 (columnas de izquierda a derecha) para: (a) TCC en agosto; (b) TBR en abril; (c) R en septiembre; y (d) RMC en octubre. Las líneas rojas discontinuas representan el nivel de confianza del 95 % (ruido rojo  $\alpha = 0.72$ ). Las líneas negras discontinuas verticales indican el umbral de 0.05 Hz que define la energía incidente e infragravitatoria. Cada gráfico muestra la energía significativa del swash incidente ( $S_{inc}$ ) e infragravitacional ( $S_{inc}^g$ ) en  $m^2$ , y el período pico ( $T_p$  en s) derivado de la FFT. La última columna presenta todos los perfiles con distinta saturación de color en un solo subgráfico para facilitar la comparación y resaltar la variabilidad a lo largo de la costa.

#### 4.4.4. Variabilidad a lo largo de la costa del runup, setup y swash.

Se analizaron las variaciones a lo largo de la costa del runup ( $R2\%$ ), setup ( $\bar{\eta}$ ), y del swash incidente ( $S_{INC}$ ) e infragravitatorio ( $S_{IG}$ ) para los cuatro días seleccionados (Tabla 3. 2 y Figura 3.9). En promedio, las observaciones de septiembre de 2021 (R) mostraron los valores de runup más altos ( $R2\% = 0.67$  m, CV de 12%) (línea amarilla en la Figura 3.9a), con un máximo de 0.83 m. Octubre de 2021 (RMC) presentó valores promedio similares con menor variabilidad ( $R2\% = 0.63$  m, CV de 7%) (línea morada en la Figura 3.9a). En agosto de 2019 y abril de 2021 (TCC y TBR; líneas azul y naranja en la Figura 3.9a), los valores promedio y las variaciones del runup fueron similares ( $R2\% = 0.55$  m, CV de 15% y  $R2\% = 0.5$  m, CV de 17%). El canal de retorno en P3 fue la principal característica que afectó el runup en agosto (TCC). En abril, los valores altos de runup estuvieron asociados a un canal de retorno en el límite (P1) y una barra intermareal observada en otro perfil (P7), en contraste con otros perfiles (P5) con una barra prominente, pero valores bajos (Figura 3.9a, Tabla 3. 2). Las observaciones de setup mostraron una baja variabilidad a lo largo de la costa en cada fecha observada ( $std < 0.05$  m) (Tabla 3. 2; Figura 3.9b), aunque hubo algunas diferencias entre fechas. Octubre de 2021 mostró el mayor setup (0.32 m, CV de 8%), seguido por septiembre de 2021 (0.25 m, CV de 16%), luego agosto de 2019 (0.20 m, CV de 11%) y abril de 2021 (0.19 m, CV de 23%).

Tabla 3. 2. Resultados estadísticos de la variabilidad a lo largo de la costa del runup del oleaje ( $R2\%$ ), setup ( $\eta$ ), swash incidente significativo ( $S_{INC}$ ) e infragravitatorio ( $S_{IG}$ ), y la pendiente de la cara de la playa ( $B_f$ ) para los días seleccionados con diferentes características morfológicas; TCC (Terraza y canal de retorno), TBR (Barra transversal y canal de retorno), R (Reflectivo) y RMC (Reflectivo con múltiples canales). CV es el coeficiente de variación para cada parámetro.

	$R2\%$			$\bar{\eta}$			$S_{ig}$			$S_{inc}$			$B_f$		
	mean	std	CV (%)	mean	std	CV (%)	mean	std	CV (%)	mean	std	CV (%)	mean	std	CV (%)
TCC	0.55	0.08	15	0.20	0.02	11	0.49	0.09	18	0.21	0.12	59	0.02	0.01	49
TBR	0.50	0.08	17	0.19	0.04	23	0.48	0.13	27	0.19	0.14	74	0.03	0.02	71
R	0.67	0.08	12	0.25	0.04	16	0.72	0.09	12	0.09	0.01	16	0.02	0.00	14
MRC	0.63	0.04	7	0.32	0.03	8	0.54	0.09	16	0.10	0.03	34	0.02	0.00	22

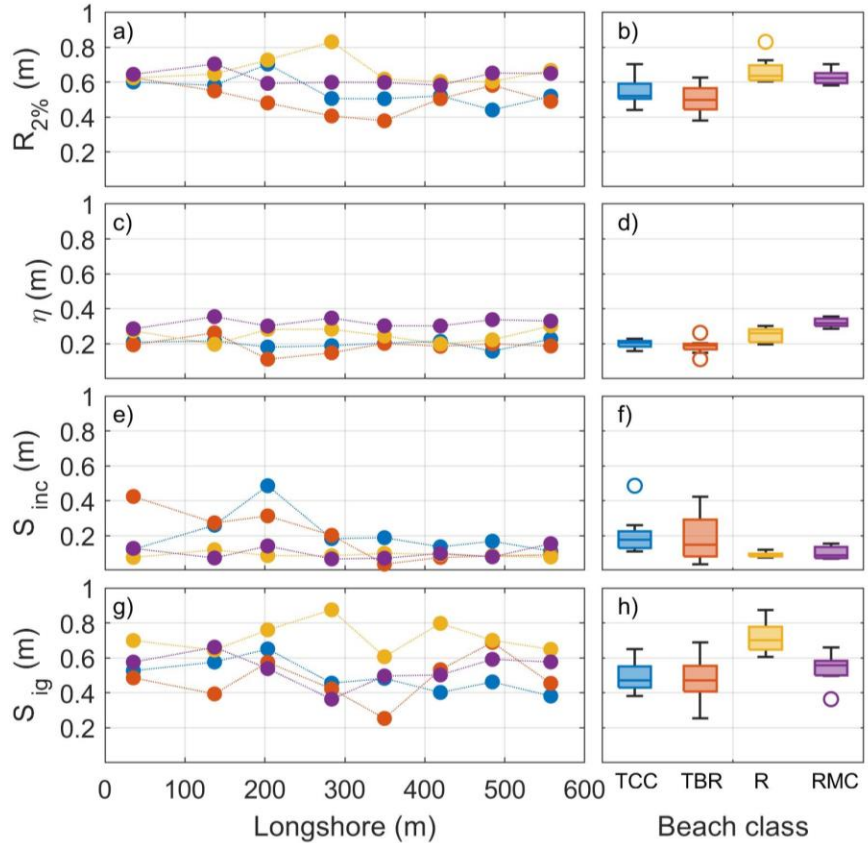


Figura 3.9. Distribución a lo largo de la costa de: (a) el runup del oleaje ( $R_{2\%}$ ); (b) el setup del oleaje; (c) el swash incidente; y (d) el swash infragravitatorio de P1 a P8 (de sur a norte) para los cuatro estados morfológicos de la playa (TCC, TBR, R y RMC). Los paneles (b), (d), (f) y (h) muestran la media y varianza de cada parámetro para cada estado morfológico de la playa. Los diagramas de caja presentan la mediana como medida central y la distribución de los datos dentro de los dos primeros cuantiles. Los bigotes representan todo el rango de los datos. Valores atípicos se muestran como círculos.

La amplitud del swash fue mayor en la banda infragravitatoria que en la banda incidente para todas las mediciones (Figura 3.9 e-g). El swash incidente varió poco en R y RMC, pero aumentó considerablemente cerca de los canales de retorno en TBR y TCC (P1 y P3 respectivamente). Esto es particularmente evidente en TBR (CV 74%), donde el swash incidente es mayor en el sur de la playa, donde los canales de retorno son más frecuentes, y disminuye hacia el norte con la presencia de una barra emergida ancha. El swash infragravitatorio presentó una variabilidad similar entre las fechas observadas (std 0.09–0.13 m; CV 12%–27%). Se observaron valores mayores en R, lo cual resulta contraintuitivo, posiblemente debido a la pendiente suave de la cara de la playa (0.2), donde las olas cortas rompen y transfieren energía a movimientos de mayor escala (Figura 3.6c).

Las observaciones de runup, setup y swash en la [Figura 3.9](#) se relacionaron con el número de Iribarren ([Figura 3.10](#)) para evaluar la dependencia de sus variaciones con la pendiente de la cara de la playa considerando las condiciones de oleaje ([Tabla 3. 1](#)). El número de Iribarren más alto se asoció con la presencia de canales de retorno (por ejemplo, P3 en TCC). En general, se observó una correlación baja ( $r = 0.13$ ) con el runup (R2%) ([Figura 3.10a](#)). No se observó correlación con el setup ( $r = -0.16$ ), aunque es notable que los perfiles con mayor  $\xi$ , asociados a canales de retorno, presentan menor setup ([Figura 3.10b](#)), ni con el swash infragravatorio ( $S_{IG}$ ) ( $r = 0.05$ ), que mostró gran variabilidad con pequeñas diferencias en los números de Iribarren (ver R, puntos amarillos en la [Figura 3.10c](#)). En cambio, el swash incidente ( $S_{inc}$ ) mostró una correlación fuerte ( $r = 0.81$ ) con el número de Iribarren ([Figura 3.10d](#)).

Las observaciones de runup, setup y swash en la [Figura 3.9](#) se relacionaron con el número de Iribarren ([Figura 3.10](#)) para evaluar la dependencia de sus variaciones con la pendiente de la cara de la playa considerando las condiciones de oleaje ([Tabla 3. 1](#)). El número de Iribarren más alto se asoció con la presencia de canales de retorno (por ejemplo, P3 en TCC). En general, se observó una correlación baja ( $r = 0.13$ ) con el runup (R2%) ([Figura 3.10a](#)). No se observó correlación con el setup ( $r = -0.16$ ), aunque es notable que los perfiles con mayor  $\xi$  asociados a canales de retorno presentan menor setup ([Figura 3.10b](#)). El  $S_{IG}$  ( $r = 0.05$ ) mostró gran variabilidad con pequeñas diferencias en los números de Iribarren (ver R, puntos amarillos en la [Figura 3.10c](#)). En cambio,  $S_{inc}$  mostró una fuerte correlación ( $r = 0.81$ ) con el número de Iribarren ([Figura 3.10d](#)).

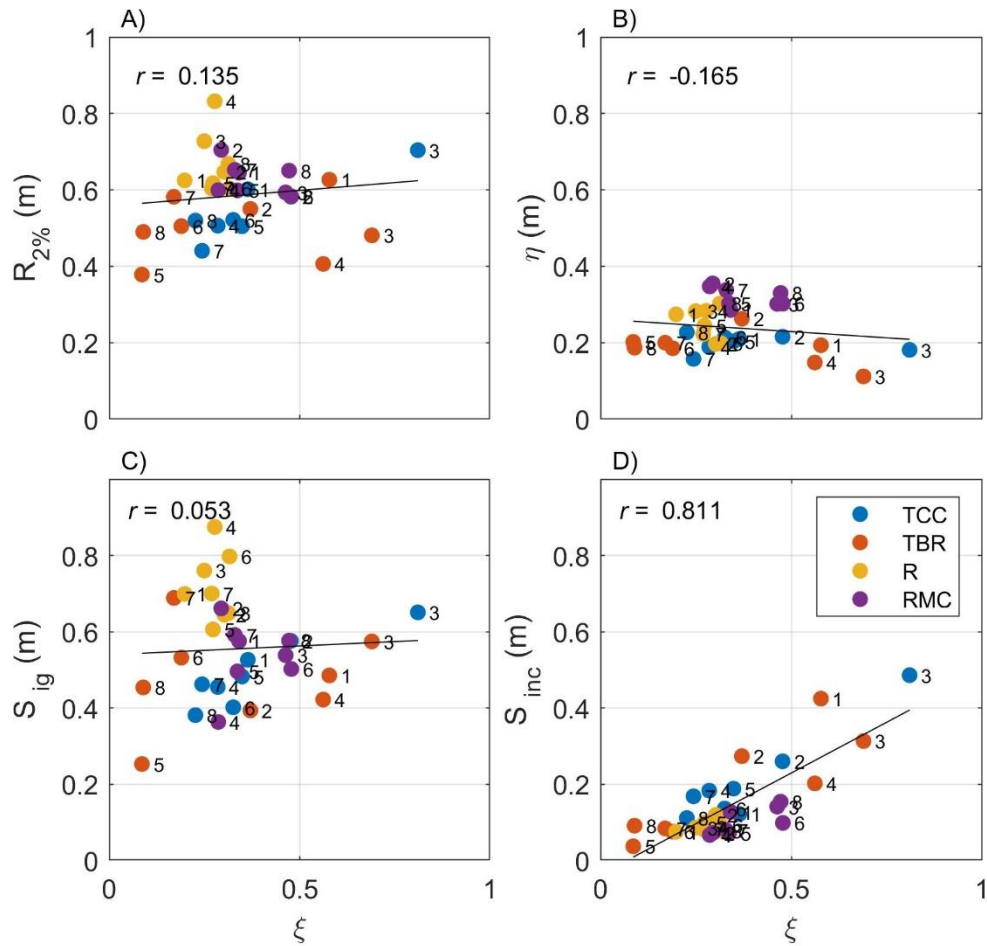


Figura 3.10. Comparación del número de Iribarren con: (a) el runup del oleaje ( $R_{2\%}$ ); (b) el setup del oleaje; (c) el swash infragravitacional significativo; y (d) el swash incidente significativo. El esquema de colores representa diferentes características morfológicas (TCC en azul, TBR en naranja, R en amarillo y RMC en púrpura). Las líneas negras muestran la regresión lineal, y los coeficientes de correlación de Pearson ( $r$ ) se presentan en la esquina superior izquierda.

#### 4.4.5. Desempeño de las parametrizaciones empíricas

Las observaciones del runup, setup y swash fueron comparadas con la parametrización ampliamente utilizada de Stockdon et al. (2006) (S2006; Figura 3.11, Tabla 3. 3). Se obtuvieron correlaciones relativamente buenas entre las observaciones de runup ( $R_{2\%}$ ) y S2006 para los cuatro días con distintas características morfológicas (RMSE = 0.14 m;  $r = 0.46$ ; Figura 3.11a; Tabla 3. 3). Al examinar la correlación para cada fecha de observación, se observó un buen ajuste con TCC y un ajuste deficiente con las otras tres fechas. En todos los casos, el RMSE fue inferior a 0.16 m. El setup fue

subestimado por S2006 (RMSE de 0.15 m), presentando una correlación baja (Figura 3.11b). Las variaciones morfológicas de la playa no son consideradas en las estimaciones del swash infragravitacional (Sig) con S2006; por lo tanto, las variaciones del oleaje en mar abierto es la única fuente de variabilidad, resultando en los valores de RMSE más altos para todas las observaciones (Figura 3.11c; Tabla 3. 3). En contraste, las estimaciones del swash incidente (Sinc) con S2006 presentaron RMSE relativamente bajos y valores de correlación altos (Tabla 3. 3; Figura 3.11d).

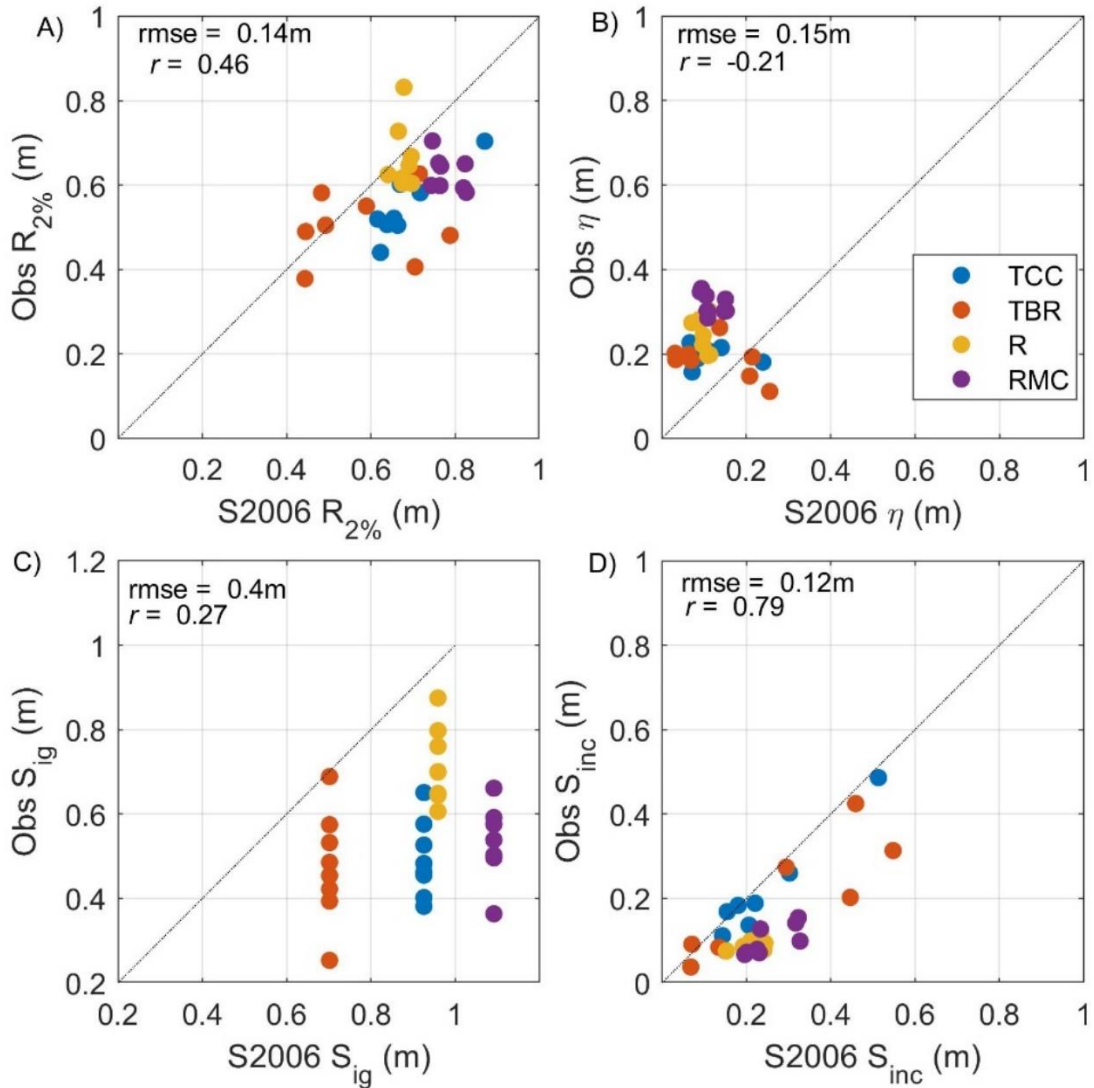


Figura 3.11. Valores observados de: (a) runup ( $R_{2\%}$ ), (b) setup, (c) swash infragravitacional, y (d) swash incidente frente a los valores calculados usando la parametrización de Stockdon et al., 2006 (S2006). Los colores representan las diferentes fechas. La línea diagonal negra representa la línea 1:1. Cada gráfico muestra el error cuadrático medio (RMSE) y el coeficiente de correlación de Pearson ( $r$ ).

Tabla 3. 3. Resultados estadísticos de la comparación entre las observaciones y S2006 (Stockdon et al. 2006) para el runup ( $R_2\%$ ), el setup ( $\eta$ ) y los componentes de swash incidente e infragravitacional ( $S_{inc}$ ,  $S_{ig}$ ).  $r$  y  $RMSE$  corresponden al coeficiente de correlación de Pearson y al error cuadrático medio, respectivamente.

S2006	$R_2\%$		$\eta$		$S_{inc}$		$S_{ig}$	
	$r$	RMSE (m)	$r$	RMSE (m)	$r$	RMSE (m)	$r$	RMSE (m)
TCC	0.90	0.14	-0.16	0.10	0.95	0.05	-	0.44
TBR	0.14	0.16	-0.50	0.13	0.87	0.13	-	0.26
R	-0.03	0.08	-0.36	0.16	0.45	0.12	-	0.26
RMC	-0.41	0.16	-0.46	0.20	0.75	0.16	--	0.56
All data	0.46	0.14	-0.21	0.15	0.79	0.12	0.3	0.40

Nuestras observaciones se compararon con otras parametrizaciones revisadas por Gomes da Silva et al. (2020), y mostraron un buen desempeño general solo bajo ciertas condiciones morfológicas específicas de la playa (Tabla 3. 4). Las observaciones de setup se compararon con Ji et al. (2018),  $S_{IG}$  con Gomes da Silva et al. (2018) y Passarella et al. (2018), y  $S_{INC}$  con Gomes da Silva et al. (2019). En general,  $S_{IG}$  mostró mejoras significativas (Figura 3.12a; Tabla 3. 4) en comparación con S2006, particularmente para TCC, mientras que el setup mejoró con un menor RMSE, pero bajos valores de correlación. La evaluación de  $S_{INC}$  presentó el peor desempeño (Tabla 3. 4).

Tabla 3. 4. Resultados estadísticos entre las observaciones y diferentes parametrizaciones para los días seleccionados (RB, RC, TLC, TCC).  $r$  y  $RMSE$  representan el coeficiente de correlación de Pearson y el error cuadrático medio, respectivamente.

	$S_{ig}$ Gomes da Silva (2018)		$S_{ig}$ Passarella et al. (2018)		$\eta$ Ji et al. (2018)		$S_{inc}$ Gomes da Silva (2019)	
	$r$	RMSE (m)	$r$	RMSE (m)	$r$	RMSE (m)	$r$	RMSE (m)
TCC	0.91	0.04	0.91	0.08	-0.13	0.05	0.93	0.38
TBR	0.21	0.18	0.23	0.26	-0.44	0.10	0.87	0.29
R	-0.01	0.26	-0.01	0.11	-0.36	0.07	0.45	0.45
RC	0.08	0.10	0.08	0.16	-0.48	0.11	0.76	0.57
Total	0.25	0.17	0.30	0.17	-0.03	0.09	0.54	0.43

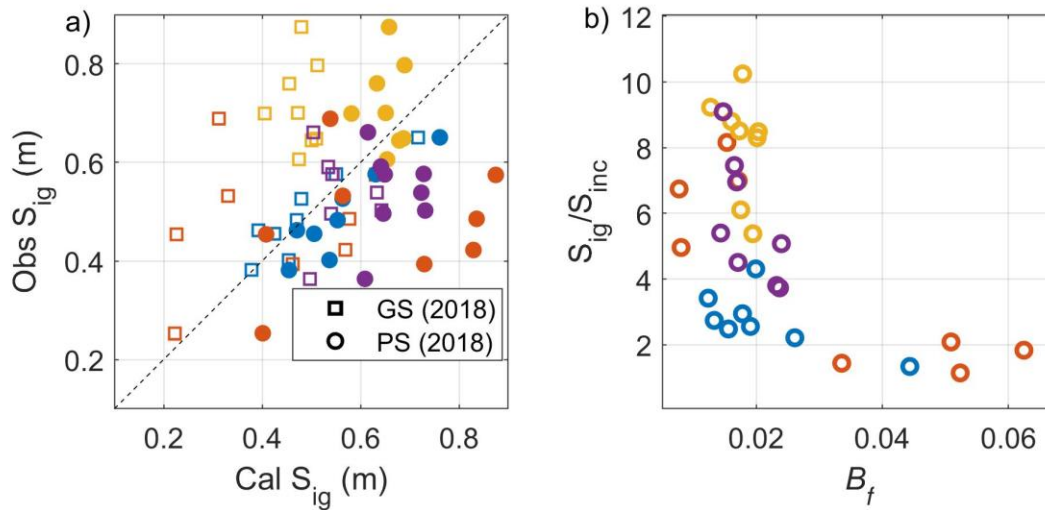


Figura 3.12. (a) Swash infragravitatorio observado ( $S_{ig}$ ) comparado con las parametrizaciones de Gomes da Silva (2018) (cuadrados) y Passarella (2018) (puntos de colores); (b) Relación entre el swash infragravitatorio y el swash incidente en función de la pendiente de la cara de la playa.

La parametrización de  $S_{IG}$  por Gomes da Silva et al. (2018), que incorpora las condiciones del estado de la playa, y la de Passarella et al. (2018), que considera el perfil de la cara de la playa, resultan en mejores estimaciones de  $S_{IG}$ , aunque persiste una variabilidad significativa no resuelta (Figura 3.12a). Mientras que la relación entre  $S_{INC}$  y la pendiente de la cara de la playa es aproximadamente lineal, la razón entre  $S_{IG}/S_{INC}$  en función de la pendiente (Figura 3.12b) muestra que una cara de playa más inclinada resulta en mayores valores de  $S_{INC}$  ( $S_{IG}/S_{INC}$  de 2:1 y 1:1), probablemente debido a la presencia de canales de retorno. Por el contrario, con una pendiente más suave ( $B_f < 0.03$ ), domina  $S_{ig}$ , aunque se observa una variabilidad considerable pasando de ser el doble a ser 10 veces más grande ( $S_{IG}/S_{INC}$  de 2:1 a 10:1).

#### 4.5. Discusión

Esta investigación presenta nuevas observaciones de runup para condiciones locales promedio de oleaje suave tipo swell ( $H_s = 0.9$  m) en una playa altamente dinámica con morfología compleja tridimensional, y analiza la variabilidad del runup a lo largo de la costa. Los datos de runup se recolectaron en la playa La Misión, Baja California, durante cuatro días con características similares del oleaje en aguas profundas, pero con configuraciones morfológicas variables, incluyendo la presencia de canales de retorno, terrazas intermareales y barras submareales

#### 4.5.1. Limitaciones metodológicas

Las mediciones de runup a partir de imágenes de video son una técnica bien establecida (Holman y Guza, 1984) ampliamente utilizada. Sin embargo, obtener mediciones de runup a partir de imágenes de vehículos aéreos no tripulados (UAV) presenta desafíos adicionales, como problemas de estabilización de imagen (Holman et al., 2017). Aplicando el método propuesto por Simarro et al. (2021), obtuvimos series temporales estables de runup a partir de imágenes tipo timestack derivadas de UAV. Este método corrige errores con una precisión de pocos píxeles causados por cambios en la ubicación y orientación de la cámara, que en pruebas anteriores provocaron una asignación incorrecta de valores de elevación en los valores de runup derivados del video.

Para evaluar la precisión de la georreferenciación general de esta técnica, comparamos objetos observables cercanos a la línea de costa en una imagen rectificadas identificando esos objetos en un ortomosaico generado mediante la técnica Structure from Motion (SfM) el mismo día utilizando puntos de control en tierra (Figura 3.13), técnica con la que se espera tener un error de centímetros. Los errores en dirección transversal a la costa, que podrían representar una fuente significativa de error en la medición del runup, tuvieron valores de 1.4 m en el sur, 0.3 m en el centro de la zona de estudio y 1.7 m en el norte, con un error promedio de 0.3 m en toda la imagen. Los errores en dirección paralela a la costa variaron desde 4 m en el sur hasta 13 m en el extremo norte de la imagen, con un error promedio a lo largo de la imagen de 6.5 m.

Aunque generalmente se espera que las variaciones de elevación en dirección paralela a la costa sean menos significativas que las variaciones transversales, este no siempre es el caso en presencia de canales y terrazas. Por lo tanto, se debe prestar especial atención a estas variaciones longitudinales. No obstante, dado que las características morfológicas observadas en este estudio eran evidentes tanto en las imágenes como en los perfiles, no se anticipó un impacto significativo en los resultados.

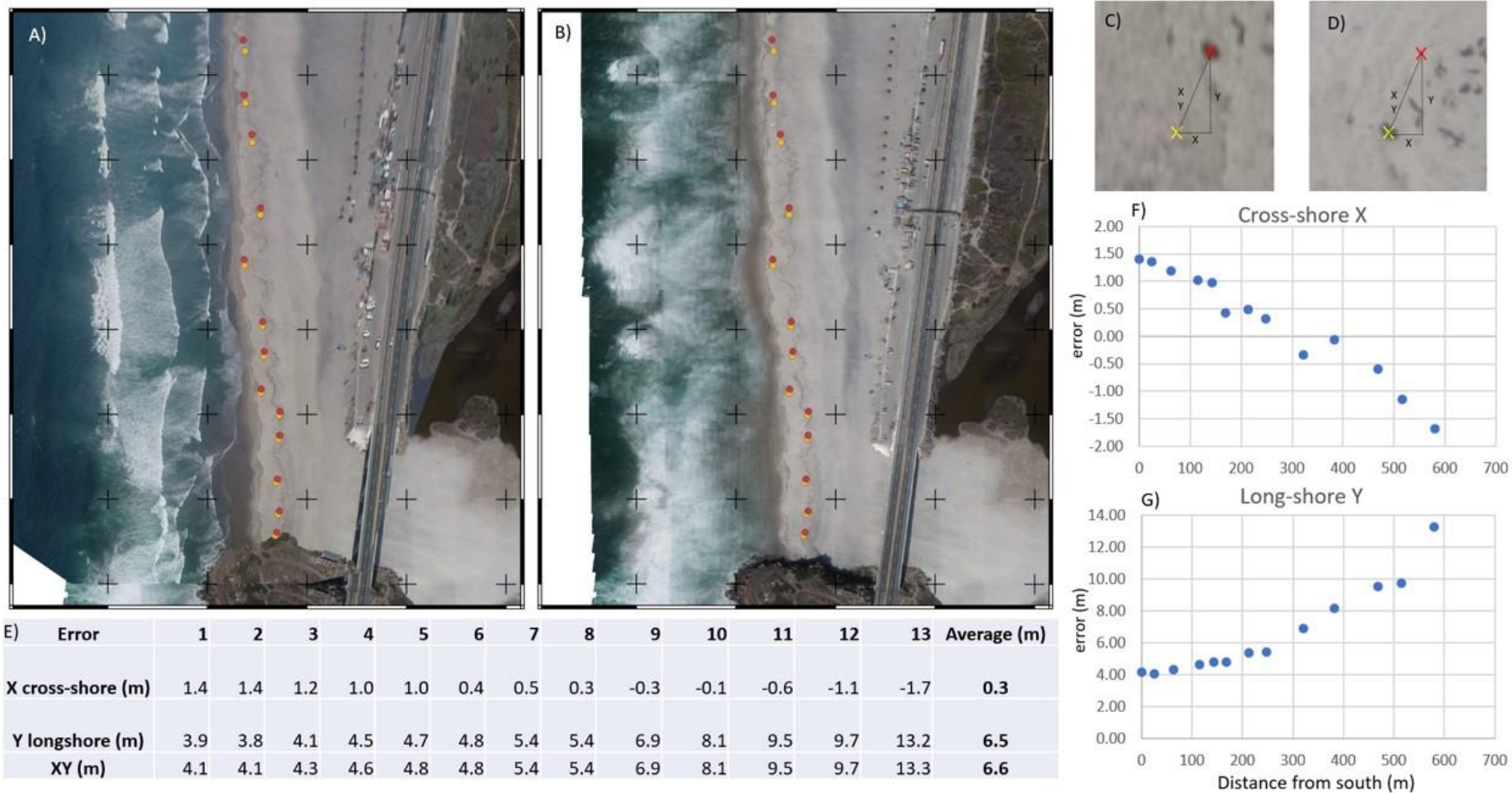


Figura 3.13. Análisis de errores del proceso de georreferenciación. (a) Imagen rectificada utilizando el método propuesto por Simarro et al. (2021). (b) Ortomosaico generado mediante la técnica Structure from Motion tradicional utilizando puntos de control en tierra. (c y d) Vista ampliada que muestra objetos observados y el desplazamiento entre imágenes. Las X coloreadas indican la posición de un elemento identificado tanto en el ortomosaico como en la imagen timex, mientras que el triángulo señala el desplazamiento en direcciones transversal y paralela a la costa. (e) Tabla 3.3. que presenta los errores transversales y longitudinales de cada punto desde el extremo sur hacia el norte. (f) Gráfico del error transversal en función de la distancia desde el extremo sur. (g) Gráfico del error longitudinal en función de la distancia desde el extremo sur.

Un análisis de los errores asociados con desplazamientos transversales hipotéticos de  $\pm 1$  m entre perfiles topográficos e imágenes timestack indicó que el setup es el parámetro más sensible, aunque con errores insignificantes. Un desplazamiento de 1 m en pendientes promedio de 0.02 (con un máximo de  $\sim 0.05$ ) generó errores de 0.02 m (máximo  $\sim 0.05$  m). El swash incidente y de infragravedad apenas se vieron afectados por estos desplazamientos, aunque la variabilidad del último fue compleja y dependió de variaciones en la morfología intermareal (como la presencia de terrazas).

Otra fuente de error surgió de los cambios temporales en el perfil entre las mediciones GPS y las observaciones de video. Los intentos iniciales en este estudio de medir el runup con lapsos de varios días entre la recolección de datos arrojaron valores de setup mayores a los esperados (setup  $> 0.5$  m para olas con  $H_s = 1$  m). En consecuencia, se descartaron los datos con intervalos temporales y solo se presentan resultados de mediciones de video y topografía realizadas el mismo día. En La Misión, los cambios morfológicos pueden ocurrir en cuestión de horas, por lo que la mejor práctica es adquirir mediciones de video y topografía lo más cercanas posible en el tiempo.

Otra consideración importante en el cálculo de estadísticas de runup es la duración de las mediciones. Aunque series temporales de 17 minutos son comúnmente utilizadas para estimar parámetros de runup (Stockdon et al., 2006), otros estudios han analizado elevaciones de runup usando series de 15 minutos (Hughes et al., 2014; Senechal et al., 2018). Periodos de observación más largos pueden proporcionar estadísticas más robustas para parámetros como el swash significativo y  $R2\%$ ; sin embargo, variaciones de marea pueden comprometer la suposición de estacionariedad en series temporales prolongadas.

En nuestro caso, la duración de las grabaciones de video estuvo limitada por la capacidad de batería del dron, que era de aproximadamente 15 a 16 minutos. Se realizó un análisis de sensibilidad para evaluar cómo la duración de la observación afecta los parámetros calculados. Esto implicó analizar series temporales más cortas (comenzando en 240 segundos) e incrementar gradualmente los datos hasta alcanzar el lapso completo de observación. Los resultados muestran que  $R2\%$  y setup se mantienen estables, sin variaciones significativas antes de los 900 segundos. Por el contrario,  $S_{IG}$  y  $S_{INC}$  exhiben mayor variabilidad, particularmente en valores más altos. Por ejemplo, se observaron variaciones significativas para  $S_{IG}$  en el conjunto de datos de septiembre 2021 (R). No obstante, la variabilidad disminuyó cerca de la ventana de 900 segundos. Estos hallazgos resaltan la importancia de considerar la duración de las series temporales como una fuente potencial de incertidumbre al

evaluar la variabilidad del runup. Los drones comerciales más recientes tienen mayor capacidad de batería, haciendo factibles mediciones más prolongadas.

#### 4.5.2. Variación del runup a lo largo de la costa

La forma espectral de las series temporales de runup mostró variaciones significativas a lo largo de Playa La Misión. Estudios previos han indicado que la altura de runup y su firma espectral (Hughes et al., 2014) están principalmente dominadas por energía incidente bajo condiciones reflectivas predominantes (Guedes et al., 2012), mientras que las frecuencias de infragravedad prevalecen en condiciones más disipativas (Senechal et al., 2018). Nuestras observaciones muestran un ejemplo de cómo estos dos comportamientos pueden coexistir en diferentes ubicaciones a lo largo de la costa bajo las mismas condiciones. En agosto, observamos que las zonas con una terraza intermareal presentaban un predominio de frecuencias de infragravedad, lo que generaba firmas espectrales típicas de estados disipativos. Por el contrario, los perfiles con canales de retorno mostraron características de runup más similares a las de condiciones reflectivas.

Las variaciones longitudinales en la firma espectral del runup están asociadas a la presencia de características morfológicas transversales y longitudinales que varían a lo largo de la playa. Esto fue particularmente evidente en abril, cuando las barras y canales transversales generaron formas espectrales de runup claramente diferentes. Para este estado morfológico de playa, la energía de infragravedad fue predominante donde las barras intermareales estaban bien desarrolladas, mientras que los patrones de energía incidente fueron influenciados por el tamaño, forma y pendiente de los canales. En octubre, a pesar del desarrollo de canales en los perfiles, las diferencias entre las formas espectrales de perfiles influenciados por canales y no influenciados fueron menos pronunciadas. Esto podría explicarse parcialmente por la formación de una barra en la “cabeza” de los canales, que indujo el rompimiento (como se observa en la imagen Timex de la [Figura 3.4g](#)) y facilitó la transferencia de energía de frecuencias incidentes a infragravitatorias. En septiembre se observó menor variabilidad en la forma espectral, predominando la energía infragravitatoria presentando variaciones longitudinales en la cantidad energía, posiblemente relacionadas con otras fuentes de variabilidad e incertidumbre que no fueron consideradas (Torres-Freyermuth et al., 2019; Rutten et al., 2021).

Se analizó la dependencia de las variaciones del swash significativo ( $S$ ) con los cambios en la pendiente de la playa utilizando la relación entre los valores máximo y mínimo, denominada factor de variación ( $F$ ), para facilitar la comparación con estudios previos (R2004, Ruggiero et al., 2004;

S2018, Senechal et al., 2018; G2012, Guedes et al., 2012) (ver [Tabla 3. 5](#)). Mientras que en S2018 se encontró que el swash  $S$  variaba mucho más que la pendiente de la playa, en R2004 se observó la tendencia opuesta. En G2012, el swash  $S$  varió en un factor similar al de la pendiente de la playa. En La Misión se observaron cambios significativos en la pendiente de la playa, particularmente en agosto con la presencia de terrazas y canales transversales (TCC) y en abril con condiciones de barra transversal y corriente de resaca (TBR). Estos cambios estuvieron frecuentemente asociados a la presencia de canales de retorno y barras intermareales ([Tabla 3. 5](#)). Bajo estas condiciones, la variabilidad de  $S$  fue más pronunciada, aunque no tan significativa como la variabilidad de la pendiente de la playa en sí misma. Específicamente, la variación del swash incidente aumentó sustancialmente con las fluctuaciones en la pendiente de la playa.

*Tabla 3. 5. Factor de variabilidad longitudinal ( $F$ ) para el swash significativo ( $S$ , y el factor de variación de  $S_{IG}$ ,  $S_{INC}$  en nuestros datos) y la pendiente de la playa ( $B_f$ ) para nuestras observaciones (en negritas) y estudios previos (R2004; S2018; y G2012). Se incluyen la altura significativa de ola ( $H_s$ ) y el periodo pico ( $T_p$ ) como referencia.*

<b>F</b>	<b>S (<math>S_{IG}</math>, <math>S_{INC}</math>)</b>	<b><math>B_f</math></b>	<b><math>H_s</math> (m)</b>	<b><math>T_p</math> (s)</b>
R2004	2	5	2.3	13
S2018	3	1.6	2	13
G2012	1.8	2	<1	10-12
<b>TCC</b>	<b>2 (1.7, 4.4)</b>	<b>3.58</b>	<b>0.9</b>	<b>14</b>
<b>TBR</b>	<b>2.7 (2.7, 11.3)</b>	<b>8.04</b>	<b>1</b>	<b>9</b>
<b>R</b>	<b>1.4 (1.4, 1.6)</b>	<b>1.6</b>	<b>1</b>	<b>12.6</b>
<b>MRC</b>	<b>1.8 (1.8, 2.3)</b>	<b>1.67</b>	<b>1</b>	<b>14.5</b>

El runup ( $R2\%$ ), setup ( $\bar{\eta}$ ) y swash infragravitatorio ( $S_{IG}$ ) mostraron una variabilidad temporal ( $P_t$ ) mucho mayor en comparación con la variabilidad longitudinal ( $P_y$ ). Esto se atribuyó parcialmente a diferencias en los estados morfodinámicos de la playa y a variaciones en el oleaje entre las observaciones ([Tabla 3. 6](#)). El swash incidente ( $S_{INC}$ ) presentó una variabilidad temporal y espacial similar, relacionada con características morfológicas longitudinales como los canales asociados a corrientes de retorno. G2012 evaluó la variabilidad temporal de  $S$  y  $S_{INC}$  durante un ciclo de marea, reportando altos valores de variabilidad (0.83 y 0.84 respectivamente), e identificó la disipación del oleaje sobre las barras como un factor clave de esta variabilidad. Por otro lado, S2018 observó una variabilidad espacial significativamente mayor en  $S$ ,  $S_{IG}$  y  $S_{INC}$  ( $P_y$  0.87, 0.83, 0.82) en comparación con nuestros hallazgos, aunque su análisis se realizó durante un período de 4 horas en lugar de abarcar diferentes estaciones y morfologías ([Tabla 3. 6](#)).

Tabla 3. 6. Componentes de variabilidad temporal ( $P_t$ ) y espacial ( $P_y$ ) para runup ( $R_{2\%}$ ), setup ( $\eta$ ), swash significativo ( $S$ ), y sus componentes de swash infragravitatorio e incidente ( $S_{IG}$  y  $S_{INC}$ ) y pendiente de playa ( $B_f$ ).

	$R_{2\%}$	$\eta$	$S$	$S_{inc}$	$S_{ig}$	$B_f$
$P_t$	0.47	0.73	0.36	0.25	0.51	0.17
$P_y$	0.13	0.05	0.23	0.27	0.14	0.28

Las parametrizaciones existentes no capturan adecuadamente la variabilidad longitudinal del runup. Aunque  $S_{INC}$  fue representado con precisión, tendió a ser ligeramente sobreestimado, particularmente en RMC y TBR. A pesar de la presencia de canales y una pendiente moderadamente más pronunciada,  $S_{INC}$  no aumentó como lo predijo S2006, posiblemente debido a la presencia de barras en la cabecera de los canales de retorno que promueven el rompimiento de olas. Tanto el setup como el  $S_{IG}$  mostraron un desempeño más deficiente en este aspecto. La parametrización S2006 subestimó el setup en nuestras observaciones en un promedio de 0.15 m; mientras que la parametrización de Ji et al. (2018) mejoró la precisión, reduciendo el RMSE a 0.09 m. Las parametrizaciones de Gomes da Silva et al. (2018) y Passarella et al. (2018) proporcionaron mejoras notables en las estimaciones de  $S_{IG}$ , aunque persistió bastante dispersión en los datos.

Hace algunas décadas, Holman y Sallenger (1985) encontraron que el setup explicaba más del 50% de la variabilidad longitudinal del swash, atribuyendo esta variabilidad a la morfología de las barras submareales, especialmente durante marea baja. A pesar de los esfuerzos sustanciales para comprender y mejorar las parametrizaciones del setup (Dalinghaus et al., 2022; Ji et al., 2018; Stephens et al., 2011), estudios más recientes centrados en la variabilidad longitudinal no han evaluado el setup (Ruggiero et al. 2004; Guedes et al. 2012; Senechal et al., 2018). En nuestro caso, con una altura de ola de 1 m observamos una variación longitudinal baja en el setup que alcanzó un coeficiente de variación (CV) máximo del 20% en TBR que presentaba una variabilidad morfológica significativa. Se ha sugerido que una parte considerable de la varianza del setup podría estar relacionada con errores de medición u otros procesos no considerados en las parametrizaciones (Dalinghaus et al., 2023; O'Grady et al., 2019). Destacamos que las mediciones precisas del nivel del agua mediante sensores remotos requieren atención cuidadosa a errores como la georreferenciación de imágenes, variaciones temporales en la morfología de la playa y estimaciones de niveles instantáneos de marea.

## 4.6 Conclusiones

Nuestro estudio analizó la variabilidad del runup y sus componentes a lo largo de un tramo de 500 m en la playa La Misión, Baja California, utilizando imágenes de UAV combinadas con mediciones topográficas y batimétricas. Se examinaron cuatro períodos con condiciones similares de oleaje en aguas profundas pero diferentes configuraciones morfológicas de playa: Terrazas y Canales Transversales (TCC), Barra Transversal y Canales de Retorno (TBR), condiciones Reflectivas (R), y Reflectiva con Múltiples Canales (RMC).

El runup promedio (R2%) varió entre 0.5 m y 0.63 m. La variabilidad longitudinal del R2%, indicada por el coeficiente de variación (CV), osciló entre 7% y 17%, registrándose la mayor variabilidad en el estado de playa más intermedio (TBR). El setup, fue el componente que menos aportó al runup, mostrando variaciones longitudinales mínimas, con valores promedio entre 0.20 m y 0.32 m; la desviación estándar no superó 0.04 m y el CV varió entre 8% y 23%.

El swash presentó una variabilidad longitudinal notable, con transferencia de energía desde la banda incidente a la infragravitatoria según la morfología del perfil. En presencia de canales de retorno, la energía incidente fue generalmente mayor, excepto cuando una barra inducía el rompimiento en la cabeza del canal. La energía incidente mostró buena correlación con la pendiente de playa y fue predicha con precisión por la parametrización de Stockdon (2006), aunque con ligeras sobreestimaciones en morfologías RMC (reflectivas con múltiples canales) donde las barras favorecían el rompimiento. El swash infragravitatorio fue el principal contribuyente al runup en la mayoría de las observaciones y mostró variabilidad longitudinal no directamente relacionada con la pendiente de playa. La parametrización de Stockdon et al. (2006) mostró bajo desempeño para predecir el swash infragravitatorio, mientras que la de Passarella et al. (2018), que considera la pendiente de playa, obtuvo mejores resultados. Sin embargo, parte importante de la variabilidad no fue explicada solo por morfología de la cara de la playa, y es de esperarse que exista mayor incertidumbre en la variabilidad del swash infragravitatorio bajo condiciones de playa más disipativas.

El estudio del runup requiere considerar la batimetría, ya que las variaciones en la morfología submarina pueden influir significativamente en sus características. Para predicciones más precisas, sería beneficioso que las parametrizaciones incorporaran datos batimétricos y su variabilidad asociada. Este estudio demuestra la efectividad de combinar imágenes derivadas de UAV con mediciones morfológicas detalladas de la zona costera para obtener observaciones integrales del

runup. Este enfoque permite un análisis detallado de las variaciones longitudinales en playas con morfología compleja, identificando posibles mecanismos inducidos por diferentes estados morfológicos que pueden afectar la variabilidad del runup a lo largo de la costa.

### **Agradecimientos**

Esta investigación fue financiada por los proyectos de investigación UC-MEXUS CN-18-179 y CONACyT CB-2014-238765, con apoyo adicional de UABC #11720. Los autores también agradecen a CONACyT por la beca de doctorado otorgada a A.D.G-B. Se reconoce el invaluable apoyo logístico proporcionado por el Grupo de Investigación en Morfodinámica Costera ([www.mordics.org](http://www.mordics.org)), en particular la asistencia de Tadashi Kono, Ernesto Carsolio y Julio López.

### **Bibliografía**

- Ciriano, Y., Coco, G., Bryan, K.R., Elgar, S., 2005. Field observations of swash zone infragravity motions and beach cusp evolution. *J. Geophys. Res. Ocean.* 110, 1–10.  
<https://doi.org/10.1029/2004JC002485>
- Dalinghaus, C., Coco, G., & Higuera, P. (2023). A predictive equation for wave setup using genetic programming. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 23(6), 2157–2169.  
<https://doi.org/10.5194/nhess-23-2157-2023>
- Fiedler, J.W., Brodie, K.L., McNinch, J.E., Guza, R.T., 2015. Observations of runup and energy flux on a low-slope beach with high-energy, long-period ocean swell. *Geophys. Res. Lett.* 42, 9933–9941. <https://doi.org/10.1002/2015GL066124>
- Gomes da Silva, P., Coco, G., Garnier, R., Klein, A.H.F., 2020. On the prediction of runup, setup and swash on beaches. *Earth-Science Rev.* 204, 103148.  
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103148>
- Gomes da Silva, P., Medina, R., González, M., Garnier, R., 2019. Wave reflection and saturation on natural beaches: The role of the morphodynamic beach state in incident swash. *Coast. Eng.* 153. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2019.103540>
- Gomes da Silva, P., Medina, R., González, M., Garnier, R., 2018. Infragravity swash parameterization on beaches: The role of the profile shape and the morphodynamic beach state. *Coast. Eng.* 136, 41–55. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2018.02.002>
- Guedes, R.M.C., Bryan, K.R., Coco, G., 2012. Observations of alongshore variability of swash

- motions on an intermediate beach. *Cont. Shelf Res.* 48, 61–74.  
<https://doi.org/10.1016/j.csr.2012.08.022>
- Holman, R.A., Guza, R.T., 1984. Measuring run-up on a natural beach. *Coast. Eng.* 8, 129–140.
- Holman, R., Stanley, J., 2007. The history and technical capabilities of Argus. *Coast. Eng.* 54, 477–491. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2007.01.003>
- Holman, R.A., Bowen, A.J., 1984. Longshore structure of infragravity wave motions. *J. Geophys. Res.* 89, 6446–6452. <https://doi.org/10.1029/JC089iC04p06446>
- Holman, R.A., Brodie, K.L., Spore, N.J., 2017. Surf Zone Characterization Using a Small Quadcopter: Technical Issues and Procedures. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 55, 2017–2027.  
<https://doi.org/10.1109/TGRS.2016.2635120>
- Holman, R.A., Guza, R.T., 1984. Measuring run-up on a natural beach. *Coast. Eng.* 8, 129–140.  
[https://doi.org/10.1016/0378-3839\(84\)90008-5](https://doi.org/10.1016/0378-3839(84)90008-5)
- Holman, R.A., Sallenger, A.H., 1985. Setup and Swash on a Natural Beach. *J. Geophys. Res.* 90, 945–953. <https://doi.org/10.1029/JC090iC01p00945>
- Hughes, M.G., Aagaard, T., Baldock, T.E., Power, H.E., 2014. Spectral signatures for swash on reflective, intermediate and dissipative beaches. *Mar. Geol.* 355, 88–97.  
<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.05.015>
- Ji, C., Zhang, Q., Wu, Y., 2018. An empirical formula for maximum wave setup based on a coupled wave-current model. *Ocean Eng.* 147, 215–226.  
<https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2017.10.021>
- Kim, L. N., Brodie, K. L., Cohn, N. T., Giddings, S. N., & Merrifield, M. (2023). Observations of beach change and runup, and the performance of empirical runup parameterizations during large storm events. *Coastal Engineering*, 184. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2023.104357>
- Martins, K., Blenkinsopp, C.E., Power, H.E., Bruder, B., Puleo, J.A., Bergsma, E.W.J., 2017. High-resolution monitoring of wave transformation in the surf zone using a LiDAR scanner array. *Coast. Eng.* 128, 37–43. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2017.07.007>
- Masselink, G., Puleo, J.A., 2006. Swash-zone morphodynamics. *Cont. Shelf Res.* 26, 661–680.  
<https://doi.org/10.1016/j.csr.2006.01.015>

- O'Grady, J. G., McInnes, K. L., Hemer, M. A., Hoeke, R. K., Stephenson, A. G., & Colberg, F. (2019). Extreme Water Levels for Australian Beaches Using Empirical Equations for Shoreline Wave Setup. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124(8), 5468–5484. <https://doi.org/10.1029/2018JC014871>
- Passarella, M., Goldstein, E.B., De Muro, S., Coco, G., 2018. The use of genetic programming to develop a predictor of swash excursion on sandy beaches. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 18, 599–611. <https://doi.org/10.5194/nhess-18-599-2018>
- Puleo, J.A., Beach, R.A., Holman, R.A., Allen, J.S., 2000. Swash zone sediment suspension and transport and the importance of bore-generated turbulence. *J. Geophys. Res. Ocean.* 105, 17021–17044. <https://doi.org/10.1029/2000jc900024>
- Rouse, H., “Nomogram for the Settling Velocity of Spheres,” Division of Geology and Ge- ography Exhibit D, Report of the Commission on Sedimentation, 1936–1937, Washington, DC: National Research Council, 57–64, 1937.
- Ruggiero, P., Holman, R.A., Beach, R.A., 2004a. Wave run-up on a high-energy dissipative beach. *J. Geophys. Res. Ocean.* 109. <https://doi.org/10.1029/2003JC002160>
- Ruggiero, P., Holman, R.A., Beach, R.A., 2004b. Wave run-up on a high-energy dissipative beach. *J. Geophys. Res. Ocean.* 109, 1–12. <https://doi.org/10.1029/2003JC002160>
- Ruiz de Alegría-Arzaburu, A., Gracia-Barrera, A.D., Kono-Martínez, T., Coco, G., 2022. Geomorphology Subaerial and upper-shoreface morphodynamics of a highly-dynamic enclosed beach in NW Baja California. *Geomorphology* 413, 108336. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108336>
- Rutten, J., Torres-Freyermuth, A., Puleo, J.A., 2021. Uncertainty in runup predictions on natural beaches using XBeach nonhydrostatic. *Coast. Eng.* 166, 103869. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2021.103869>
- Senechal, N., Coco, G., Plant, N., Bryan, K.R., Brown, J., MacMahan, J.H.M., 2018. Field Observations of Alongshore Runup Variability Under Dissipative Conditions in the Presence of a Shoreline Sandwave. *J. Geophys. Res. Ocean.* 123, 6800–6817. <https://doi.org/10.1029/2018JC014109>
- Simarro, G., Calvete, D., Plomaritis, T.A., Moreno-Noguer, F., Giannoukaku-Leontsini, I., Montes, J., Durán, R., 2021. The influence of camera calibration on nearshore bathymetry estimation

- from UAV videos. *Remote Sens.* 13, 1–20. <https://doi.org/10.3390/rs13010150>
- Simarro, G., Ribas, F., Álvarez, A., Guillén, J., Chic, Ò., Orfila, A., 2017. ULISES: An open source code for extrinsic calibrations and planview generations in coastal video monitoring systems. *J. Coast. Res.* 33, 1217–1227. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-16-00022.1>
- Stephens, S.A., Coco, G., Bryan, K.R., 2011. Numerical Simulations of Wave Setup over Barred Beach Profiles: Implications for Predictability. *J. Waterw. Port, Coastal, Ocean Eng.* 137, 175–181. [https://doi.org/10.1061/\(asce\)ww.1943-5460.0000076](https://doi.org/10.1061/(asce)ww.1943-5460.0000076)
- Stockdon, H.F., Holman, R. a., Howd, P. a., Sallenger, A.H., 2006. Empirical parameterization of setup, swash, and runup. *Coast. Eng.* 53, 573–588. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2005.12.005>
- Torrence, C., Compo, G.P., 2019. A Practical Guide to Wavelet Analysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 49–57. <https://doi.org/10.4324/9780429311369-6>
- Torres-Freyermuth, A., Pintado-Patiño, J. C., Pedrozo-Acuña, A., Puleo, J. A., & Baldock, T. E. (2019). Runup uncertainty on planar beaches. *Ocean Dynamics*, 69(11–12), 1359–1371. <https://doi.org/10.1007/s10236-019-01305-y>
- Vanoni, V. a, 2006. *Sedimentation Engineering*, NewYork: American Society of Civil Engineers, 745 pp., 1975.
- Wright, L., Short, a. ., Green, M., 1985. Short-term changes in the morphodynamic states of beaches and surf zones: An empirical predictive model. *Mar. Geol.* 62, 339–364. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(85\)90123-9](https://doi.org/10.1016/0025-3227(85)90123-9).

## 4 Modelación del runup a lo largo de una playa intermedia bajo distintas condiciones morfológicas e hidrodinámicas

### 4.1.- Introducción

En las playas, la zona de *swash* es aquella que queda alternadamente cubierta y descubierta por la acción del oleaje, lo que la convierte en una región altamente dinámica (Masselink & Puleo, 2006) y es la frontera natural entre el mar y la tierra. Su nombre proviene del movimiento de vaivén de las olas sobre la playa, posiblemente derivado de una onomatopeya que imita el sonido de las olas al romper en la orilla. El alcance máximo del nivel del agua inducido por el oleaje se le conoce como *runup*, mientras que la sobrelevación promedio del nivel del mar debido a dicho efecto se define como *setup* (Stockdon et al., 2006). El rompimiento de las olas y el movimiento de *swash* generan corrientes y promueven la suspensión, el transporte y la deposición de sedimentos (Brocchini & Baldock, 2008), por lo que esta zona puede experimentar grandes cambios morfológicos en cuestión de horas como resultado directo de la acción del oleaje.

El *runup* y el *swash* han sido ampliamente estudiados, no solo por su papel fundamental en la morfodinámica de la playa, sino también porque representan parámetros clave para la predicción de inundaciones costeras (Ruggiero et al., 2004). En este contexto, se han realizado importantes esfuerzos para desarrollar parametrizaciones que permitan estimar el *runup* a partir de datos sencillos fácilmente obtenibles, como las condiciones del oleaje costa afuera y el perfil de la cara de la playa. Las parametrizaciones más usadas (e.g., Stockdon et al., 2006) se basan en el ajuste de una amplia gama de datos recolectados en campo, principalmente mediante video monitoreo (Holman y Guza, 1984), dada la dificultad que implica instalar instrumentos en la zona de rompimiento del oleaje.

El video monitoreo del *runup* consiste en medir la excursión de la línea del agua a lo largo del tiempo mediante un perfil de píxeles denominado *timestack*. La variación en la elevación se asigna utilizando mediciones topográficas del perfil de playa. Sin embargo, si el perfil de playa cambia entre el momento de la captura del video y la toma de datos topográficos, la estimación del *runup* puede presentar errores considerables, especialmente en la estimación del *setup*. Esta limitación representa un reto considerable para obtener mediciones precisas bajo distintas condiciones hidrodinámicas. La dificultad se acentúa en playas morfológicamente no homogéneas, donde la presencia de barras o canales transversales pueden provocar cambios abruptos de la topografía

(Gracia-Barrera et al., 2025). Además, realizar mediciones durante eventos de tormenta —cuando se esperan los mayores cambios en la morfología de la cara de playa— puede ser complicado y representar un riesgo para el personal y los equipos involucrados.

Una herramienta útil para explorar y comprender mejor el *runup* en playas con morfologías complejas es la modelación numérica, la cual permite analizar la transformación del oleaje conforme se aproxima y se propaga a través y a lo largo de la costa. Particularmente, el modelo XBeach en su modo *surfbeat* ha sido diseñado y validado para estudiar la dinámica del *swash* bajo condiciones de tormenta, donde predominan las frecuencias infragravitatorias (Roelvink et al., 2009). Este modelo resuelve las ecuaciones no lineales de aguas someras para calcular el movimiento de las ondas infragravitatorias, mientras que el aporte del oleaje en la banda de frecuencias incidentes se parametriza, omitiendo las interacciones entre olas (de Beer et al., 2021). Si bien esta aproximación puede ser válida en condiciones de playas disipativas y bajo condiciones de alta energía en las que la banda incidente se ve saturada, Stockdon et al., (2014) demostraron que el modelo subestima tanto el *swash* significativo en la banda incidente como el infragravitatorio, lo cual puede limitar su precisión en ciertos escenarios.

El modelo no hidrostático de XBeach fue desarrollado para evaluar el *runup* en playas con pendientes pronunciadas, como es el caso de las playas de grava. Esta versión permite resolver el movimiento del oleaje en la banda de frecuencias incidentes en aguas intermedias y profundas (de Beer et al., 2021). La capacidad de resolver el movimiento de las ondas de la banda incidente resulta especialmente relevante en playas intermedias con alta variabilidad morfológica, donde la presencia de canales y barras perpendiculares pueden generar cambios abruptos en la pendiente de la playa, afectando significativamente la contribución del *swash* incidente e infragravitatorio. En este contexto, contar con modelaciones numéricas que puedan ser validadas con observaciones de campo es fundamental para corroborar que el modelo resuelve adecuadamente los procesos de transformación del oleaje. Esto permite, a su vez, hacer inferencias del comportamiento del *runup* a lo largo de playas con morfologías complejas.

El objetivo de este trabajo es analizar la variabilidad del *runup* a lo largo de una playa intermedia bajo condiciones de baja y alta variabilidad morfológica, utilizando el modelo numérico XBeach no hidrostático. Para ello, se realizarán simulaciones numéricas usando distintas batimetrías y condiciones de oleaje, con el fin de observar cómo varía el *runup* a lo largo de playa en cada

escenario. Los resultados obtenidos de las modelaciones serán validados mediante la comparación con datos observacionales recolectados en la Playa La Misión, ubicada en Ensenada, Baja California.

## 4.2.- Metodología

### 4.2.1.- Zona de estudio

La playa La Misión se localiza en la costa norte del Pacífico mexicano, al pie del arroyo Guadalupe, entre los municipios de Ensenada y Rosarito, en Baja California (Figura 4.1). La playa tiene 2 km de longitud y orientación norte-sur, se encuentra confinada entre dos promontorios rocosos, siendo la saliente del extremo sur la más prominente. En esta zona sur se forma una boca que conecta la laguna con el mar.

El régimen de marea es semidiurno, con un rango promedio que varía entre 0.5 m en mareas muertas y hasta 2.3 m en mareas vivas. El oleaje predominante es tipo *swell*, con una altura significativa ( $H_s$ ) anual promedio de 1.2 m, con un periodo pico espectral ( $T_p$ ) asociado de 11 s y una dirección predominante de  $\sim 260^\circ$  respecto al norte. Este régimen de oleaje presenta marcada variabilidad estacional: las condiciones más energéticas ocurren en invierno, mientras que en verano predominan condiciones de baja energía. Asimismo, se observa una variabilidad interanual significativa asociada a ENSO (*El Niño Southern Oscillation* en inglés), con inviernos El Niño caracterizados por condiciones más energéticas (Ruiz de Alegría-Arzaburu et al., 2022).

La playa La Misión presenta una morfología intermedia, con un tamaño de grano medio ( $D_{50}$ ) de 0.25 mm. Su estado morfodinámico varía desde disipativo durante los periodos de alta energía en invierno, hasta reflectivo en los meses de verano cuando disminuye la energía del oleaje. Durante las transiciones estacionales son comunes la formación de canales de retorno, los cuales alcanzan su mayor tamaño entre noviembre y abril. A partir de mayo tienden a disminuir, y frecuentemente desaparecen entre agosto y septiembre, lo que da lugar a una mayor uniformidad morfológica a lo largo de la playa en comparación con los periodos en que las corrientes de retorno están presentes (Figura 4.2) (Ruiz de Alegría-Arzaburu et al., 2022).

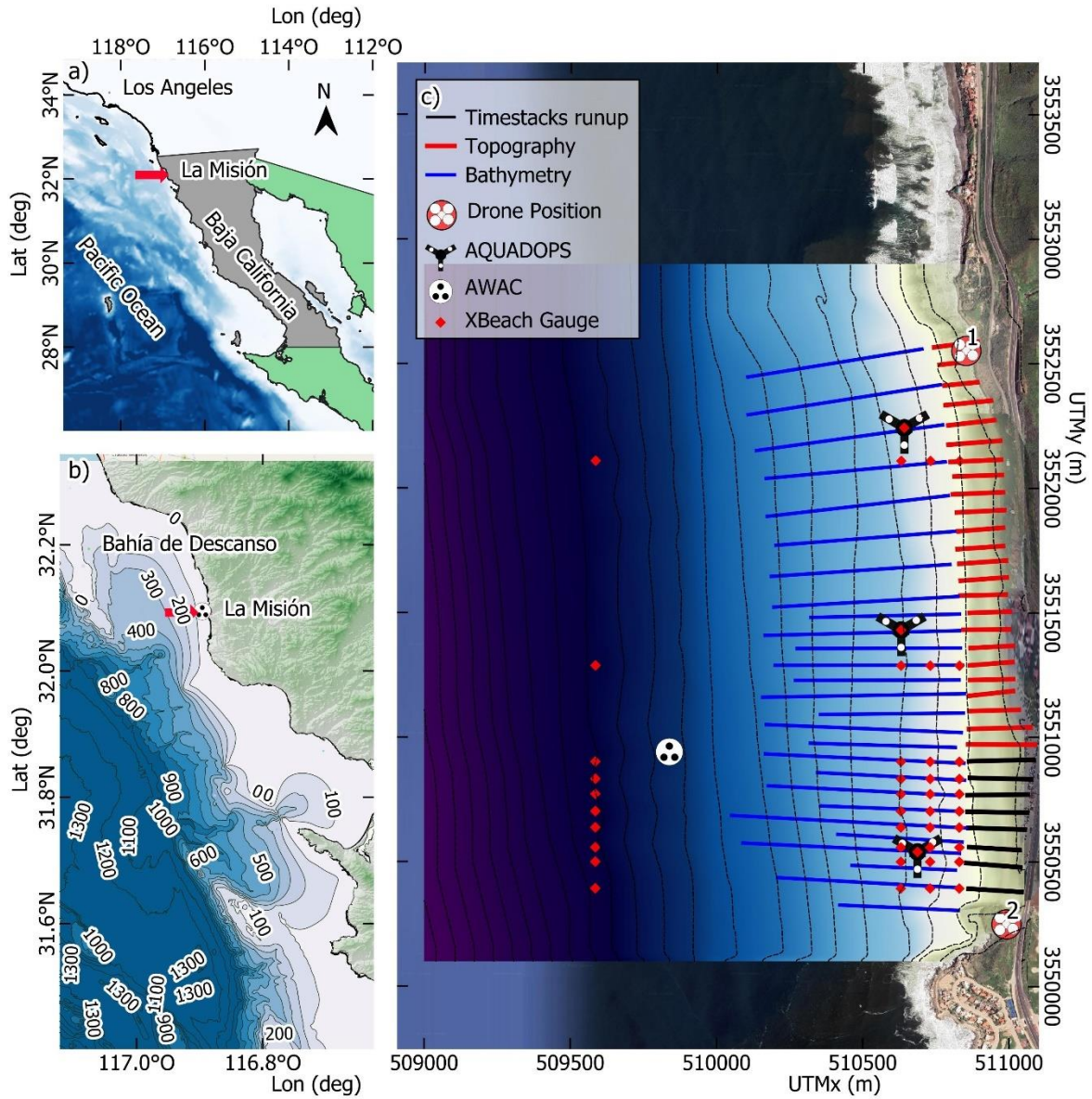


Figura 4.2. Mapa de la zona de estudio playa La Misión. a) Ubicación de playa en el Pacífico Norte de México; b) acercamiento a la batimetría de la región; c) Extensión de la malla de simulación e interpolación batimétrica, así como la ubicación de los perfiles batimétricos usados y puntos de despegue de los videos de dron, **marcando en negro los perfiles en los que se obtuvieron mediciones del runup a partir de los video**. Además, se muestran las posiciones donde se instalaron los ADCPs AWAC y Aquadopps. Los puntos rojos señalan las ubicaciones de boyas virtuales de las simulaciones numéricas para obtener parámetros del oleaje.

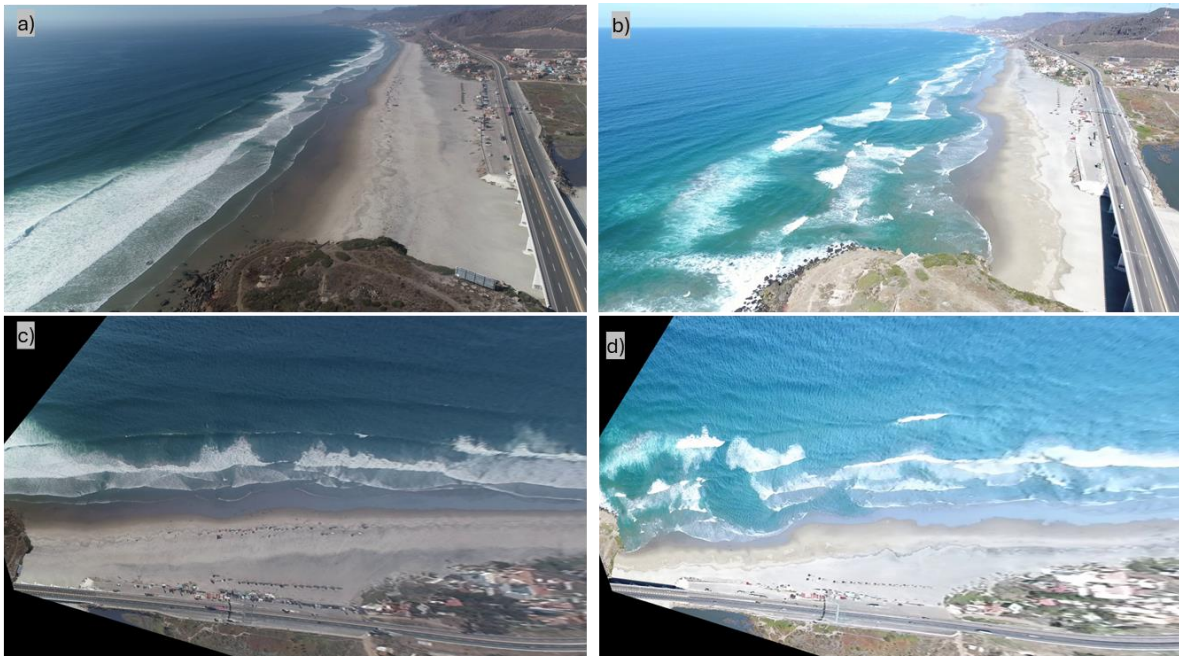


Figura 4.3. Imágenes tomadas con dron o UAV en la playa La Misión. Se observan las dos condiciones morfológicas de las batimetrías usadas para las simulaciones. La imagen superior izquierda (a) es de septiembre 2021, y la superior derecha (b) de febrero 2018. Las imágenes inferiores son las imágenes transformadas a vista de planta de las superiores (c y d), que permiten una mejor dimensión de las morfologías observadas.

#### 4.2.2.- Mediciones de campo

Para la validación del modelo numérico, se utilizaron parámetros integrales del oleaje obtenidos a partir de un perfilador acústico tipo Doppler (ADCP; modelo AWAC de Nortek), instalado a 19.5 m de profundidad sobre una estructura de aluminio (Figura 4.3a,b). Este instrumento registró mediciones continuas del oleaje desde mayo de 2017 hasta octubre de 2021. Entre los parámetros obtenidos se encuentran la altura de ola significativa ( $H_s$ ), el periodo de pico espectral asociado ( $T_p$ ) y la dirección media del oleaje. Además, el instrumento cuenta con un sensor de presión, a partir del cual se calcula la elevación de la marea, referida al nivel de bajamar media inferior (MLLT, por sus siglas en inglés).

Se realizó una campaña de campo entre el 21 de septiembre y el 7 de octubre del 2021, durante la cual se instalaron tres perfiladores acústicos (Aquadopp de 2 MHz, tipo *sidelooking*; Figura 4.3c) con un espaciado aproximado de 1.8 km entre sí, a lo largo de la costa cerca de la zona de rompiente. Los instrumentos se instalaron en profundidades que oscilaban 3.9 y 5.4 m de profundidad respecto al nivel medio del mar registrado (Tabla 4.1). Para este estudio, se analizaron los datos del sensor de presión registrada por los tres Aquadopps con el fin de estimar parámetros del oleaje. Estas mediciones fueron utilizadas para validar los resultados del modelo numérico.

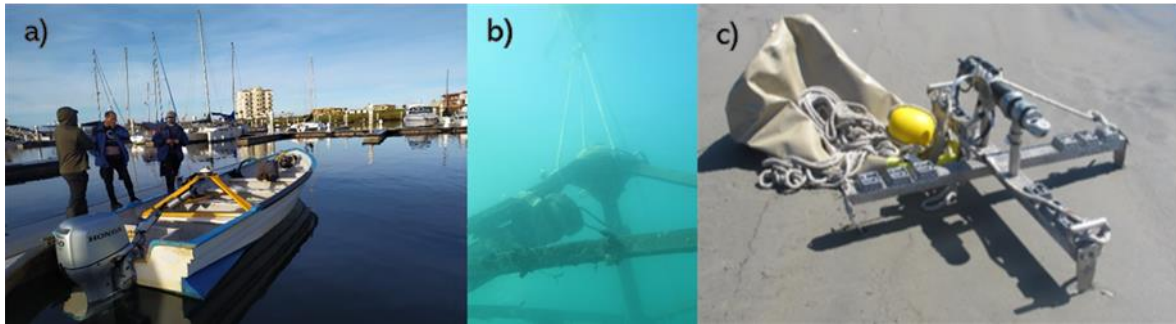


Figura 4.4. Instrumentos utilizados para la medición del oleaje y del nivel del mar. a) Preparativos para la instalación del AWAC; b) recuperación del AWAC tras el periodo de medición; c) Estructura de uno de los Aquadopp para su fijación en el fondo marino, juntos con el material requerido para su instalación.

Tabla 4. 1. Coordenadas y profundidad promedio de los tres Aquadopps instalados.

Zona de la playa	UTM x	UTMy	Profundidad (m)
SUR	510687	3550540	-3.94
CENTRO	510630	3551431	-5.44
NORTE	510640	3552243	-4.44

Desde noviembre de 2015 se han realizado mediciones topobatimétricas mensuales, consistentes en 32 perfiles topográficos espaciados aproximadamente cada 50 metros, y 19 perfiles batimétricos con una separación aproximada de 125 m, los cuales se miden hasta los 12 m de profundidad. Adicionalmente, en mayo de 2021 se midieron 12 perfiles más que abarcan desde los 12 m hasta los 24 m de profundidad. Las mediciones topográficas se realizan con un GPS diferencial marca Leica, montado sobre un eje con dos ruedas arrastrado manualmente por dos personas a lo largo de cada perfil. Todas las mediciones se referencian al MLLT. La batimetría se realiza un ADCP Sontek Hydrosurveyor, montado en sobre una moto acuática y sincronizado con un GPS diferencial. A partir de estas mediciones se realizaron interpolaciones para generar las batimetrías utilizadas en las modelaciones numéricas. Para facilitar la interpretación de los resultados, las coordenadas UTM fueron transformadas a coordenadas locales, tomando como origen (0,0) el punto de coordenadas X= 3550350 Y=511100, correspondiente a la posición aproximada de despegue del dron en el extremo sur de la playa (Figura 4.1c).

Se cuenta con observaciones de video obtenidas con unos con drones Phantom 4 y Phantom 4 pro (Pichon e Ibis). Las grabaciones se realizan aproximadamente a 120 m sobre el nivel del mar, capturando alrededor de 15 min de video a una resolución 4k y a una frecuencia de 30 cuadros por segundo. Las mediciones se realizan quincenalmente con el objetivo de

observar los cambios en la morfología de la playa y monitorear la presencia de corrientes de retorno. Siguiendo la metodología propuesta por Simarro et al., (2017, 2021) (<https://github.com/Ulises-ICM-UPC/UDrone>) los videos se desfragmentan a 2 Hz, se calibran y estabilizan usando puntos de control en tierra (GCP en inglés), lo cual permite georectificar las imágenes y generar *timestacks*. Estos son arreglos de pixeles en los que se muestrea un perfil de playa a lo largo del tiempo, facilitando la observación de la excursión del oleaje sobre la pendiente de la playa. Se analizó el *runup* en ocho perfiles de playa ubicados en el extremo sur de la playa (ver líneas negras en [Figura 4.1](#)), bajo distintas configuraciones morfológicas, cuyos resultados fueron presentados en el Capítulo 3 de esta tesis (Gracia-Barrera et al., 2025). Para este trabajo, se utilizarán las observaciones realizadas el 21 de septiembre del 2021, con el fin de validar los resultados del modelo numérico.

#### 4.2.3.- Modelación numérica

El modelo numérico utilizado es el XBeach no hidrostático. XBeach es un modelo bidimensional que simula la propagación del oleaje, corrientes, transporte de sedimentos y cambios morfológicos en la zona costera. La versión no hidrostática del modelo tiene la capacidad de simular ondas no lineales, la interacción entre corrientes y oleaje, y la rotura del oleaje en la zona de rompiente (Smit et al., 2010). Esta versión calcula el flujo promedio en la columna de agua mediante las ecuaciones de aguas someras no lineales, incluyendo una corrección no hidrostática en el cálculo de la presión. La rotura del oleaje se resuelve implícitamente en las ecuaciones, pero se incluye una aproximación hidrostática del frente de ola para mejorar la precisión de la simulación. Debido a su complejidad, esta versión requiere una alta resolución espacial y pasos de tiempo pequeños, lo que implica un mayor costo computacional en comparación con otras versiones del modelo. Sin embargo, permite resolver con mayor precisión el *runup* asociado a la banda incidente del oleaje, así como la asimetría y el sesgo del oleaje, además de incluir procesos de difracción (McCall et al., 2022).

Se realizaron varias pruebas preliminares para determinar el tamaño y resolución óptima de la malla, así como el tiempo total de simulación y el paso de tiempo más adecuado. Los parámetros utilizados en las simulaciones se resumen en la [Tabla 4. 2](#). Se determinó usar una malla con una extensión de 2800 m a lo largo de la costa y 2050 m dirección perpendicular. La resolución espacial a lo largo de la costa es de 10 m, mientras que en dirección perpendicular varía de 1 m costa afuera a 0.5 m en los 700 m más cercanos a la costa, lo que aproximadamente corresponde a profundidades de hasta 12 m. El número de Courant (CFL) se fijó a un valor máximo de 0.6. Cada simulación tienen una duración de 3600 s (1 hora), de los cuales se toman los últimos 30 min para el análisis, dejando los primeros 30 min como periodo de estabilización del modelo. Durante las simulaciones, el nivel de marea se mantuvo constante.

Las fronteras laterales del dominio se definieron con condiciones tipo Neumann, por lo que se amplió el área de simulación hacia los extremos con el fin de minimizar efectos de sombra. Se consideró un tamaño de grano homogéneo con un valor  $D_{50}$  de 0.0003 m. El forzamiento del oleaje se generó de manera aleatoria a partir de un espectro Jonswap, con una resolución temporal de 0.1 s. Los parámetros específicos del espectro se detallan más adelante. Para calcular el *swash* y estimar el *runup*, se estableció un umbral de profundidad (*rugdepth*) de 0.01 para definir el límite de agua en la zona de la playa. A lo largo de la costa se colocaron 28 puntos de medición virtuales (*rgauge*, Figura 4.1c), separados aproximadamente cada 50 m. Además, se colocaron 43 boyas virtuales distribuidas a lo largo de la costa en cuatro profundidades diferentes, además de tres boyas adicionales ubicadas en las posiciones de los instrumentos Aquadopp.

Tabla 4. 2. Parámetros de entrada definidos para las simulaciones de XBeach no hidrostático.

Parámetros	Valores (unidad)
Tamaño malla	2800 m longshore x 2050 m crossshore
Resolución	1 m offshore y 0.5 m onshore
CFL	0.6
Tiempo de simulación - tsstop	3600 (s)
Fronteras laterales - lateralwave	neumann
Tamaño de grano D50	0.0003 (m)
rugdepth	0.01
waveparams	jonswap_ideal.txt

Para la validación del modelo, se utilizaron las condiciones morfológicas e hidrodinámicas observadas durante la campaña de campo del 21 de septiembre del 2021, fecha en la que se instalaron los Aquadopps. En ese mismo día se realizaron mediciones topobatimétricas y observaciones con dron. Para las simulaciones, se utilizaron los parámetros integrales del oleaje medidos con el AWAC, cuyos valores fueron:  $T_p = 12.6$  s,  $H_s = 1.03$  m y dirección media de  $263^\circ$ . A partir de estos parámetros se generó un espectro de tipo Jonswap. Se calibraron el valor de Gamma y la dispersión direccional del oleaje comparando los resultados con las observaciones de los Aquadopps ( $S=50$  y  $\Gamma=1$ ). La frecuencia de Nyquist se fijó en 0.3. Durante las observaciones con dron, la elevación de la marea fue de 0.2 m con respecto al MLLT, por lo que este valor se utilizó como nivel de marea constante en las simulaciones.

Para evaluar el comportamiento del *runup* a lo largo de la playa, se realizaron simulaciones numéricas bajo dos condiciones morfológicas distintas. La primera corresponde a la batimetría de septiembre del 2021, caracterizada por una configuración morfológica más homogéneas a lo largo de la costa. La segunda corresponde a la batimetría de febrero del

2018, fecha en la que se observó una alta variabilidad morfológica a lo largo de la playa, incluyendo la presencia de grandes canales asociados a corrientes de retorno (Figura 4.4). Asimismo, se evaluaron dos condiciones de oleaje distintas. La primera es la ya descrita para el 21 de septiembre del 2021. La segunda corresponde a los valores más altos de oleaje registrados durante la campaña de campo del 29 de septiembre, con parámetros:  $T_p = 11.95$  s,  $H_s = 1.83$  m y dirección media de  $263^\circ$ . Para facilitar la comparación de los escenarios, la elevación de la marea se mantuvo constante en 0.2 m en ambas simulaciones. Los valores empleados en los distintos escenarios de simulación se resumen en la Tabla 4. 3.

Tabla 4. 3 Escenarios de simulación variando la batimetría y las condiciones del oleaje.

Clave	Batimetría	Hs (m)	Tp (s)	Dir	S	Gamma	Marea (m)
S21	Sep 2021	1.03	12.60	263	50	1	0.2
S2	Sep 2021	1.83	11.95	263	50	1	0.2
F1	Feb 2018	1.03	12.60	263	50	1	0.2
F2	Feb 2018	1.83	11.95	263	50	1	0.2

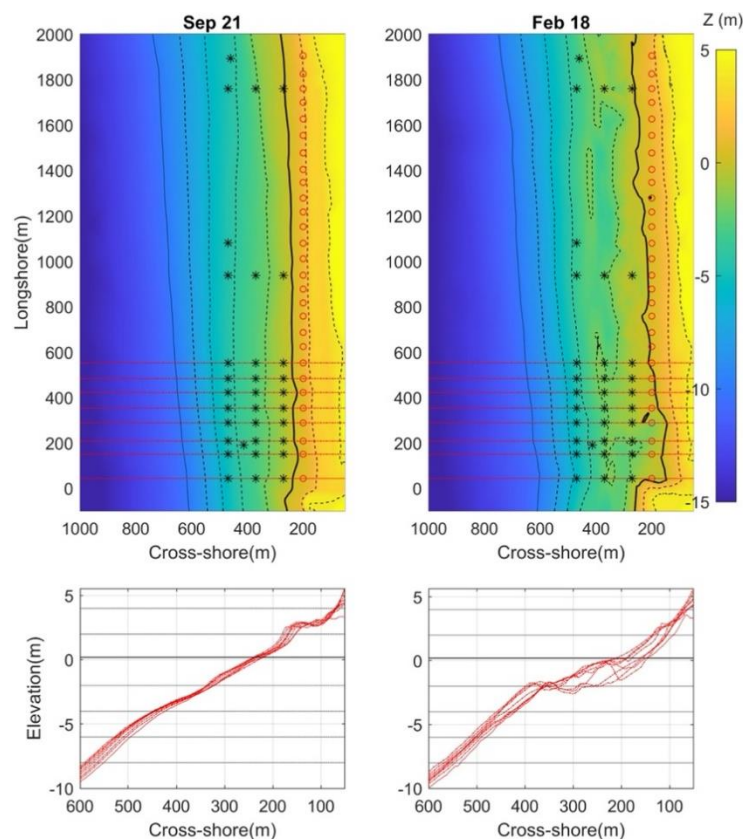


Figura 4.5. Batimetrías interpoladas sobre la malla utilizadas en los escenarios de simulación. En ambas se indica, mediante círculos rojos, la ubicación a lo largo de la playa de los instrumentos virtuales para medir el *runup*. Se muestran las curvas de nivel de -8 -6 -4 -2 2 4 m representadas con líneas punteadas, así como la línea de costa correspondiente al nivel de marea de 0.2 m. Además, se resaltan ocho perfiles en el extremo sur de la playa, que fueron comparados con mediciones de dron del 21 de setiembre. En los paneles inferiores se muestra la evolución de esos perfiles, destacando su variabilidad a lo largo de la playa.

#### 4.2.4.- Análisis de datos

Para comparar los datos observados en campo con los resultados obtenidos en las simulaciones, se calcularon varios parámetros a partir de las siguientes operaciones:

A las series de tiempo de elevación del nivel del mar (30 min) y de *swash* (30 min en Xbeach y 17 min en dron), previamente filtradas para eliminar la tendencia, se les aplicó la Transformada de Fourier (FFT). La altura de ola significativa ( $H_s$ ) y el *swash* significativo ( $S_s$ ) se obtuvieron multiplicando por cuatro la raíz cuadrada de la integral de la densidad espectral de varianza.

La altura significativa en las bandas infragravitatoria ( $H_{ig}$  y  $S_{ig}$ ) e incidente ( $H_{inc}$   $S_{inc}$ ) se calcularon de igual manera, pero integrando el espectro dentro de sus respectivos rangos de frecuencia: frecuencia incidente, INC,  $> 0.05$  Hz y frecuencia infragravitatoria, IG,  $< 0.05$  Hz. El *setup* se estimó como la elevación promedio del nivel del mar menos la elevación de la marea. La excedencia del runup del 2% (R2%) se calculó identificando los valores máximos discretos de *runup* de cada ola, y determinando el valor correspondiente al 2% superior de la distribución acumulativa de probabilidad.

### 4.3.- Resultados

#### 4.3.1.- Validación modelo

Para determinar los parámetros ideales en la conformación del espectro tipo Jonswap, utilizado para generar las condiciones de oleaje en las simulaciones, se evaluaron distintos valores de Gamma ( $g$ ), el cual controla la acumulación de energía en el pico espectral. Este parámetro varía entre 1 (mínimo) y 5 (máximo). Se probaron tres configuraciones:  $g = [2, 1, 4]$ . Los resultados de las simulaciones con cada valor de  $g$  se compararon con el espectro obtenido del AWAC para las mismas condiciones de oleaje (Figura 4.5). Tal como se esperaba, al aumentar el valor de  $g$ , el pico espectral se intensifica. Sin embargo, el espectro medido por el AWAC mostró un pico más suave, similar al generado con  $g=1$ , por lo que se optó por usar ese valor.

De manera similar, se evaluó el parámetro de dispersión direccional del oleaje ( $s$ ), probando tres valores:  $s = [10, 50, 100]$ . Un valor bajo de  $s=10$  generó un espectro más concentrado con un pico pronunciado, mientras que  $s=100$  produjo un espectro más disperso y con tendencia a presentar dos picos espectrales. El valor intermedio de  $s=50$  mostró mayor similitud con el espectro medido en campo, por lo que fue el seleccionado. Por tanto, el resto de las simulaciones se realizaron utilizando los valores  $g = 1$  y  $s = 50$ .

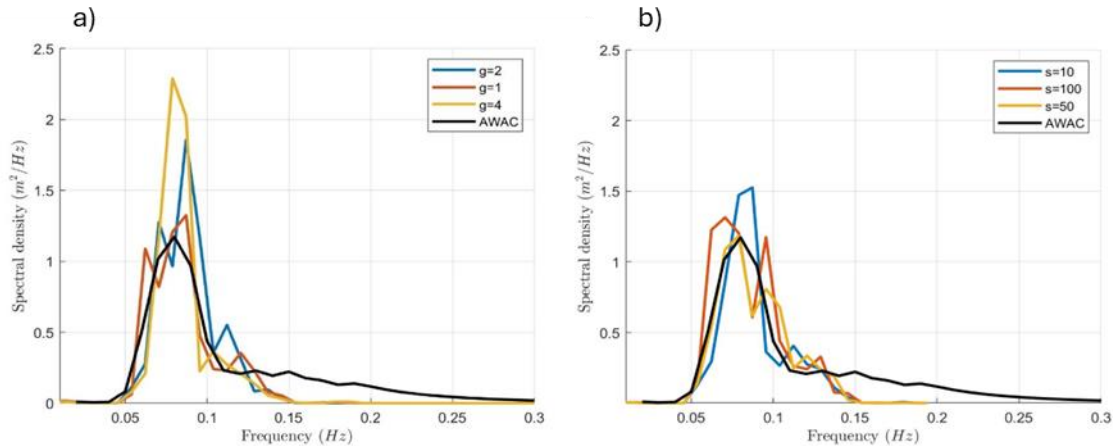


Figura 4.6. Comparación entre la forma espectral del oleaje medida con el AWAC el 21 de septiembre del 2021 y los espectros tipo Jonswap generados en las simulaciones. (a) se muestra la variación del parámetro gamma,  $\gamma$ ; y (b) la variación del parámetro de dispersión direccional del oleaje,  $s$ .

Se compararon los resultados de los tres Aquadopps ubicados cerca de la zona de rompiente, con los resultados obtenidos del modelo numérico (Figura 4.6). Se realizaron dos simulaciones con los mismos parámetros iniciales, pero utilizando dos series de tiempo de oleaje generadas de manera independiente, para evaluar el efecto de la aleatoriedad del oleaje en los resultados. En la Figura 4.6 se muestran las series de tiempo de elevación del nivel del mar, correspondientes a los datos observados en ambas simulaciones. Se muestran 900 s de los 1800 s analizados, para facilitar la visualización. También se incluye la forma espectral de cada serie. Los parámetros del oleaje calculados se resumen en la Tabla 4. 4.

Se observa que las tres series de tiempo coinciden muy bien en cuanto al  $T_p$  en las tres ubicaciones (Figura 4.6). Sin embargo, existen diferencias en  $H_s$ , siendo en general mayores en las simulaciones. La primera simulación (XB1, Figura 4.6) muestra  $H_s$  mayores en el sur y norte respecto a las observaciones. En cambio, la segunda simulación (XB2, Figura 4.6) presenta  $H_s$  superiores en el sur y centro (con diferencias de hasta +0.3 m) y  $T_p$  ligeramente más cortos. La forma espectral refleja bien la coincidencia en  $T_p$ , mostrando picos espectrales similares entre las series. No obstante, se observan diferencias en la dispersión alrededor del  $T_p$  y en la pendiente de atenuación hacia frecuencias más altas. Es de resaltar que, aunque ambas simulaciones fueron realizadas con exactamente los mismos parámetros de entrada, presentan diferencias en sus resultados, lo que pone de manifiesto la generación estocástica del oleaje. Aun así, los resultados del modelo muestran una buena correspondencia con los datos observados.

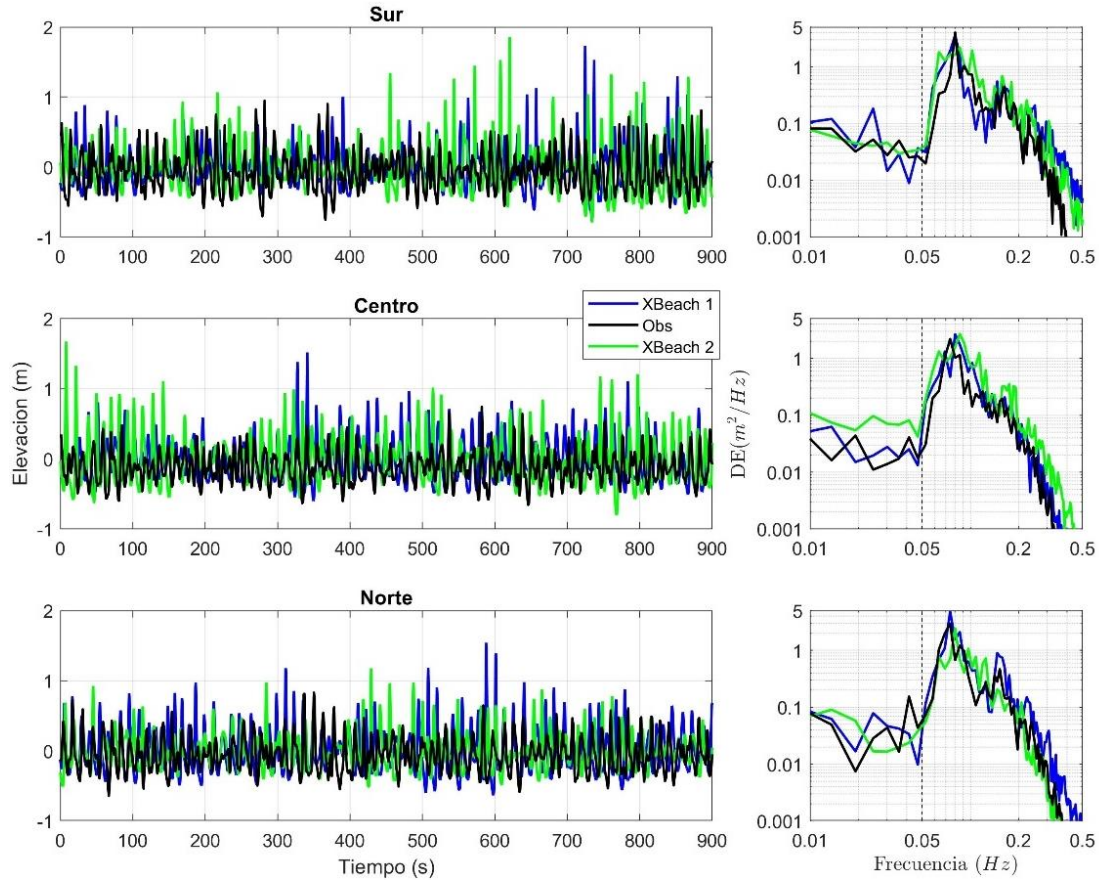


Figura 4.7. Comparación entre las series de tiempo de la elevación del nivel del mar medida con los tres Aquadopps en el Sur, Norte y Centro, y dos simulaciones de XBeach, utilizando los mismos parámetros de entrada. En los paneles derechos se presentan las formas espectrales de los 1800 s de cada serie. La línea punteada divide las frecuencias incidentes de las infragravitatorias.

Tabla 4. 4. Parámetros del oleaje observados en las posiciones de los Aquadopps, y obtenidos de las simulaciones de Xbeach, utilizando los mismos valores de entrada. Se muestra la altura significativa del oleaje ( $H_s$ ), la parte infragravitatoria ( $H_{ig}$ ) e incidental ( $H_{inc}$ ), así como el periodo de pico espectral asociado ( $T_p$ )

Datos	Ubicación	$H_s$	$H_{ig}$	$H_{inc}$	$T_p$
<b>XB1</b>	SUR	1.25	0.26	1.22	12.5
	CENTRO	1.10	0.22	1.07	12.5
	NORTE	1.32	0.21	1.30	13.4
<b>XB2</b>	SUR	1.40	0.30	1.36	11.7
	CENTRO	1.30	0.26	1.27	11.7
	NORTE	1.03	0.19	1.01	12.5
<b>OBS</b>	SUR	1.10	0.19	1.08	12.5
	CENTRO	0.92	0.15	0.90	13.4
	NORTE	1.10	0.21	1.08	13.4

En la [Figura 4.7](#), se muestra la comparación entre la serie de tiempo observada de *runup* con mediciones de dron (líneas negras), y los resultados de dos simulaciones numéricas (líneas de color) para las condiciones de oleaje durante las mediciones, en ocho perfiles a lo largo de la playa. Las mediciones de dron tienen una duración de 900 s, mientras que para las simulaciones numéricas se usaron series de tiempo de 1800 s, con el fin de mejorar la confianza en la estimación de los parámetros del *runup*. Para efectos de comparación, en la [Figura 4.8](#) se presenta la forma espectral de las simulaciones considerando ambos intervalos de tiempo: 900 s líneas sólidas y 1800 s líneas punteadas.

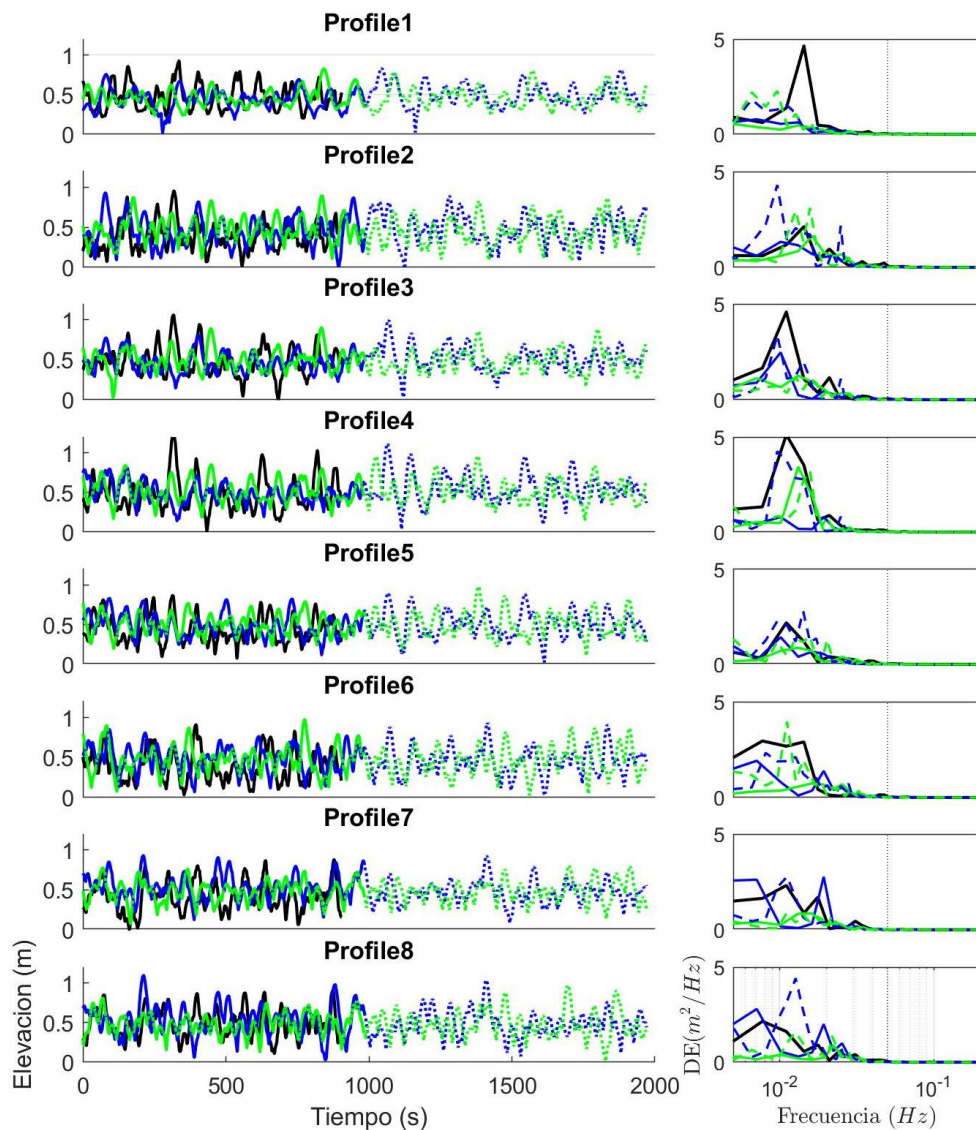


Figura 4.8. Series de tiempo de la elevación del *swash*, observadas en ocho perfiles a lo largo de la playa, el 21 de septiembre del 2021 (líneas negras), junto con los resultados de los sensores virtuales colocados en las mismas posiciones, correspondientes a dos simulaciones de XBeach (verde y azul), bajo las condiciones de oleaje observadas. Las simulaciones se presentan con dos duraciones: 900 s en líneas continuas y 1800 s en líneas punteadas. En los paneles derechos se muestra la forma espectral de cada serie de tiempo; la línea punteada vertical divide las frecuencias incidentes e infragravitatorias.

Las elevaciones de *swash* de los datos observados y en las simulaciones son similares en amplitud, periodo y forma. Sin embargo, al analizar las formas espectrales, aunque en todos los casos la energía se concentra en en la banda infragravitatoria del espectro, se observa una gran variabilidad de la forma y magnitud de los picos espectrales. Estas diferencias son notables tanto entre datos observados y las simulaciones, como entre los distintos perfiles a lo largo de la costa. Asimismo, se observan diferencias notables al comparar los resultados con series de 900 s y 1800 s (Figura 4.7).

La comparación de las estimaciones del R2%, *setup*,  $S_{IG}$  y  $S_{INC}$  entre los datos observados y las simulaciones, se muestra en la Figura 4.8, mientras que los valores promedios y su desviación estandar se presentan en la Tabla 4. 5. Se calculó el error cuadrático medio (RMSE) entre las observaciones y las simulaciones como medida de la similaridad, que se presenta en la Tabla 4. 6.

En cuanto al R2%, se observa que, en promedio, los valores son muy similares, especialmente en la primera simulación, que además coincide con las observaciones en los perfiles que muestran los mayores valores. La variabilidad del *runup* a lo largo de la playa también es similar entre los datos observados y la primera simulación. No obstante, la segunda simulación muestra una menor variabilidad y no reduce los valores altos en los mismos perfiles.

Al analizar los componentes del *runup*, se observa que los valores de *setup* entre las simulaciones son casi idénticos, presentando una ligera sobreestimación de 0.04 m respecto a los valores observados. Además, los datos observados muestran una variabilidad ligeramente mayor a lo largo de la costa. Por otro lado, en el caso del  $S_{IG}$ , se observan mayores diferencias en la magnitud de los valores, tanto entre las simulaciones como con los datos observados. Sin embargo, la variabilidad de los tres conjuntos de datos, es similar, con desviaciones estándar (STD) de 0.07 -0.09 m.

En el caso del  $S_{INC}$ , los valores son muy pequeños para los tres conjuntos de datos, siendo casi idénticos entre las dos simulaciones, y ligeramente superiores en los datos observados. De igual manera, la variabilidad de los valores a lo largo de la costa es muy baja. Es evidente que el  $S_{IG}$ , es el componente del *runup* que más contribuye a la variabilidad de los datos, así como a la diferencia entre los conjuntos de datos para las condiciones morfológicas y de oleaje observadas.

En general, se puede afirmar que la simulación genera datos muy similares a los datos observados, con un RMSE del R2% entre 0.09 y 0.1 m para oleaje cercano a  $H_s$  de 1 m y  $T_p$  de 12 s, bajo condiciones de batimetría homogénea. Los valores de *setup* y  $S_{INC}$  presentan RMSE de 0.1 m, mientras que el  $S_{IG}$ , muestra una mayor diferencia con RMSE de entre 0.15 m y 0.22 m (Tabla 4. 6). Esta discrepancia parece estar asociada a la variabilidad intrínseca del oleaje que genera la energía infragravitatoria.

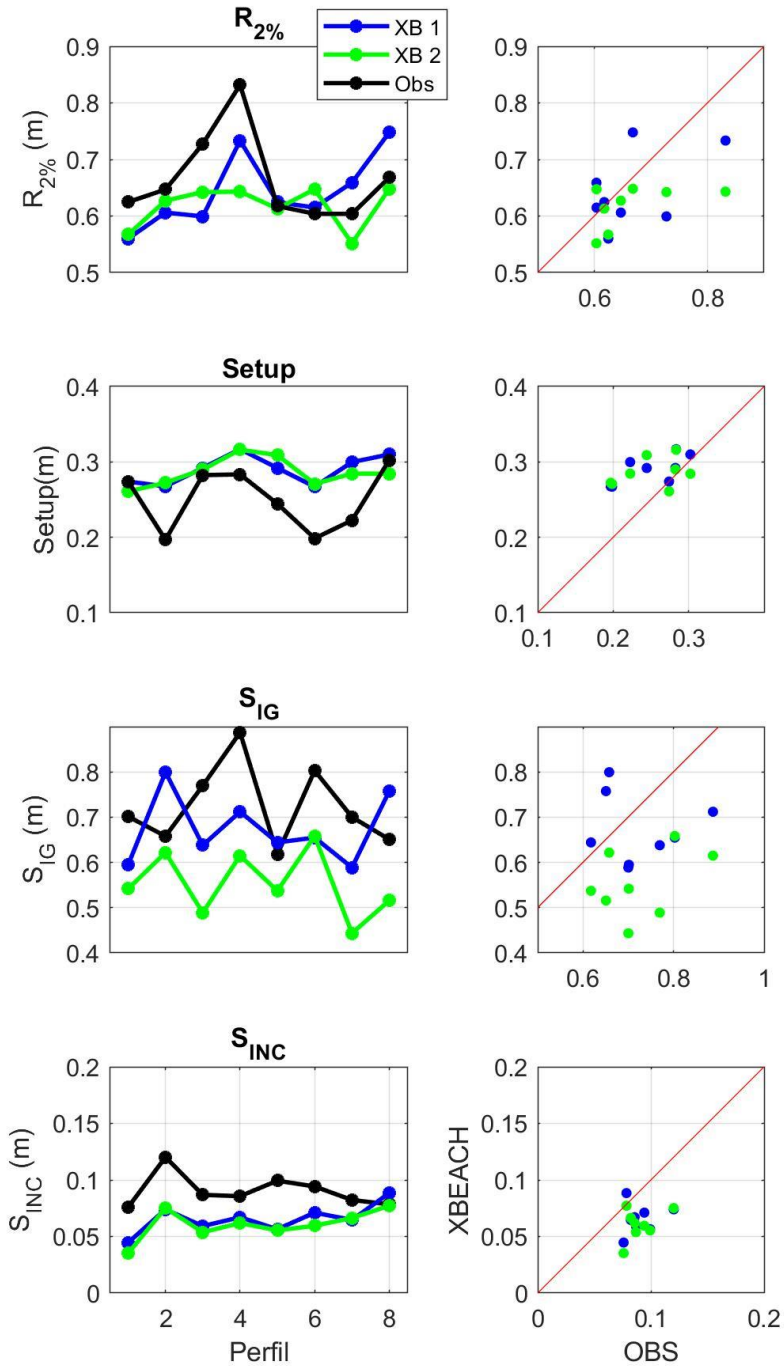


Tabla 4. 5 Valores promedio y desviación estándar de el R2%, setup, S<sub>IG</sub> y S<sub>INC</sub> de los valores observados (Obs) y de las dos simulaciones repetidas (XBeach 1 y 2).

	Obs		XBeach 1		XBeach 2	
	Mean	STD	Mean	STD	Mean	STD
R2%	0.67	0.08	0.64	0.07	0.62	0.04
Setup	0.25	0.04	0.29	0.02	0.29	0.02
S	0.73	0.09	0.68	0.08	0.56	0.07
S <sub>IG</sub>	0.72	0.09	0.67	0.08	0.55	0.07
S <sub>INC</sub>	0.09	0.01	0.07	0.01	0.06	0.01

Tabla 4. 6 Error cuadrático medio (RMSE) de la comparación entre los datos observados con las dos simulaciones (XBeach 1 y 2) para el R2%, setup, S<sub>IG</sub> y S<sub>INC</sub>.

RMSE	R2%	Setup	S	S <sub>IG</sub>	S <sub>INC</sub>
<b>XBEACH 1</b>	0.09	0.10	0.15	0.15	0.10
<b>XBEACH 2</b>	0.10	0.10	0.23	0.22	0.11

Figura 9. Comparación entre observaciones (negro) y simulaciones (azul y verde) de los valores de R2%, Setup, S<sub>IG</sub> y S<sub>INC</sub>, en ocho perfiles medidos a lo largo de la playa. Los paneles izquierdos muestran los valores para cada perfil para resaltar la diferencia a lo largo de la playa. Los paneles derechos muestran en el eje horizontal los datos observados versus los datos simulados en el eje vertical.

#### 4.3.2. Variabilidad del *runup* a lo largo de la playa

Se evaluó la variabilidad del *runup* a lo largo, de la playa y el proceso de transformación del oleaje mediante cuatro escenarios de simulación, combinando dos condiciones morfológicas diferentes y dos condiciones de oleaje distintas (Tabla 4. 3).

La Figura 4.9, presenta las corrientes promedio correspondientes a los últimos 15 min de cada simulación (900 s), para los cuatro escenarios definidos en la Tabla 4. 3. Estas se muestran con el fin de resaltar el desempeño general del modelo en la generación de corrientes derivadas de la disipación del oleaje, así como para evidenciar las diferencias ocasionadas por las condiciones de oleaje y batimetría.

Se observa que, en la batimetría de septiembre se forman varios remolinos en distintas ubicaciones bajo ambas condiciones de oleaje (ver SEP en Figura 4.9). Además, se aprecian corrientes intensas en los extremos, especialmente cerca de la saliente rocosa y al norte, en los límites del área de simulación. En el caso de la batimetría de febrero (ver FEB en Figura 4.9), la ubicación de las corrientes más intensas está claramente condicionada por la morfología, presentándose en posiciones similares para ambas condiciones de oleaje, pero con diferencia en sus magnitudes.

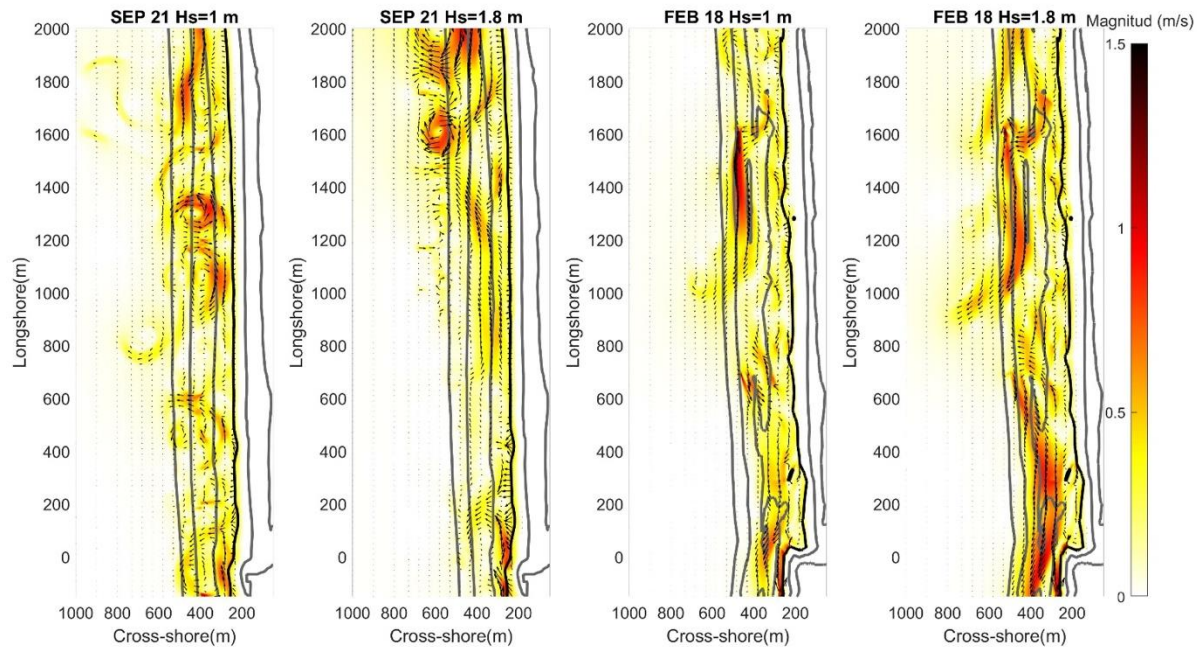


Figura 10. Magnitud y dirección de las corrientes promedio de los últimos 900 s de simulación (de 3600 s en total), para los cuatro escenarios modelados con morfología y  $H_s$  variables. SEP y FEB corresponden a configuraciones morfológicas de verano (reflejantes) e invierno (disipativas), y para cada caso, se simulan  $H_s$  de 1 m y 1.8 m

Para entender cómo se transforma el oleaje durante su propagación hacia la costa, en la [Figura 4.10](#) se presentan los espectros de la elevación del mar medida en las boyas virtuales colocadas a lo largo de la costa (correspondientes a los perfiles 2, 4, 6 y 8 en los primeros 500 m desde el sur) y perpendicular a la costa (a 270, 370, 470 y 1515 m desde el punto de origen), así como el espectro de la elevación del *swash*. Dado que se usaron dos batimetrías distintas, la posición de la línea de costa y la profundidad de los puntos varía. Para facilitar la referencia, también se incluyen los perfiles correspondientes a cada batimetría.

En la [Figura 4.11](#) se muestran  $H_s$  y sus componentes Incidentales e infragravitatorias ( $H_{IG}$  y  $H_{INC}$ ) y el *setup* a lo largo de ocho perfiles analizados en cuatro profundidades diferentes, y en la línea de costa. Se observa que en el punto más lejano a la costa la energía se concentra entre 0.05 y 0.2 Hz, con una fuerte disminución de energía en frecuencias mayores y menores. Se aprecian diferencias en la cantidad energía entre las condiciones de menor y mayor altura de oleaje, lo cual es muy evidente en  $H_s$  en la [Figura 4.11](#). En ese punto lejano, hay poca variabilidad a lo largo de la costa, y no hay *setup*.

Más cerca de la costa, a 470 m de distancia, empieza a transferirse energía a la banda infragravitatoria, y se observa una mayor dispersión en la energía incidente en todos los casos. Se detecta un ligero *setdown* en la mayoría de los puntos, excepto en la simulación de Feb 18 con  $H_s$  de 1m. Todavía más cerca de la costa, a 370 m, el espectro del oleaje muestra que la energía de la banda incidental está más dispersa en frecuencias, disminuyendo el gradiente de decaimiento hacia frecuencias más altas. En las simulaciones con  $H_s$  de 1 m, la  $H_s$  se mantiene en valores similares a los mostrados en aguas más profundas, mientras que para las simulaciones con  $H_s$  de 1.8 m comienza a observarse una disminución de  $H_s$  en esa posición ([Figura 4.11](#)). En el caso del *setup*, en las simulaciones con la batimetría de septiembre, el *setdown* observado se mantiene o disminuye ligeramente, mientras que en febrero se observa una mayor dispersión en los datos, mostrando un ligero aumento en la elevación media ([Figura 4.11](#)).

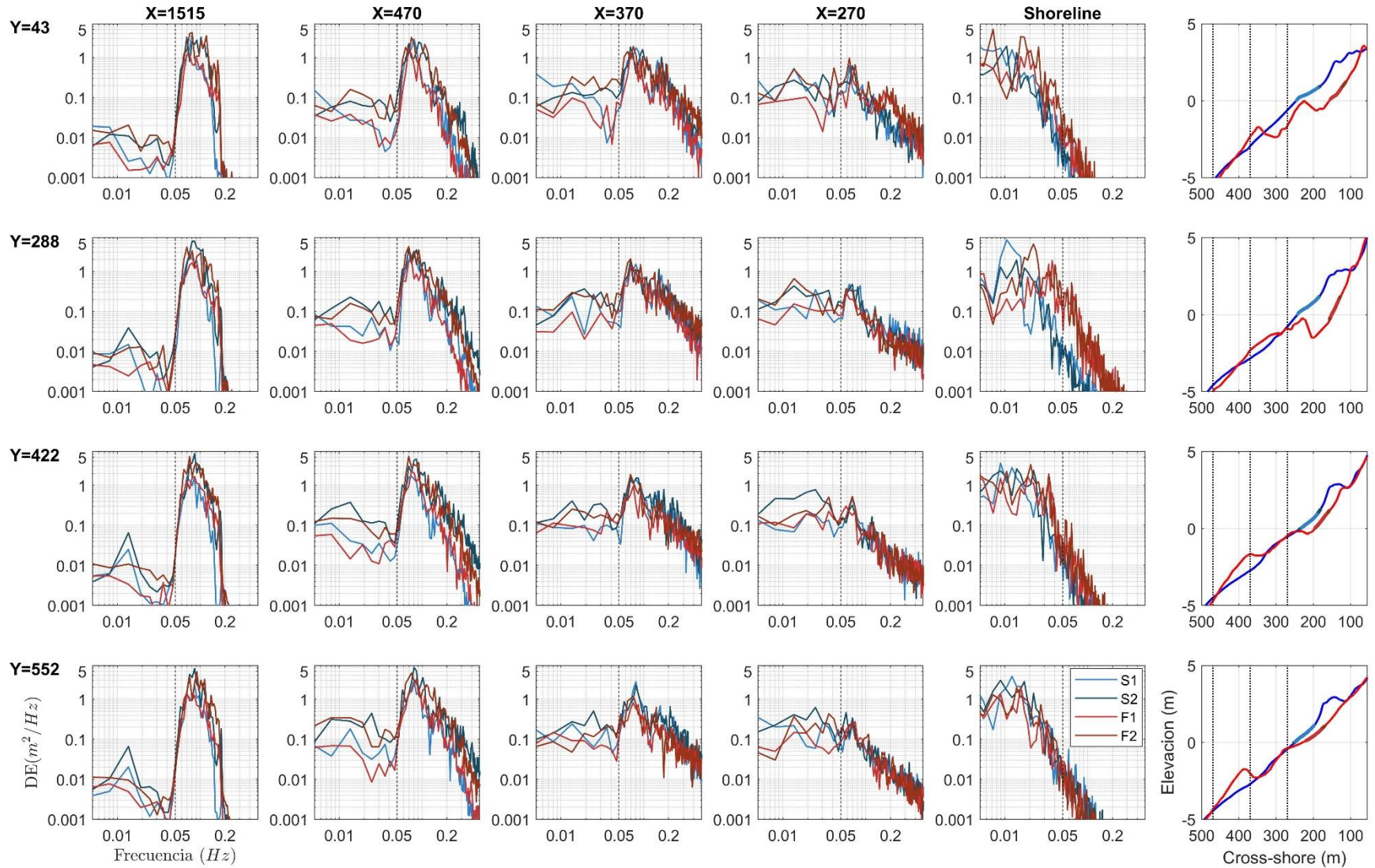


Figura 11. Espectros de la elevación del mar y del *swash*, medidos con las boyas virtuales en cuatro posiciones a lo largo de la costa y en la línea de costa. En colores se muestran los resultados de los distintos escenarios de simulación. La línea punteada divide las frecuencias incidentes de la infragravitatorias.

En la siguiente posición más cercana a la costa (270 m) se hace evidente que la mayoría del oleaje ha empezado a romper,  $H_s$  disminuye en todos los casos, principalmente la parte incidental del espectro (Figura 4.10). En ambas condiciones de oleaje, el oleaje incidental disminuye a valores similares, reduciéndose en mayor medida la energía en las simulaciones con  $H_s=1.8$  m. Por otro lado, la energía infragravitatoria no muestra una notoria diferencia. El *setup* en todos los casos presenta un ligero incremento (Figura 4.11).

Al llegar a la costa, el espectro del *swash* muestra que gran parte de la energía incidente se ha disipado, excepto en el caso del perfil a 288 m en los escenarios de feb 18. Este perfil coincide con la ubicación de un gran canal (ver Figuras 4.2 y 4.4), donde su disminución de la energía incidente es mucho menor en comparación con el escenario de sep 21, para ambas condiciones de oleaje. Por el contrario, la energía infragravitatoria aumenta en todos los casos, presentando una alta variabilidad entre perfiles (Figura 4.10). En consecuencia, el *swash* significativo,  $S_s$ , no se reduce en la misma proporción que  $H_s$  en el punto anterior, pero aumenta su variabilidad. El *setup*, por su parte, muestra un considerable aumento, siendo mayor el incremento en los escenarios con batimetría de septiembre en comparación con febrero, y más pronunciado en las simulaciones con  $H_s=1.8$  m (Figura 4.11).

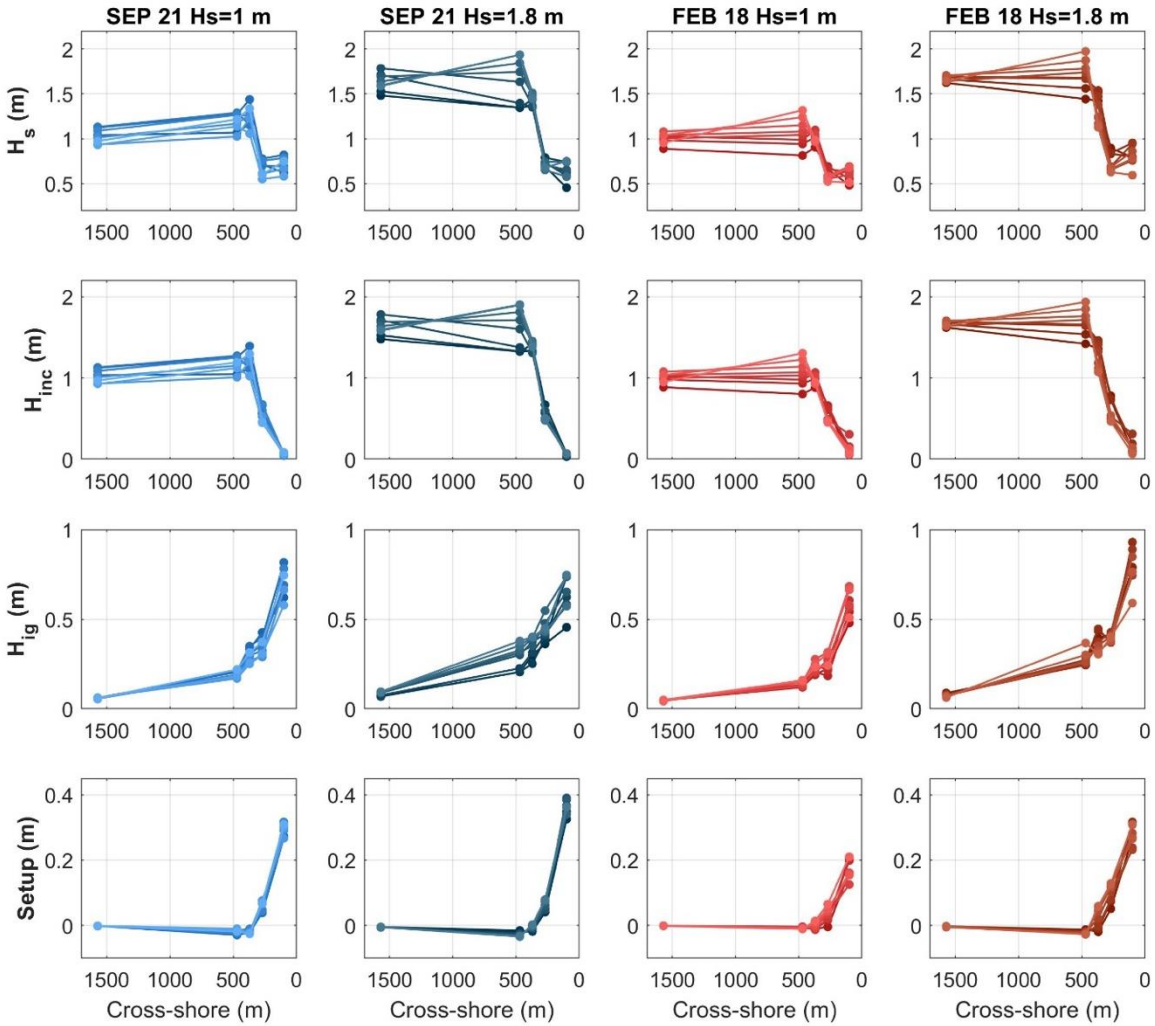


Figura 12. Comportamiento de la altura de ola significativa ( $H_s$ ) en distintas ubicaciones perpendiculares a la costa y del *swash* significativo ( $S_s$ ) en la línea de costa (valores más cercanos al 0 en el cross-shore), junto con sus componentes incidente e infragravitatorio. Asimismo, se presenta el comportamiento del *setup*. Los datos se presentan separados para cada escenario de simulación en cada columna. En distintas sombras de color se presentan los resultados de los ocho perfiles a lo largo de la playa, siendo los más oscuros los ubicados más hacia el sur.

El comportamiento del R2% el *setup* en la línea de costa, y el *swash* incidente e infragravitatorio a lo largo de aproximadamente 1 km de costa (correspondiente a 16 perfiles empezando desde el extremo sur), se presentan en la [Figura 4.12](#). Además, se incluye un resumen del promedio, la desviación estándar y el coeficiente de variación para cada parámetro en la [Tabla 4.7](#).

El R2% es mayor en las simulaciones de septiembre, en comparación a equivalentes de  $H_s$  de febrero. Sin embargo, la diferencia relativa entre las dos simulaciones de febrero es

mayor, observándose un incremento de *runup* más pronunciado en la simulación con  $H_s$  de 1.8 m. La variabilidad, representada mediante la desviación estándar, es baja en todos los casos, el coeficiente de variación, CV varía entre 0.8 y 0.13 (Figura 4.12 y Tabla 4. 7). El comportamiento del *setup* es similar al  $R2\%$ : es mayor en septiembre que en febrero, y en ambos casos aumenta al aumentar  $H_s$ . Su variabilidad es también baja (STD entre 0.02 – 0.05 m), aunque ligeramente mayor en febrero (CV entre 0.16 0.21), (Figura 4.12 y Tabla 4. 7). El componente infragravitatorio del swash,  $S_{IG}$ , presenta un comportamiento más complejo. En septiembre es menor con  $H_s$  menor, mientras que en febrero ocurre lo contrario. La variabilidad del  $S_{IG}$  se mantiene similar entre simulaciones (STD entre 0.07 y 0.11 m), con un ligero aumento en los escenarios con mayor  $H_s$ . Es notable un aumento de  $S_{IG}$  en la zona de grandes canales batimétricos de febrero en la simulación de  $H_s$  de 1.8 m. Por otro lado,  $S_{IG}$ , disminuye notablemente en febrero con  $H_s$  de 1 m, cerca de los 800 m, donde parece formarse una cúspide, generando una zona de menor pendiente (Figura 4.12 y Tabla 4. 7). La componente incidente del swash,  $S_{INC}$ , es generalmente más baja que  $S_{IG}$ , y varía principalmente en función de la pendiente de la cara de la playa. La presencia de canales en febrero muestra perfiles con pendientes más pronunciadas que presentan  $S_{INC}$  más altos, hasta ocho veces mayores que los valores más bajos observados (Figura 4.12 y Tabla 4. 7).

Tabla 4. 7. Promedio (mean), desviación estándar (std) y el coeficiente variación (CV) del  $R2\%$  y sus distintos componentes, y la pendiente de la cara de la playa ( $B_f$ ) para cada escenario de simulación.

	$R2\%$			$\bar{\eta}$			$S_{ig}$			$S_{inc}$			$B_f$		
	Mean	std	CV	Mean	std	CV	Mean	std	CV	Mean	std	CV	Mean	sd	CV
<b>S1</b>	0.70	0.09	0.13	0.30	0.02	0.08	0.72	0.07	0.10	0.07	0.02	0.21	0.02	0.00	0.15
<b>S2</b>	0.79	0.07	0.08	0.36	0.03	0.08	0.67	0.11	0.17	0.07	0.02	0.24	0.02	0.00	0.14
<b>F1</b>	0.50	0.05	0.10	0.20	0.04	0.21	0.54	0.09	0.17	0.11	0.07	0.61	0.03	0.01	0.38
<b>F2</b>	0.73	0.06	0.08	0.31	0.05	0.16	0.72	0.11	0.15	0.12	0.07	0.57	0.03	0.01	0.35

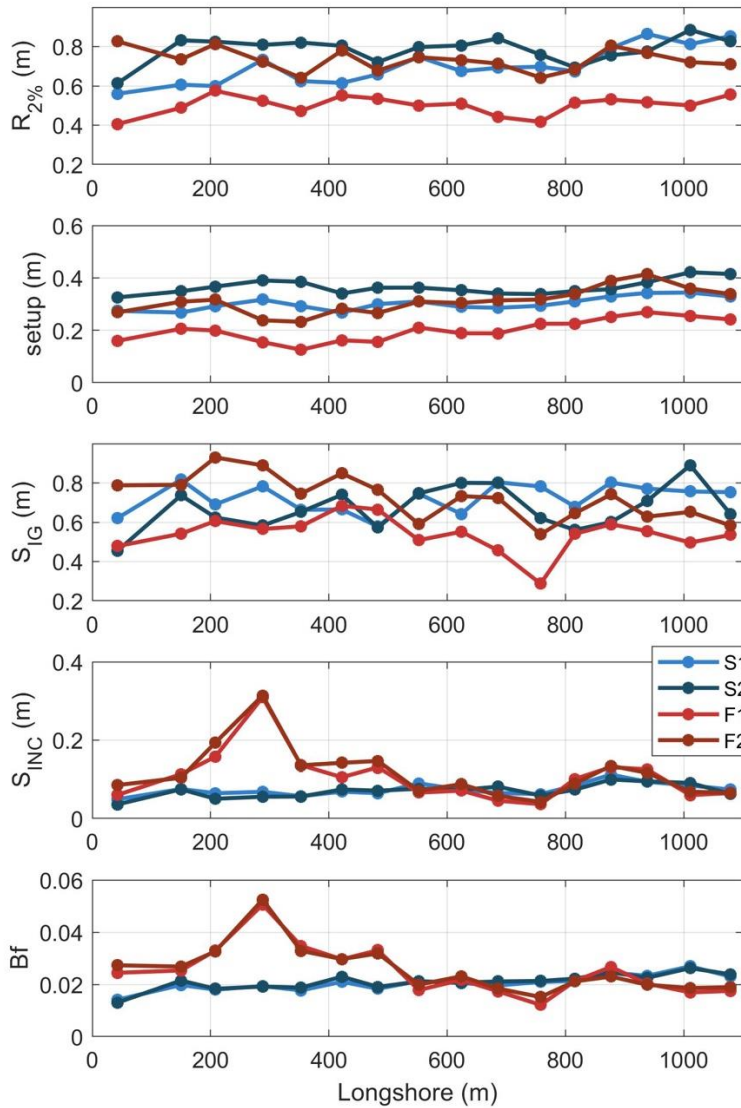


Figura 4.13. Comportamiento del  $R_{2\%}$  y sus componentes y la pendiente de la cara de la playa ( $B_f$ ) a lo largo de la playa. En tonos rojos se muestran las simulaciones de febrero 2018 y en azules de septiembre 2021

La Figura 4.13 muestra la comparación de  $R_{2\%}$ ,  $setup$ ,  $S_{IG}$  y  $S_{INC}$  obtenidos de las simulaciones, con la parametrización más ampliamente utilizada de Stockdon et al., (2006) indicada como S2006.  $R_{2\%}$  muestra diferencias entre las batimetrías, en septiembre RMSE es menor ( $\sim 0.1m$ ) y presenta una buena correlación mientras que en febrero el RMSE se duplica y la correlación es más baja. Los valores de las simulaciones del  $setup$  son mayores a los estimados por S2006, siendo RMSE equivalente al 50% del valor promedio del  $setup$  o mayor (Tabla 4.8 y Figura 4.13). En las simulaciones de septiembre se observa una correlación positiva, mientras que en febrero la correlación es negativa. Esto sugiere que en las altas pendientes de febrero asociadas a canales es menos probable la rotura del oleaje y, por tanto, se genera un menor  $setup$ . El  $S_{IG}$  está mal estimado en S2006, el RMSE es de

alrededor de 0.4 m y sin capacidad de capturar la variabilidad a lo largo de la playa (Tabla 4.8 y Figura 4.13). En el caso del  $S_{INC}$ , S2006 estima valores mucho mayores, presentando un RMSE de 0.23 m, que es el doble del promedio observado en las simulaciones (0.09 m). Sin embargo, la correlación es muy alta en todos los casos, ya que se correlaciona fuertemente con la pendiente de la cara de la playa (Tabla 4.8 y Figura 4.13).

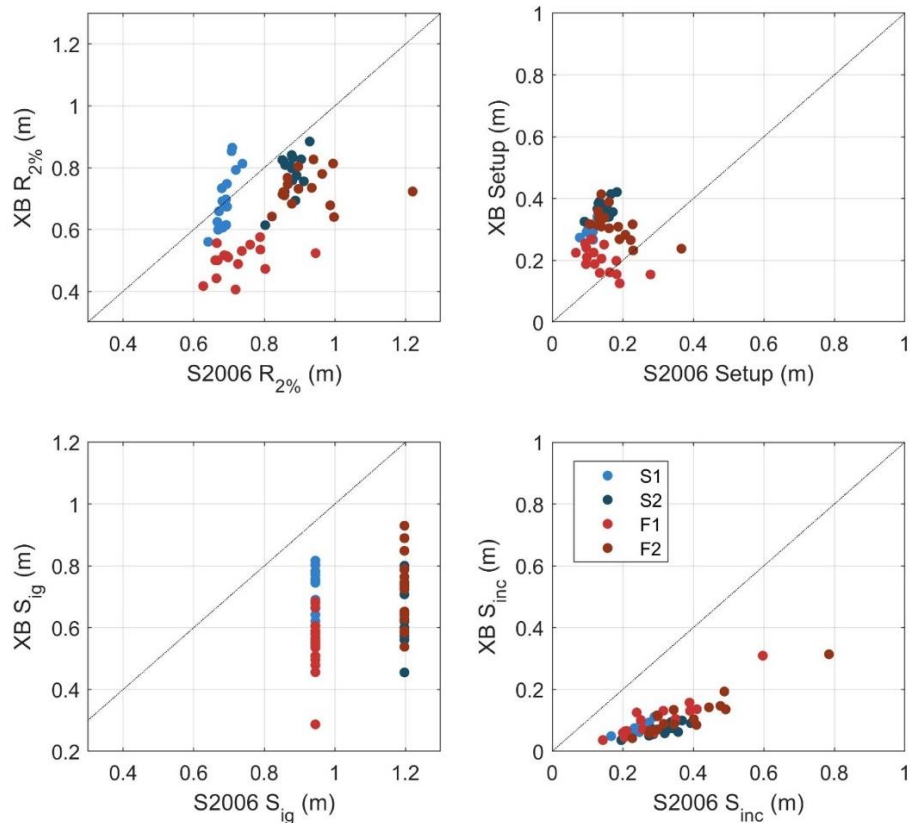


Figura 4.14. Comparación de los resultados de las simulaciones numéricas (XB) con la parametrización de Stockdon et al. (2006), (S2006). S1 y S2 indican los casos de septiembre y F1 y F2 los de febrero, para  $H_s$  de 1 m y 1.8 m, respectivamente.

Tabla 4. 8. Error cuadrático medio (RMSE) y coeficiente de correlación ( $r$ ) entre los valores obtenidos con las simulaciones y la parametrización de Stockdon et. al. (2006).

S2006	R2%		Setup		$S_{IG}$		$S_{INC}$	
	RMSE	$r$	RMSE	$r$	RMSE	$r$	RMSE	$r$
<b>S1</b>	0.07	0.81	0.19	0.73	0.23	0.00	0.17	0.78
<b>S2</b>	0.11	0.57	0.22	0.46	0.54	0.00	0.25	0.81
<b>F1</b>	0.24	0.35	0.10	-0.63	0.41	0.00	0.20	0.92
<b>F2</b>	0.22	0.08	0.17	-0.66	0.48	0.00	0.28	0.94
<b>Total</b>	0.17	0.50	0.17	-0.12	0.43	0.28	0.23	0.86

#### 4.4.- Discusiones

La comparación entre la modelación y los datos medidos en campo con los Aquadopps mostró un buen desempeño del modelo, con diferencias en  $H_s$  similares a las reportadas por otros trabajos usando Xbeach no hidrostático. Por ejemplo, Beer et al. (2021) en su validación del modelo, reportan un RMSE para el oleaje incidental en la zona de rompiente de entre 0.10 m y 0.23 m, que disminuye al acercarse a la costa. En nuestro caso, la diferencia promedio entre la  $H_s$  incidental de las simulaciones y las mediciones fue de 0.18 m. Por otro lado, Beer et al. (2021) reportan una subestimación de 0.04 m del *setup* en la línea de costa por el modelo y un RMSE de 0.13 m. Nuestros resultados son muy similares en magnitud, con un RMSE de 0.1 m, sin embargo, en este caso el modelo sobreestimó el *setup* en 0.04 m. En cuanto a  $S_{INC}$  y  $S_{IG}$ , Beer et al. (2021) reportan RMSE de 0.25 y 0.23 m, respectivamente, mientras que nuestras simulaciones muestran RMSE de 0.1 m para el  $S_{INC}$  y de 0.18 m para  $S_{IG}$ . En resumen, tanto en la zona de surf como en la zona de swash, el modelo muestra un desempeño adecuado y consistente con los valores reportados previamente en la literatura.

Uno de los aspectos más notables de los resultados obtenidos es la variabilidad del *swash* infragravitatorio ( $S_{IG}$ ), que resulta bastante diferente entre repeticiones de la misma simulación con mismas condiciones de oleaje de entrada. Se realizó una comparación entre los resultados al analizar simulaciones de 900 s y 1800 s de las series de tiempo del *swash* y se observaron variaciones considerables en la forma del espectro, indicativo de su sensibilidad a la longitud de las series de tiempo y a la variabilidad de los trenes de onda en distintos momentos. Un estudio reciente de Rutten et al., (2021) mostró que la varianza de del  $S_{IG}$  entre distintas simulaciones fluctúa hasta después de 75 simulaciones, debido a la aleatoriedad del oleaje e identificaron 1024 s como el umbral en el que, a menor duración de la serie de tiempo la estimación del  $S_{IG}$  se vuelve inestable.

Por otra parte, en este trabajo se compararon dos batimetrías contrastantes: una correspondiente a septiembre, caracterizada por la ausencia de barras y una morfología muy homogénea a lo largo de la costa; y otra correspondiente a febrero, con la presencia de barras y canales que varían en tamaño y forma a lo largo de la costa. En ambos escenarios, bajo distintas condiciones de oleaje, se observó una variabilidad similar en el  $S_{IG}$ , mientras que el comportamiento de  $S_{INC}$  fue diferente, mostrando una fuerte correlación con la pendiente de la cara la playa. Esto se tradujo en una mayor variabilidad del  $S_{INC}$  en el escenario de febrero en ambas condiciones de oleaje.

Torres-Freyermuth et al. (2019) evaluaron el rol de la incertidumbre en las estimaciones del *runup* debido a la aleatoriedad del oleaje, mediante múltiples simulaciones numéricas del mismo espectro sobre una batimetría unidimensional plana. Concluyeron que la incertidumbre intrínseca a la aleatoriedad del oleaje era un factor importante en la variabilidad del  $S_{IG}$ , y por tanto del *runup*, en condiciones disipativas, que otros factores

como la rugosidad del fondo o la dispersión espectral. Para reflejar esta variabilidad, propusieron una fórmula que incorpora la desviación estándar ( $R_{2\%} = [1.76 \pm 0.19N\sigma] \beta H_0 L_0^{1/2}$ ). La aplicación de esta fórmula a nuestros resultados, considerando tres desviaciones estándar ( $N\sigma = 3$ ) se muestra en la [Figura 4.14](#). Si bien la mayoría de los datos se encuentran dentro de las bandas de—especialmente en el caso de la batimetría plana—, aproximadamente un 25% de los datos correspondientes a la batimetría de febrero quedan fuera de ese rango. En algunos casos, estos valores se desvían considerablemente de lo esperado. Cabe resaltar que estos casos corresponden a perfiles con mayores pendientes de playa y presencia significativa de canales. En dichos perfiles, como lo sugieren las estimaciones de S2006 ([Figura 4.13](#)), se esperaría un mayor aporte del  $S_{INC}$  al R2%. Sin embargo, las simulaciones muestran un  $S_{INC}$  más reducido, lo cual podría deberse a que el modelo está subestimando este componente al inducir una mayor rotura de lo esperado, o bien a que la presencia de barras está disipando significativamente el  $S_{INC}$  antes de que alcance la cara de la playa.

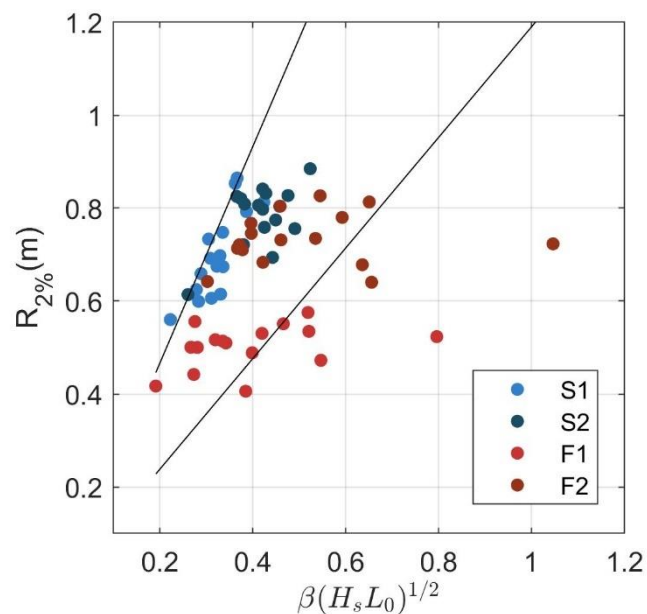


Figura 4.15. Dispersión del R2% observado en las simulaciones con respecto a  $\beta H_0 L_0^{1/2}$  y bandas de incertidumbre equivalentes a  $3 N\sigma$  siguiendo lo propuesto por Torres-Freyermuth et al. (2019).

Se ha descrito previamente que, cuando existen barras que inducen la rotura del oleaje, la dependencia del *setup* con la cara de la playa disminuye, adquiriendo mayor relevancia la pendiente y la altura de la propia barra (Stephens et al., 2011). Esto explica, en parte, la variabilidad que no logra ser bien representada por las ecuaciones de S2006 (Stockdon et al., 2006). Mediante modelaciones numéricas de perfiles unidimensional, variando la forma

y altura de las barras, Stephens et al. (2011) demostraron que, dependiendo si la barra actúa o no como principal punto de disipación del oleaje, su morfología puede llegar a ser más determinante que la pendiente de la cara de la playa. Esto ayuda a entender los resultados contrastes entre los escenarios de septiembre y febrero, así como la correlación negativa observada con respecto a S2006, especialmente en el caso de febrero, donde los perfiles muestran barras de distintas con formas diversas.

Sin embargo, las simulaciones realizadas en este estudio son bidimensionales, lo que introduce la posibilidad de otros procesos relevantes, como la refracción del oleaje y la formación de corrientes que balanceen el tensor de radiación. En los escenarios de febrero, el perfil ubicado a 288 m de la costa presenta una barra somera con una pendiente muy pronunciada, seguida de un canal profundo y una pendiente muy acentuada en la cara de la playa. A pesar de esta configuración, en ambas condiciones de oleaje se registran en esta zona los valores más bajos de *setup*. Es importante señalar que el canal frente a este perfil forma parte del canal principal presente en esa zona. Por tanto, aunque existe una barra, la presencia del canal genera una zona de menor disipación del oleaje, que podría estar influyendo significativamente en los resultados obtenidos.

En un trabajo previo, Gracia-Barrera et al., (2025) presentaron los resultados de observaciones en campo del *runup* a lo largo de la playa La Misión, bajo distintas condiciones morfológicas. La comparación de ese conjunto de datos con respecto al número de Iribarren muestra un comportamiento muy similar al observado en las simulaciones numéricas presentadas en este trabajo (Figura 4.15). Una de las condiciones batimétricas es la misma en ambos casos; sin embargo, el resto de las condiciones morfológicas difiere, aunque en ambos datos se observan condiciones con la formación de canales y barras heterogéneos a lo largo de la costa. Una de las diferencias más notables al correlacionar los datos con el número de Iribarren es que el ajuste del *setup* en las simulaciones presenta una pendiente más ser mucho más negativo, influenciado por los bajos valores de *setup* cerca de los canales. Por otro lado, los datos del  $S_{INC}$  producto del modelo, son menores en promedio en contraste con los datos de campo, a pesar de que dentro del conjunto de datos hay simulaciones con condiciones de oleaje mayores a las de los datos observados en campo, lo cual refuerza la idea de que el modelo puede estar subestimando debido a un exceso de disipación del oleaje incidente, aunque como ya se mencionó, también puede ser producto de el efecto de las barras, que no es representado por el número de Iribarren.

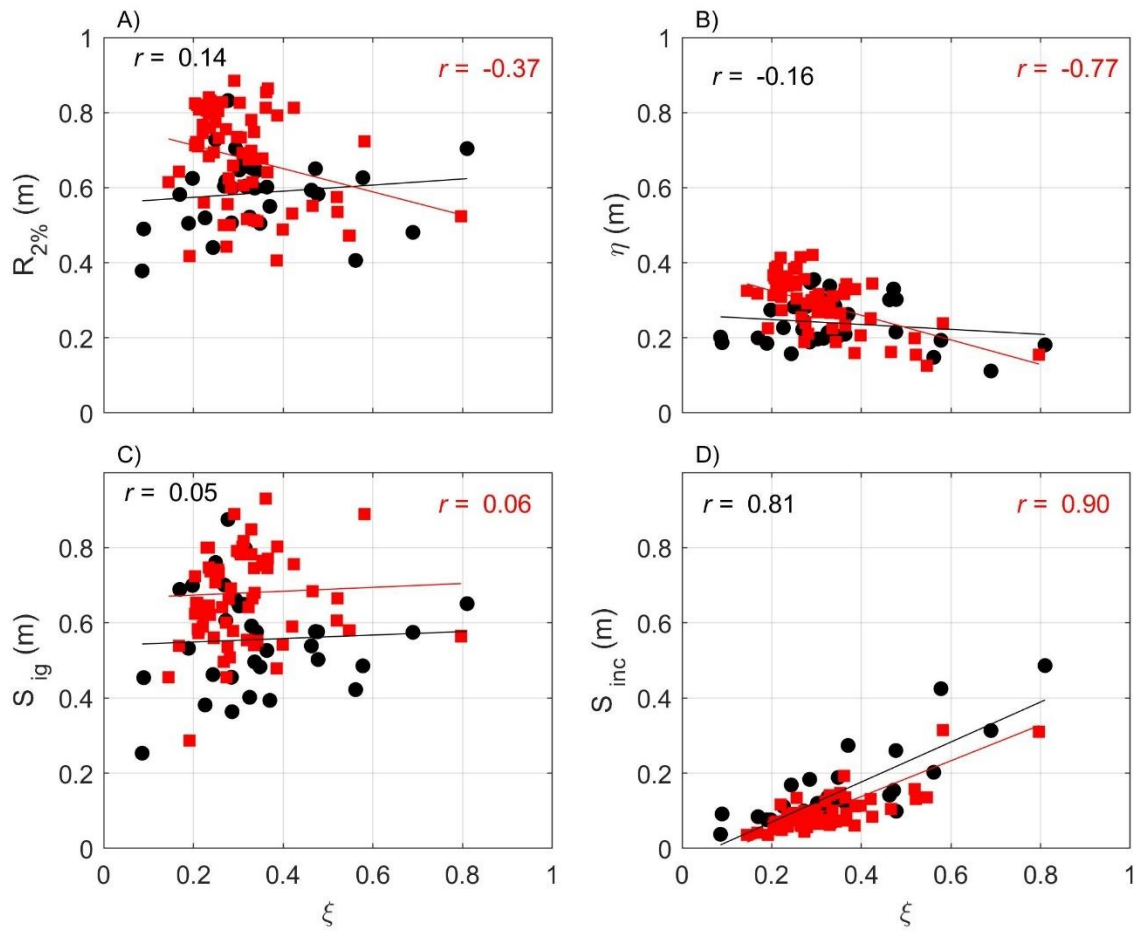


Figura 4.16. Comparación de los resultados obtenidos para la playa La Misión en los cuatro escenarios simulados (rojo) contra los datos observados en campo (negro) en las cuatro condiciones batimétricas descritas por Gracia-Barrera et. al. (2025) contra el número de Iribarren ( $\xi$ ). La línea del color corresponde al mejor ajuste lineal, ( $r$ ) representa la correlación de los datos con  $\xi$ .

#### 4.5.- Conclusiones

En este trabajo se evaluó el comportamiento del *runup* y sus componentes a lo largo de la playa, utilizando datos generados mediante simulaciones numéricas con el modelo XBeach no hidrostático, implementado en una malla bidimensional y bajo dos condiciones batimétricas contrastantes. El modelo mostró un buen desempeño general: los resultados fueron validados con observaciones de campo del oleaje y del *runup*, y las diferencias encontradas se sitúan aún dentro de los rangos reportados en estudios previos.

El *setup* mostró poca variabilidad; sin embargo, los valores más bajos parecen estar asociados a la presencia de canales. Estas pequeñas variaciones en el *setup* inducen corrientes dentro de la zona de rompiente, las cuales pueden manifestarse como corrientes de retorno. Este comportamiento concuerda con la teoría, y resalta la importancia de considerar la variabilidad morfológica a lo largo de la costa.

En cuanto a la componente  $S_{IG}$ , se observó una alta variabilidad, la cual —en concordancia con otros estudios— parece estar más relacionado con la variabilidad natural del oleaje y con los procesos no lineales de interacción entre ondas, que con la morfología costera. Sería recomendable realizar un mayor número de repeticiones para cada condición simulada, con el fin de identificar si existen patrones vinculados a la morfología o si las diferencias responden principalmente a la aleatoriedad del oleaje. Sin embargo, debido al alto costo computacional que implican las simulaciones bidimensionales en comparación con las unidimensionales, el número de simulaciones tuvo que ser limitado.

El  $S_{INC}$  mostró un patrón acorde con lo esperado, con fuerte dependencia de la pendiente de la cara de la playa. Sin embargo, el contraste con otros resultados sugiere que el modelo está subestimando esta componente. Sería conveniente explorar ajustes en los parámetros que controlan el rompimiento en XBeach no hidrostático—por ejemplo, *maxbrsteep*, que define la máxima pendiente de ola (altura/longitud) antes de que se fuerce el rompimiento— para evaluar si ello mejora la representación de los resultados de  $S_{INC}$ .

La comparación de los datos resultados simulados con observaciones en la misma playa, junto con el bajo desempeño de parametrizaciones generales, evidencian la necesidad de considerar la variabilidad morfológica a lo largo de la costa para describir adecuadamente el comportamiento del *runup*. Esto puede lograrse mediante la utilización de parámetros ajustados a las condiciones locales o a través de modelaciones bien calibradas que integren la complejidad de la morfología costera.

## Bibliografía

- Brocchini, M., & Baldock, T. E. (2008). Recent advances in modeling swash zone dynamics: Influence of surf-swash interaction on nearshore hydrodynamics and morphodynamics. *Reviews of Geophysics*, 46(3), 1–21. <https://doi.org/10.1029/2006RG000215>
- de Beer, A. F., McCall, R. T., Long, J. W., Tissier, M. F. S., & Reniers, A. J. H. M. (2021). Simulating wave runup on an intermediate–reflective beach using a wave-resolving and a wave-averaged version of XBeach. *Coastal Engineering*, 163(June 2020), 103788. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2020.103788>
- Gracia-Barrera, A. D., de Alegría-Arzaburu, A. R., Coco, G., Simarro, G., & Calvete, D. (2025). Alongshore runup variability across contrasting beach states: Insights from field observations. *Geomorphology*, 109640. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2025.109640>
- Holman, R.A., Guza, R. T. (1984). Measuring run-up on a natural beach. *Coastal Engineering*, 8, 129–140.
- Masselink, G., & Puleo, J. A. (2006). Swash-zone morphodynamics. *Continental Shelf Research*, 26(5), 661–680. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2006.01.015>
- McCall, R., Roelvink, D., Van Dongeren, A., Quataert, E., De Bakker, A., & De Ridder, M. (2022). *XBeach Documentation Release BOI-phase3-5956*.
- Roelvink, D., McCall, R., Mehvar, S., Nederhoff, K., & Dastgheib, A. (2018). Improving predictions of swash dynamics in XBeach: The role of groupiness and incident-band runup. *Coastal Engineering*, 134(July 2017), 103–123. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2017.07.004>
- Roelvink, D., Reniers, A., van Dongeren, A., van Thiel de Vries, J., McCall, R., & Lescinski, J. (2009). Modelling storm impacts on beaches, dunes and barrier islands. *Coastal Engineering*, 56(11–12), 1133–1152. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2009.08.006>
- Ruggiero, P., Holman, R. A., & Beach, R. A. (2004). Wave run-up on a high-energy dissipative beach. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 109(6). <https://doi.org/10.1029/2003JC002160>
- Ruiz de Alegría-Arzaburu, A., Gracia-Barrera, A. D., Kono-Martínez, T., & Coco, G. (2022). Geomorphology Subaerial and upper-shoreface morphodynamics of a highly-dynamic enclosed beach in NW Baja California. *Geomorphology*, 413(December 2021), 108336. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108336>
- Rutten, J., Torres-Freyermuth, A., & Puleo, J. A. (2021). Uncertainty in runup predictions on natural beaches using XBeach nonhydrostatic. *Coastal Engineering*, 166(June 2020), 103869. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2021.103869>
- Simarro, G., Calvete, D., & Souto, P. (2021). UCalib: Cameras Autocalibration on Coastal Video Monitoring Systems. *Remote Sensing*, 13(14), 2795. <https://doi.org/10.3390/rs13142795>
- Simarro, G., Ribas, F., Álvarez, A., Guillén, J., Chic, Ò., & Orfila, A. (2017). ULISES: An open source code for extrinsic calibrations and planview generations in coastal video monitoring systems.

*Journal of Coastal Research*, 33(5), 1217–1227. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-16-00022.1>

- Smit, P. B., Stelling, G. S., Roelvink, D., Van Thiel De Vries, J., McCall, R., Van Dongeren, A., Zwinkels, C., & Jacobs, R. (2010). *XBeach: Non-hydrostatic model*. [https://oss.deltares.nl/documents/4142077/4199062/non-hydrostatic\\_report\\_draft.pdf/eadc1aff-6e19-6e82-2747-3c11c30457ee?t=1624871720408](https://oss.deltares.nl/documents/4142077/4199062/non-hydrostatic_report_draft/eadc1aff-6e19-6e82-2747-3c11c30457ee?t=1624871720408)
- Stephens, S. A., Coco, G., & Bryan, K. R. (2011). Numerical Simulations of Wave Setup over Barred Beach Profiles: Implications for Predictability. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 137(4), 175–181. [https://doi.org/10.1061/\(asce\)ww.1943-5460.0000076](https://doi.org/10.1061/(asce)ww.1943-5460.0000076)
- Stockdon, H. F., Holman, R. a., Howd, P. a., & Sallenger, A. H. (2006). Empirical parameterization of setup, swash, and runup. *Coastal Engineering*, 53(7), 573–588. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2005.12.005>
- Stockdon, H. F., Thompson, D. M., Plant, N. G., & Long, J. W. (2014). Evaluation of wave runup predictions from numerical and parametric models. *Coastal Engineering*, 92, 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2014.06.004>
- Torres-Freyermuth, A., Pintado-Patiño, J. C., Pedrozo-Acuña, A., Puleo, J. A., & Baldock, T. E. (2019). Runup uncertainty on planar beaches. *Ocean Dynamics*, 69(11–12), 1359–1371. <https://doi.org/10.1007/s10236-019-01305-y>

## 5. Conclusiones

Este trabajo presenta un análisis detallado del comportamiento del *runup* y sus componentes a lo largo de la playa intermedia, bajo distintas configuraciones morfológicas. Se resalta particularmente el papel de los canales asociados a corrientes de retorno, así como la influencia de barras submareales y terrazas intermareles en la variabilidad del *runup*. El estudio integra y contrasta observaciones de campo y simulaciones numéricas con el modelo XBeach no hidrostático, lo que permite una validación cruzada robusta de los resultados. En conjunto, este trabajo aporta datos valioso para comprender mejor los factores que controlan la magnitud y variabilidad del *runup* en playas expuestas a oleaje tipo *swell*, caracterizadas por presentar estados morfodinámicos predominantemente intermedios.

Este trabajo incorpora un componente metodológico relevante al combinar técnicas de video monitoreo ampliamente utilizadas, con el uso de drones, lo cual requirió de una detallada revisión de las distintas fuentes de error para asegurar la confiabilidad de los resultados obtenidos. Particularmente, se evaluaron los errores potenciales asociados a rectificación inadecuada de las imágenes y a los posibles cambios morfológicos derivados de diferencias temporales entre la medición topográfica del perfil y las observaciones de video. Se identificó que la medición del *setup* es particularmente sensible a estas fuentes de error, por lo que cualquier aseveración que se quiera realizar de su variabilidad requiere de un cuidadoso control de las distintas fuentes de datos, como es el nivel de marea, la topografía, y la observación de la excursión del *swash* en las mediciones de video.

En este contexto, los resultados obtenidos mediante simulación numérica y observaciones de campo mostraron valores muy similares, lo que constituye un buen inicio de la calidad y consistencia de los datos. El *setup* fue el componente del *runup* con menor variación a lo largo de la costa, sin embargo, al ser un valor promedio que refleja gradientes en la elevación del nivel del mar, pequeñas variaciones pueden tener importantes repercusiones en la circulación dentro de la zona de rompiente, propiciando la formación de corrientes. En este sentido, las observaciones derivadas de modelo numéricos representan una alternativa robusta para obtener mediciones confiables y comprender mejor su comportamiento. La disminución del *setup* en zonas asociadas a canales de retorno fue consistente tanto en las mediciones de campo como en los resultados del modelo, lo cual es consistente con una menor rotura del oleaje. Sin embargo, dicha variabilidad no puede

predecirse únicamente a partir del perfil topográfico o la pendiente de la cara de la playa, ya que dependen de la variabilidad morfológica a lo largo de la costa para que se generen las variaciones en el setup.

El *swash* fue la principal fuente de variabilidad del *runup* a lo largo de la costa. Sin embargo, sus componentes—la banda incidente e infragravitatoria—respondieron de manera diferenciada a las condiciones morfológicas. El *swash* incidente mostró una fuerte correlación con la pendiente de la cara de la playa, siendo ligeramente modulado por la presencia de barras submareales, que inducen la rotura del oleaje. Sin embargo, su contribución al *runup* fue generalmente menor, lo que evidencia la saturación de la banda incidente, característico de playas intermedias. En estas, la rotura del oleaje antes de llegar a línea de costa transfiere gran parte de la energía a frecuencias más bajas. Se observó que el aporte del *swash* incidente aumentaba de forma considerable en zonas donde se desarrollan canales asociados a corrientes de retorno. Estos canales propician la propagación del oleaje sin romper a la línea de costa, que además suelen coincidir con pendientes más abruptas, lo que intensifica la respuesta del *swash* incidente. En los resultados de las simulaciones numéricas se identificaron patrones similares. Sin embargo, se detectó una posible subestimación de los valores de *swash* incidente, lo que sugiere la necesidad de realizar un ajuste más fino de los parámetros del modelo y validar nuevamente los resultados para asegurar su representatividad.

Por su parte, el *swash* infragravitatorio fue el principal aporte a la variabilidad del *runup*. A diferencia del *swash* incidente, el *swash* infragravitatorio no se correlaciona directamente con la pendiente de la cara de la playa. Sin embargo, se observó una mayor dispersión de sus valores en secciones de playa con pendientes más suaves ( $B_f \sim 0.02$ ), donde el *swash* infragravitatorio varió entre ser de 2 a 10 veces mayor que el *swash* incidente. Las parametrizaciones que incorporan cierta variabilidad morfológica logran mejorar la estimación del *swash* infragravitatorio, lo que evidencia su dependencia con las condiciones morfológicas predominantes. Sin embargo, estas parametrizaciones siguen sin capturar completamente la variabilidad de los datos. Se ha propuesto que esta variabilidad esté más relacionada con la variabilidad estocástica del oleaje, hipótesis que parece respaldarse con los resultados obtenidos de las simulaciones numéricas, aunque el número limitado de las observaciones impide confirmarlo con certeza.

En este sentido, la incertidumbre asociada a la variabilidad natural del oleaje parece ser más relevante en playas homogéneas. En contraste, en playas con mayor heterogeneidad morfológica, se observan diferencias considerables en el *swash* infragravitatorio que no pueden atribuirse

únicamente a la batimetría. Elementos como la presencia de canales o cúspides intermareales parecen influir significativamente al *swash* infragravitatorio. Por ello, se requiere de un mayor número de observaciones que integren la incertidumbre asociada al oleaje en distintas configuraciones morfológicas a lo largo de la playa.

La comparación de los resultados de este trabajo con parametrizaciones empíricas como la de Stockdon et al. (2006), S2006, mostró una gran dispersión en los datos, aunque el *runup* en general presentó errores cuadráticos medios relativamente bajos en general. Esto sugiere que dichas parametrizaciones, derivadas de ajustes empíricos a partir de múltiples sitios, pueden ofrecer estimaciones aceptables bajo condiciones simplificadas, especialmente cuando no se cuenta con información detallada de la morfología de la playa. Sin embargo, los resultados presentados en este estudio evidencian que obtener estimaciones precisas del *runup* requiere de ajustes específicos de cada sitio, considerando sus particularidades morfológicas e hidrodinámicas. En ese sentido, los métodos implementados en este trabajo representan una alternativa eficiente para generar observaciones y predicciones del *runup* en un espectro más amplio de configuraciones morfológicas de playa.