Universidad de Cádiz

EVALUACIÓN DE LA DINÁMICA COSTERA Y SU RESPUESTA AL IMPACTO POR TORMENTAS EXTREMAS EN LAS ISLAS DE SAN ANDRÉS Y PROVIDENCIA, COLOMBIA.

TESIS DOCTORAL

Autor: ***Angélica María Cabarcas Mier***

Directores: ***Bismarck Jigena Antelo***
Wilmer Rey Sánchez

Abril de 2026

Evaluación de la dinámica costera y su respuesta al impacto por tormentas extremas en las islas de San Andrés y Providencia, Colombia.

TESIS DOCTORAL

Angelica María Cabarcas Mier

Directores: *Dr. Bismarck Jigena Antelo*
Dr. Wilmer Rey Sánchez

Abril 2026

Evaluación de la dinámica costera y su respuesta al impacto por tormentas extremas en las islas de San Andrés y Providencia, Colombia.

Memoria presentada por
Angélica María Cabarcas Mier

para optar al Título de
Doctor en Ciencias y Tecnologías Marinas

Dirigida por los Doctores

Dr. Bismarck Jigena Antelo

Dr. Wilmer Rey Sánchez

Escuela Internacional de Doctorado en Estudios del Mar

Departamento de Ciencias y Técnicas de la Navegación y Construcciones Navales

Universidad de Cádiz

Abril 2026

Agradecimientos

Expreso mi más sincero agradecimiento a mis tutores, Dr Wilmer Rey y Dr Bismarck Jigena, por su orientación, acompañamiento y valiosas asesorías durante el desarrollo de esta investigación. Su guía académica y sus aportes científicos fueron fundamentales para la culminación de este trabajo.

Agradezco a la Universidad de Cádiz por la concesión de la beca para estudios doctorales, de igual forma por otorgar la subvención para mi estancia de investigación, así como a la Universidad Nacional Autónoma de México y al Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Caribe (CIOH) por el apoyo económico en las publicaciones derivadas de este trabajo, a la Universidad Nacional de Colombia, Sede Caribe por el apoyo proporcionado para el trabajo de campo en las islas de San Andrés y Providencia y a la Corporación para el Desarrollo Sostenible del Archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina (CORALINA), por suministrar datos geomorfológicos de San Andrés y Providencia.

Agradezco de igual forma al Laboratorio de Ingeniería y Procesos Costeros (LIPC), Unidad Académica Sisal del Instituto de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), por haberme dado la oportunidad de realizar una estancia doctoral durante mi etapa de formación doctoral, y por el apoyo recibido del Dr. Paulo Salles y el personal del LIPC en mi investigación. Asimismo, agradezco también al CIOH por brindarme la oportunidad de realizar mi estancia doctoral y por el apoyo institucional que hizo posible el desarrollo de esta investigación.

Finalmente, agradezco a todas aquellas personas que, de una u otra forma, contribuyeron con su apoyo, motivación y confianza durante este proceso.

Dedicatoria

A mis hijos Maria Camila e Isaac David, quienes han sido mi mayor inspiración y la razón que me impulsa a seguir adelante cada día. Este logro también es de ustedes. A mi esposo Arlington Caraballo, por su amor, paciencia y apoyo incondicional durante las noches de trabajo.

A mis padres, Dilsa y Alberto, y a mi tía Carmen, por recordarme siempre el valor de la perseverancia.

Y, de manera muy especial, a la memoria de mis queridos amigos Henry Carmona y Ramón Granados, quienes hoy descansan en paz. Sé que habrían sido profundamente felices de verme alcanzar este logro. Su amistad y su recuerdo permanecerán siempre conmigo.

Financiación

Este estudio fue financiado por los siguientes proyectos e instituciones:

a) Plan propio de la Universidad de Cádiz, de apoyo a la investigación de esta Tesis, a través del Grupo RNM-912 Ingeniería Costera, y de apoyo a la movilidad para la estancia internacional mediante la ayuda: "AYUDAS DE MOVILIDAD PARA LA REALIZACIÓN DE ESTANCIAS DE INVESTIGACIÓN EN CENTROS EXTRANJEROS DE PRESTIGIO INTERNACIONAL 2020-2021".
b) "Estudio para la resiliencia de las actividades náutico-marítimas y navales, en las provincias de Cádiz y Málaga, ante el desafío del cambio climático", financiado por la Junta de Andalucía y la Unión Europea (código PCM_00124). Asimismo, se contó con apoyo financiero del Grupo de Investigación RNM912 de la Universidad de Cádiz y del Plan Andaluz de Investigación, Desarrollo e Innovación (PAIDI).
c) Universidad Nacional de Colombia, Sede Caribe a través del proyecto: Fortalecimiento de la gestión del riesgo de desastres, a partir de la generación de conocimiento e innovación social para incrementar la capacidad de respuesta comunitaria, natural y económica del departamento Archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina - BPIN: 2021000100041, financiado por el Sistema General de Regalías, Ministerio de Ciencia y Tecnología de Colombia.
d) Universidad Nacional Autónoma de México y el CIOH por el apoyo económico en las publicaciones derivadas de este trabajo.

Resumen

Las playas arenosas de islas arrecifales tropicales constituyen sistemas altamente dinámicos cuya evolución está controlada por la interacción entre procesos hidrodinámicos, disponibilidad de sedimentos y variabilidad climática. En el archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina, estos sistemas presentan una elevada exposición frente al aumento del nivel del mar y a la intensificación de eventos extremos, lo que resalta la necesidad de comprender los mecanismos que controlan su variabilidad morfodinámica. Esta tesis evalúa dos aspectos principales de la dinámica costera en las islas de San Andrés y Providencia: (i) la variabilidad espacio-temporal de la línea de costa y su relación con los forzantes físicos del oleaje, y (ii) la respuesta morfodinámica de las playas frente al paso del huracán Iota en la isla de Providencia.

Para el análisis de la línea de costa se utilizaron series temporales derivadas de imágenes satelitales Sentinel-2 procesadas mediante la herramienta CoastSat. El estudio abarcó las playas Sprat Bight, Gough Bay, Sound Bay, Decameron San Luis, Little Beach Babies, Tom Hooker, Elsy Bar y South End,en la isla de San Andrés, así como las playas South West y Manchaneel en Providencia. Se emplearon loa indicadores de cambio de línea de costa Net Shoreline Movement (NSM), End Point Rate (EPR), y Linear Regression Rate (LRR). Posteriormente, la variabilidad espacial y temporal fue analizada mediante Funciones Empíricas Ortogonales (EOF) para identificar los principales modos de variabilidad, y la transformada wavelet continua para detectar patrones dominantes en diferentes escalas temporales. Adicionalmente, se evaluaron las relaciones entre los modos temporales de variabilidad y diversos forzantes físicos, incluyendo parámetros de oleaje, transporte sedimentario, viento y teleconexiones climáticas asociadas al fenómeno El Niño-Southern Oscillation (ENSO).

El análisis de impacto de tormenta se realizó en la playa Manchaneel utilizando la metodología propuesta por Sallenger (2000), la cual clasifica el impacto de eventos extremos mediante la comparación entre los niveles extremos del agua y la morfología costera. La caracterización morfológica se llevó a cabo a partir de datos topobatimétricos de alta resolución, a partir de los cuales se identificaron parámetros clave del sistema playa-duna como la base de la duna (Dlow), la cresta de la duna (Dhigh) y la posición de la línea de costa. Los niveles extremos del agua asociados al

huracán Iota se estimaron mediante la combinación de modelos hidrodinámicos y de oleaje, junto con parametrizaciones empíricas para el cálculo del wave runup. De esta manera se consideraron las contribuciones a la sobreeleveación del nivel del mar por marea astronómica, la marejada ciclónica y el wave runup del oleaje.

Los resultados evidencian patrones diferenciados de erosión y acreción entre las playas del archipiélago. A diferencia de estudios previos que documentan un patrón predominante de erosión en las playas del sector Sureste de San Andrés, este estudio muestra una tendencia hacia la acreción para las playas de Gough Bay, Km 18 y Charquitos, lo que sugiere procesos de recuperación morfodinámica, excepto para las playas de Tom Hooker, Little Baby Beach y Sound Bay. El análisis mediante EOF reveló que el primer modo de variabilidad está dominado por procesos de transporte transversal, mientras que los modos segundo y tercero reflejan procesos de rotación y "respiración" de playa. La playa South West fue la única que presentó un patrón rotacional dominante en el primer modo, con periodicidades interanuales cercanas a 30 meses. Asimismo, se identificaron correlaciones significativas entre el segundo modo de variabilidad y el índice de Oscilación del Sur (SOI), lo que sugiere que las fases del ENSO influyen en la redistribución sedimentaria en algunas playas del archipiélago.

El análisis de las relaciones entre los modos de variabilidad y forzantes océano-atmósfera mostró que en Sprat Bight el primer modo temporal se correlaciona significativamente con el flujo de energía longitudinal, evidenciando la importancia del transporte transversal en la redistribución sedimentaria. Debido a la orientación Este-Oeste de la playa, la dirección del oleaje controla el transporte de sedimentos: el oleaje del este favorece el desplazamiento hacia el Oeste, mientras que eventos de oleaje del Norte pueden generar inversiones temporales del transporte. En Tom Hooker, por su parte, el transporte sedimentario está principalmente controlado por la altura significativa del oleaje y presenta una tendencia predominante hacia el Sur, con inversiones episódicas asociadas a eventos energéticos.

Finalmente, durante el paso del huracán Iota, el régimen de impacto predominante en la playa Manchaneel fue el de *overwash* en la mayoría de los perfiles analizados, sin alcanzarse condiciones del regimen *inundation* a pesar de tratarse de un evento de categoría 4. Los valores estimados de wave

runup fueron consistentes con los reportados en estudios previos para Providencia. La ausencia del régimen *inundation* se atribuye a los parámetros del huracán Iota, principalmente su trayectoria (pasó a12 km al Norte de la isla de Providencia) y a la disipación del oleaje debido a la planicie arrecifal (reef flat), el cual limitó la elevación del nivel del mar en la cara de la playa, por la contribución del oleaje.

En territorios insulares como el área de estudio, las playas experimentan transformaciones constantes impulsadas por factores naturales, antropogénicos y el cambio climático. Comprender estas dinámicas es fundamental para implementar medidas de mitigación y adaptación que fortalezcan la resiliencia costera. Los hallazgos de esta investigación funcionan como una herramienta estratégica para priorizar áreas de intervención, optimizar la protección civil frente a la erosión costera, y elevar la capacidad de recuperación, fortaleciendo la estabilidad del socioecosistema.

Abstract

Sandy beaches on tropical reef islands constitute highly dynamic systems whose evolution is controlled by interactions among hydrodynamic processes, sediment availability, and climate variability. In the Archipelago of San Andrés, Providencia, and Santa Catalina, these systems are highly exposed to sea-level rise and the intensification of extreme events, underscoring the need to understand better the mechanisms controlling their morphodynamic variability. This Thesis evaluates two main aspects of coastal dynamics in the islands of San Andrés and Providencia: (i) the spatiotemporal variability of shoreline position and its relationship with wave-driven physical forcing, and (ii) the morphodynamic response of beaches to the passage of Hurricane Iota on Providencia Island.

For the shoreline analysis, time series of Sentinel-2 imagery were processed using the CoastSat toolbox. The study covered the beaches of Sprat Bight, Gough Bay, Sound Bay, Decameron San Luis, Little Beach Babies, Tom Hooker, Elsy Bar and South End on San Andrés Island, as well as South West and Manchaneel beaches on Providencia Island. Shoreline change indicators, including Net Shoreline Movement (NSM), End Point Rate (EPR), and Linear Regression Rate (LRR), were calculated. Subsequently, spatial and temporal variability was analyzed using Empirical Orthogonal Functions (EOFs) to identify the dominant modes of variability, and continuous wavelet transform to detect dominant patterns across different temporal scales. Additionally, relationships between temporal EOF modes and several physical forcing factors were evaluated, including wave parameters, sediment transport, wind forcing, and climate teleconnections associated with the El Niño–Southern Oscillation (ENSO).

Storm impact analysis was conducted for Manchaneel Beach using the methodology proposed by Sallenger (2000), which classifies the impact of extreme events by comparing extreme water levels with coastal morphology. Morphological characterization was carried out using high-resolution LIDAR topobathymetric data, from which key beach-dune system parameters were identified, including the dune toe (Dlow), dune crest elevation (Dhigh), and shoreline position. Extreme water levels associated with Hurricane Iota were estimated by combining hydrodynamic and wave models

with empirical wave runup parameterizations. In this sense, the contributions to sea level from astronomical tides, storm surges, and wave runup were considered.

The results reveal distinct patterns of erosion and accretion across the archipelago's beaches. In contrast to previous studies that reported a predominantly erosive trend on the southeastern beaches of San Andrés, this study shows an accretionary tendency for Gough Bay, Km 18, and Charquitos beaches, suggesting ongoing morphodynamic recovery processes, except for Tom Hooker, Little Baby Beach, and Sound Bay. EOF analysis revealed that cross-shore transport processes dominate the first mode of variability, while the second and third modes reflect beach rotation and "breathing" processes. South West Beach was the only site exhibiting a dominant rotational pattern in the first mode, with interannual periodicities of approximately 30 months. Additionally, significant correlations were identified between the second mode of variability and the Southern Oscillation Index (SOI), suggesting that ENSO phases influence sediment redistribution at some beaches within the archipelago.

Analysis of relationships between variability modes and ocean-atmosphere forcing showed that at Sprat Bight, the first temporal mode is significantly correlated with alongshore energy flux, highlighting the importance of cross-shore processes in sediment redistribution. Due to the East–West orientation of the beach, wave direction controls sediment transport: easterly waves promote sediment transport toward the west. In contrast, northerly wave events may produce temporary transport reversals. At Tom Hooker Beach, sediment transport is mainly controlled by significant wave height and shows a predominant southward transport trend, with episodic reversals associated with energetic events.

Finally, during the passage of Hurricane Iota, the predominant impact regime at Manchaneel Beach was *overwash* across most analyzed profiles, without reaching inundation regime conditions despite the storm's Category 4 intensity. Estimated wave runup values were consistent with those reported in previous studies for Providencia. The absence of an inundation regime is attributed to the hurricane's parameters, mainly the trajectory which passed approximately 12 km North of Providencia Island, and to the dissipation of the wave energy due to the reef flat effect, which limited the sea-level elevation in the beach face due to the wave contribution.

In insular territories such as the study area, beaches undergo constant transformations driven by natural, anthropogenic, and climate change factors. Understanding these dynamics is essential for implementing mitigation and adaptation measures that strengthen coastal resilience. The findings of this research serve as a strategic tool to prioritize intervention areas, optimize civil protection against coastal erosion, and enhance recovery capacity, thereby strengthening the stability of the socio-ecosystem.

Contenido

CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN 21

1.1 Antecedentes y estado del arte 21
1.2 Planteamiento del problema e Hipótesis 25
1.3 Objetivos 27
1.3.1 Objetivo General 27
1.3.2 Objetivos Específicos 27
1.4 Estructura de la tesis 27

CAPÍTULO 2 GENERALIDADES DE LA ISLA DE SAN ANDRÉS Y PROVIDENCIA 29

2.1 Introducción 29
2.2 Contexto Geológico del archipiélago 31
2.3 Playas de San Andrés y Providencia 32
2.3.1 Principales playas de San Andrés 32
2.3.2 Principales playas de la Isla de Providencia 34
2.4 Procesos erosivos en San Andrés y Providencia 35
2.5 Características oceanográficas y climatológicas 37
2.6 Impacto de eventos extremos en San Andrés y Providencia 39
2.7 Identificación de las zonas de estudio 39

CAPÍTULO 3 VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL DE LA LÍNEA DE COSTA Y SU RELACIÓN CON PROCESOS FÍSICOS EN LAS ISLAS DE SAN ANDRÉS Y PROVIDENCIA. 41

3.1 Introducción 41
3.1.1 Análisis de Funciones Empíricas Ortogonales (EOF) 41
3.1.2 Transporte de sedimentos en zonas costeras 45
3.2 Metodología 46
3.2.1 Extracción de imágenes Sentinel-2 usando la herramienta CoastSat 46
3.2.2 Análisis de la variabilidad espaciotemporal de la línea de costa en SAI. 49
3.2.3 Análisis de Wavelet 52
3.2.4 Propagación de oleaje y estimación de la energía del oleaje y transporte de sedimentos en las playas Sprat Bight y Tom Hooker 53
3.3 Resultados 57

3.3.1 Cambios en la línea de costa 2015-2024 57
3.3.2 Variabilidad espacio temporal de la línea de costa. 64
3.3.3 Variación temporal de la línea de costa y parámetros físicos entre el periodo 2015-2018: Playa Sprat Bight y Playa Tom Hooker 83
3.4 Discusión 87
CAPÍTULO 4 EVALUACIÓN DE LA RESPUESTA ESPACIO TEMPORAL EN LA PLAYA MANCHANEEL BAY, PROVIDENCIA ANTE EL PASO DEL HURACÁN IOTA. 97
4.1 Introducción 97
4.2 Marco Teórico 99
4.3 Metodología 103
4.3.1 Modelo de Escalamiento del Impacto de Tormentas 104
4.3.2 Morfología Playa–Duna 107
4.3.3 Oleaje e hidrodinámica costera 108
4.3.4 Parametrización de las predicciones del wave runup 109
4.4 Resultados 113
4.4.1 Forzamiento hidrodinámico 113
4.4.2 Impacto de tormenta máximo a lo largo de la costa 114
4.4.3 Variabilidad espacio temporal del impacto de tormenta. 116
4.5 Discusión 119
CAPÍTULO 5 CONCLUSIONES Y FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN. 121
5.1 Conclusiones 121
5.2 Líneas futuras de investigación 124
CAPÍTULO 6 CONCLUSIONS AND FUTURE RESEARCH DIRECTIONS 126
6.1 Conclusions 126
6.2 Future Research Directions 129
REFERENCIAS 130

Lista de Figuras

Figura 1 Mapa oficial de la Reserva de Biósfera Seaflower, Caribe Colombiano. Fuente: Comisión Colombiana del Océano https://pnec.cco.gov.co/seaflower/2014-recorrido-por-la-reserva-de-biosfera/ 30

Figura 2. Caracterización de la isla de San Andrés. a) Unidades geomorfológicas para la isla de San Andrés. b) Playa Sprat Bay, c) Gough Bay, d) Playa Sound Bay. e) Playas Decameron San Luis, Tom Hooker y Km 18. f) Bowie Bay, Playa Charquitos, Elsy Bar y South End. Fuente: datos proporcionados por CORALINA. 33

Figura 3. Caracterización de la isla de Providencia. a) Unidades geomorfológicas para la isla de Providencia y Santa Catalina. b) Playa South West Bay. c) Playa Manchaneel Bay. Fuente: datos proporcionados por CORALINA. 35

Figura 4. Intensidad y dirección del viento por trimestre. a) diciembre, enero, febrero (DEF). b) marzo, abril, mayo (MAM). c) junio, julio, agosto (JJA). d) septiembre, octubre, noviembre (SON).). Análisis realizados con datos de North American Regional Reanalysis (NARR) available on the NOAA Air Resources Laboratory's. 38

Figura 5. Dirección e altura de ola trimestral. a) diciembre, enero, febrero (DEF). b) marzo, abril, mayo (MAM). c) junio, julio, agosto (JJA). d) septiembre, octubre, noviembre (SON). Análisis realizados con datos del reanálisis del Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Caribe (Dagua et al., 2013). 38

Figura 6. Zonas de estudio. a) Topobatimetria de Isla de San Andrés. b) Topobatimetria de Isla de Providencia. Modificado de Rey et al. (2021). c). Zonas de estudio para la isla de San Andrés. d) Zonas de estudio para la isla de Providencia. 40

Figura 7. Detección de líneas de costa en la playa de Sprat Bight, en San Andrés. 47

Figura 8. Modo de descomposición S según Richman (1986).....50

Figura 9 Variabilidad de la posición de la línea de costa. (a) Movimiento transversal: generado por la incidencia de oleaje perpendicular a la línea de costa, lo que provoca el transporte de sedimentos en dirección perpendicular al litoral. (b) Respiración de la playa (beach breathing): asociada a la acción del oleaje entrante perpendicular a la costa, que produce cambios en la curvatura de la línea de costa. (c–d) Movimiento de rotación (beach rotation): (c) modelo simplificado de rotación de playa inducido por oleaje oblicuo en playas de tipo ensenada, que genera transporte longitudinal de sedimentos hacia sotavento, favoreciendo la acreción en esa zona y la erosión en barlovento; (d) la inversión en la dirección del oleaje oblicuo provoca el patrón opuesto, con acreción en barlovento y erosión en sotavento. Tomado de Abdulsalam et al. (2025). 52

Figura 10. Dinámica litoral de las playas de San Andrés. a) LRR para zona 1.b) Playa de Sprat Bight. c) LRR para zona 2. d) Playa Gough Bay. e) LRR zona 3 f) LRR para Zona 4. g) LRR para Zona 5. h) Sector Norte Playa Sound Bay. i) Playa Tom Hooker. j) Playa Little Beach Bay. k) Playa Charquitos. Fotos tomadas en 7 de agosto del 2024. 61

Figura 11. Dinámica litoral de las playas de Providencia. a) LLR para la playa de South West. b) Parte Norte de la playa de South West. c) Parte Sur de la playa de South West. d) LRR para la playa de Manchaneel. e) Parte Suroeste de la playa de Manchaneel. e) Parte Noreste de la playa de Manchaneel Fotos tomadas el 21 de junio del 2025. 63

Figura 12. Primer modo de variabilidad (Mode 1) de la posición de línea de costa para las playas de Sprat Bight y Gough Bay. $\boldsymbol{E1x}$ o Loadings (paneles a y d), $\boldsymbol{C1t}$ o Scores (paneles b y e) y análisis de wavelet (paneles c y f). 66

Figura 13. Primer modo de variabilidad (Mode 1) de la posición de línea de costa para las playas de Sound Bay y Tom Hooker y Charquitos $\boldsymbol{E1x}$ o Loadings (paneles a, d y g), $\boldsymbol{C1t}$ o Scores (paneles b, e y h) y análisis de wavelet (paneles c, f e i). 68

Figura 14. Segundo modo de variabilidad (Mode 2) de la posición de línea de costa para las playas de Sprat Bight y Gough Bay. $\boldsymbol{E2x}$ o Loadings (paneles a y d), $\boldsymbol{C2t}$ o Scores (paneles b y e) y análisis de wavelet (paneles c y f) 70

Figura 15. Segundo modo de variabilidad (Mode 2) de la posición de línea de costa para las playas de Sound Bay y Tom Hooker y Charquitos $\boldsymbol{E2x}$ o Loadings (paneles a, d y g), $\boldsymbol{C2t}$ o Scores (paneles b, e y h) y análisis de wavelet (paneles c, f e i).....73

Figura 16. Tercer modo de variabilidad (Mode 3) de la posición de línea de costa para las playas de Sprat Bight y Gough Bay. $\boldsymbol{E3x}$ o Loadings (paneles a y d), $\boldsymbol{C3t}$ o Scores (paneles b y e) y análisis de wavelet (paneles c y f).....75

Figura 17. Tercer modo de variabilidad (Mode 3) de la posición de línea de costa para las playas de Sound Bay y Tom Hooker y Charquitos $\boldsymbol{E3x}$ o Loadings (paneles a, d y g), dada en metros, $\boldsymbol{C3t}$ o Scores (paneles b, e y h) y análisis de wavelet (paneles c, f e i). 77

Figura 18. Primer modo de variabilidad (Mode 1) de la posición de línea de costa para las playas de South West y Manchaneel Bay. $\boldsymbol{E1x}$ o Loadings (paneles a y d), $\boldsymbol{C1t}$ o Scores (paneles b y e) y análisis de wavelet (paneles c y f). 79

Figura 19. Segundo modo de variabilidad (Mode 2) de la posición de línea de costa para las playas de South West y Manchaneel Bay. $\boldsymbol{E2x}$ o Loadings (paneles a y d), $\boldsymbol{C2t}$ o Scores (paneles b y e) y análisis de wavelet (paneles c y f). 80

Figura 20. Tercer modo de variabilidad (Mode 3) de la posición de línea de costa para las playas de South West y Manchaneel Bay. $\boldsymbol{E3x}$ o Loadings (paneles a y d), dada en metros, $\boldsymbol{C3t}$ o Scores (paneles b y e) y análisis de wavelet (paneles c y f). 81

Figura 21. Parámetros oceanográficos y atmosféricos para la playa Sprat Bight. (a) Componentes del flujo de energía del oleaje (eje Y izquierdo) y modos de variabilidad temporal (eje Y derecho). (b) Altura significativa del oleaje en aguas profundas (Hs_{off}) y altura del oleaje en el punto de rompiente (H_{sb}) (eje Y izquierdo), junto con sus valores promedio asociados (eje Y derecho). (c) Velocidad del viento y su promedio asociado (eje Y izquierdo), y promedio del período de ola en el punto de rompiente (eje Y derecho). (d) Flujo de transporte longitudinal de sedimentos (Q_l) (eje Y izquierdo), dirección del oleaje en aguas profundas (Dp_{off}) y dirección del oleaje en el punto de rompiente (DP_b) (eje Y derecho). (e) Presión atmosférica (eje Y izquierdo), marea y su promedio asociado (eje Y derecho). 85

Figura 22. Parámetros oceanográficos y atmosféricos para la playa Tom Hooker. (a) Componentes del flujo de energía del oleaje (eje Y izquierdo) y modos de variabilidad temporal (eje Y derecho). (b) Altura significativa del oleaje en aguas profundas (Hs_{off}) y altura del oleaje en el punto de rompiente (Hs_b) (eje Y izquierdo), junto con sus valores promedio asociados (eje Y derecho). (c) Velocidad del viento y su promedio asociado (eje Y izquierdo), y promedio del período de ola en el punto de rompiente (eje Y derecho). (d) Flujo de transporte longitudinal de sedimentos (Q_l) (eje Y izquierdo), dirección del oleaje en aguas profundas (Dp_{off}) y dirección del oleaje en el punto de rompiente (DP_b) (eje Y derecho). (e) Presión atmosférica (eje Y izquierdo), marea y su promedio asociado (eje Y derecho). 86

Figura 23. Diagrama de una barrera arrecifal continua. a) Corte transversal de una barrera continua. Amplitud de la barrera de 100 m. Modificado de Geister (1992). b) Perfil completo de la barrera arrecifal en la playa de Manchaneel en Providencia. 100

Figura 24. Escala de impacto de tormenta. Modificado de Hoagland et al. (2023) y Sallenger (2000). 106

Figura 25. Perfil recortado para playa para Manchaneel Bay desde una profundidad de -1.1 m. ... 108

Figura 26. Estado de mar asociado al por el huracán Iota por la isla de Providencia. a) altura de ola significante y b) Periodo pico. 114

Figura 27. Variabilidad espacial del régimen de impacto de tormenta. a) Elevaciones de Dhigh, Dlow y niveles del mar por Rhigh, max y Rlow,max alcanzados para cada perfil durante el paso del huracán Iota. b) Régimen de impacto máximo identificado para cada perfil durante el paso del huracán Iota. 115

Figura 28. Comparativo parametrizaciones de runup ($R_{2\%}$) del perfil 1 para Iota utilizando las metodologías de Medellín (2016), Senechal (2011) y Liu (2023). 116

Figura 29. Respuesta de la playa de Manchaneel al paso del huracán Iota. a) Variación temporal en cada localización de perfil del wave runup (R2%). b) Rlow (marea astronómica+ marejada ciclónica+ wave setup). c) Rhigh (marea+marejada ciclónica + R2%). y d) el régimen de impacto costero para el huracán Iota. 118

Lista de Tablas

Tabla 1 Características de las playas de estudio 33

Tabla 2. Listado de líneas de costa y numero de transectos detectadas para cada playa de estudio. .48

Tabla 3. Resumen de los indicadores estadísticos de cambio de línea de costa. NSM(m), EPR (m/año) y LRR (m/año). 60

Tabla 4. Porcentaje de la variabilidad para las tres primeras eigenfunciones en cada zona de estudio. 64

Tabla 5 Coeficiente de correlación de Pearson (r_p) calculado con entre los componentes EOF Ck(t) o Scores de cada zona de estudio y el Southern Oscillation Index (SOI). 82

Tabla 6. Coeficiente de correlación de Pearson (r_p) calculado con n muestras (promedios de la posición de la línea de costa y de los parámetros físicos estimados), entre los componentes EOF $C_k(t)$ o Scores de cada zona de estudio y los parámetros físicos: flujo de transporte longitudinal de sedimentos (Q_l), flujo de energía transversal (F_{bc}), flujo de energía longitudinal (F_{bl}), altura significativa de ola (Hs_b), período pico del oleaje (Tp_b) y dirección del oleaje en rompiente (Dp_b), así como el módulo de la velocidad del viento (W) y la presión atmosférica (P).....83

Tabla 7. Parametrizaciones del runup según diversos autores. 110

Lista de símbolos, variables y acrónimos

Acrónimos

ASPSC: Archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina
CTO : Organización de Turismo del Caribe
DSAS : Digital Shoreline Analysis System
ENSO : El Niño–Southern Oscillation
EOF : Empirical Orthogonal Functions
MSNMM: Metros Sobre Nivel Medio del Mar
MNDWI : Modified Normalizied Diference Water Index
NARR : North American Regional Reanalysis
NOAA : National Oceanographic and Atmospheric Administration
RBS : Reserva de Biósfera Seaflower
SAI : San Andrés Islas
SOI : Southern Oscillation Index
WW3 : WaveWatch III
RCP : Representative Concentration Pathway
SAR : San Andrés Rift
LST : Transporte Longitudinal de Sedimentos
ZCIT: Zona de Convergencia Intertropical

Variables geomorfológicas del sistema arrecife–playa

βf : Pendiente del frente de playa (foreshore slope)
βF : Pendiente del talud frontal del arrecife (fore-reef slope)
Lr : Ancho de la planicie arrecifal (reef flat width) (m)
hr : Profundidad media sobre la planicie arrecifal (reef flat depth) (m)
cf : Coeficiente de fricción del fondo sobre el arrecife

Variables del sistema playa–duna

Dhigh : Elevación de la cresta de la duna (m)
Dlow : Elevación del pie de la duna (m)

Variables de oleaje e hidrodinámica

Hs : Altura significativa del oleaje (m)
H_0 : Altura significativa del oleaje en aguas profundas (m)
Tp : Período pico del oleaje (s)
Dp : Dirección pico del oleaje (°)
L_0 : Longitud de onda en aguas profundas (m)
F_{bc} : Flujo de energía transversal del oleaje
F_{bl} : Flujo de energía longitudinal del oleaje
QI : Transporte longitudinal de sedimentos
R_2% : Runup excedido por el 2% de las olas (m)

setup : Wave setup (m)
swash : Oscilación del nivel del agua en la zona de rompiente (m)

Variables del régimen de impacto de tormenta (Sallenger, 2000)

Rhigh : Nivel máximo del agua durante el evento de tormenta (m)
Rlow : Nivel mínimo del agua durante el evento de runup (m)

Variables del análisis EOF

$E_1(x)$: Primer modo espacial de variabilidad de la línea de costa
$E_2(x)$: Segundo modo espacial de variabilidad
$E_3(x)$: Tercer modo espacial de variabilidad
$C_1(t)$: Primera componente temporal del análisis EOF
$C_2(t)$: Segunda componente temporal del análisis EOF
$C_3(t)$: Tercera componente temporal del análisis EOF

Indicadores de cambio de línea de costa (DSAS)

EPR : End Point Rate (m año^{-1})
LRR : Linear Regression Rate (m año^{-1})
NSM : Net Shoreline Movement (m)

Constantes físicas

g : Aceleración de la gravedad (9.81 m s^{-2})
ρ : Densidad del agua de mar (kg m^{-3})

Resultados de la investigación

Artículos científicos

- Cabarcas-Mier, A., Rey, W., Torrecillas, C., Paladio-Hernandez, A., Cahuich-López, M., Salles, P., Muñoz-Perez, J.J., De Santos-Medina, L., Jigena-Antelo, B., 2025. Assessment of the shoreline dynamics in San Andres Island: A remote sensing and EOF analysis approach. Regional Studies in Marine Science 90, 104435. https://doi.org/10.1016/j.rsma.2025.104435
- Rey, W., Ruiz-Salcines, P., Salles, P., Urbano-Latorre, C.P., Escobar-Olaya, G., Osorio, A.F., Ramírez, J.P., Cabarcas-Mier, A., Jigena-Antelo, B., Appendini, C.M., 2021. Hurricane Flood Hazard Assessment for the Archipelago of San Andres, Providencia and Santa Catalina, Colombia. Frontiers in Marine Science 8. https://doi.org/10.3389/fmars.2021.766258

Comunicaciones enviadas a Eventos Científicos

- Evaluación de la variabilidad de la línea de costa en la playa Sprat bight, en San Andrés Isla. Autores: Angélica María Cabarcas Mier, Wilmer Rey Sanchez, Bismarck Jigena Antelo, Alejandro Paladio-Herandez; Miguel Cahuich-López, Ana Lucia Santos, Paulo Salles y Juan J. Muñoz-Pérez. XX Seminario Nacional de Ciencias y Tecnologías del Mar – SENALMAR. Septiembre 2024, Santa Marta-Colombia. Comunicación oral.
- Desarrollo costero sostenible y amenazas de origen marino. Caso Archipiélago San Andrés, Providencia y Santa Catalina". Autores: Angélica María Cabarcas Mier, Wilmer Rey Sanchez, Bismarck Jigena Antelo. II Curso de verano CEI-Mar "Costas de Andalucia 20202" del 20-24 julio/2020. Comunicación oral.
- Angelica Cabarcas, Bismarck Jigena, Wilmer Rey, Juan Vidal. 2020. Determinación preliminar de los peligros de origen marino, aplicando la metodología Rueda de Peligros Costeros en el Archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina, Colombia. In: Libro de Actas. 6.as Jornadas de Engenharia Hidrográfica / 1.as Jornadas Luso-Espanholas de Hidrografia, Editor: Instituto Hidrografico, Fecha de publicación: 2020/11/5, páginas 85-

88, ISBN – 978-989-705-144-9. https://www.hidrografico.pt/atividade/jornadas-de-engenharia-hidrografica-de-2020. Comunicación Oral y Abstract Extendido

CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN

1.1 Antecedentes y estado del arte

Las playas arenosas ocupan más del 1/3 de las zonas costeras a nivel global (Luijendijk *et al*., 2018) y tienen un alto valor socioeconómico relacionado con la recreación, turismo y servicios ecosistémicos (Barbier *et al*., 2011). Las playas arenosas representan la interfaz entre la tierra y el agua, protegen la costa de tormentas y ciclones de origen marino (Temmerman *et al*., 2013), abarcan también, una amplia variedad de ecosistemas que incluyen ambientes marinos, estuarinos y de agua dulce. Estas áreas son algunas de las más densamente pobladas y visitadas, pero también figuran entre los hábitats naturales más amenazados a nivel global. Las zonas costeras son dinámicas por naturaleza; su dinámica está referida a los procesos físicos, como las olas, el viento, las corrientes y el suministro de sedimentos, que influyen y moldean la morfología costera, independientemente de los cambios en el nivel del mar o del terreno (Mörner, 2019).

La variabilidad climática y el incremento sostenido de la temperatura global están intensificando la frecuencia y magnitud de peligros naturales como tormentas tropicales, inundaciones y el aumento del nivel medio del mar, generando riesgos sociales, económicos y ecológicos de relevancia global. En este contexto, se proyecta que, bajo escenarios de altas emisiones (IPCC, 2021), hacia finales del siglo XXI se produzca una erosión severa de la línea de costa —definida como un retroceso crónico superior a 100 m— en amplias regiones del mundo. Esta situación resulta particularmente crítica si se considera que aproximadamente el 10% de la población mundial reside actualmente en zonas costeras de baja elevación (< 10 msnmm), proporción que podría incrementarse hasta un 11,6% para 2050 (Oppenheimer and Glavovic, 2022), lo que amplifica la exposición e incremento de la vulnerabilidad frente a estos procesos. De hecho, en julio de 2023, el Secretario General de las Naciones Unidas, Antonio Guterrez, advirtió “el clima extremo se está convirtiendo en la nueva normalidad”. En consecuencia, los estudios orientados al análisis de impactos en regiones costeras han adquirido creciente relevancia, impulsando la formulación de decisiones estratégicas para la defensa del litoral, entre las cuales destaca la implementación de soluciones basadas en la naturaleza como alternativas efectivas para la reducción del riesgo costero (Nawarat *et al*., 2024).

El indicador más utilizado para cuantificar los cambios del litoral costero es la posición línea de costa (Fenster *et al*., 1993; Luijendijk *et al*., 2018; Mentaschi *et al*., 2018), ésta es conocida como la interfaz entre la tierra y la superficie del agua, su posición cambia continuamente a lo largo del tiempo debido al movimiento transversal y longitudinal de los sedimentos impulsadas por procesos costeros (Jigena *et al*., 2015, 2014; Jigena-Antelo *et al*., 2023; Molina *et al*., 2025). Estos cambios pueden ocurrir en diversas escalas temporales, que van desde escalas diarios, estacionales y decadales, y en distintas escalas espaciales, desde cientos de metros hasta varios kilómetros (Bryan *et al*., 2013; Harley *et al*., 2011a). el oleaje constituye el principal forzante del cambio en la posición de la línea de costa en escalas temporales cortas a medias, dado que controla de manera directa los procesos de transporte y redistribución sedimentaria (Leach *et al*., 2023; Sanford and Gao, 2018; Zacharioudaki and Reeve, 2011), como a eventos extremos individuales o a la ocurrencia de grupos de tormentas (Dissanayake *et al*., 2015; Masselink and Lazarus, 2019). Los cambios en las líneas costeras a largo plazo, como los causados por el aumento del nivel del mar, se espera que ocurran en escalas de tiempo que exceden los 25 años (Ghanavati *et al*., 2023). Sin embargo, la falta de datos continúa siendo un desafío constante para los programas de monitoreo costero a largo plazo, debido a los altos costos de adquisición de información, los cuales limitan la cobertura temporal y geográfica de las técnicas tradicionales (Antolínez *et al*., 2019; Turner *et al*., 2016) tales como la fotointerpretación (Pajak and Leatherman, 2002; Torrecillas *et al*., 2024; Turner *et al*., 2016; Vos *et al*., 2019b, 2019a), la observación continua mediante video, las técnicas hidrográficas, acústicas y geomagnéticas (Osorio-Granada *et al*., 2023; Oviedo-Prada *et al*., 2024) y la tecnología LiDAR (Stockdon *et al*., 2002). Las imágenes satelitales y los sistemas de información geográfica (SIG) representan una alternativa potente y costo-efectiva para el monitoreo de costas dinámicas, dada su amplia cobertura geográfica e histórica de las zonas costeras a nivel mundial (Bishop-Taylor *et al*., 2021).

El transporte transversal de sedimentos también es un impulsor de la evolución de la línea costera en escalas de tiempo estacionales a interanuales, y está influenciado por cambios en los parámetros de oleaje, como la altura (Hs), el período (Tp) y dirección (θ) (Camus *et al*., 2014; Le Cozannet *et al*., 2019; Miller and Dean, 2007), así como el aumento del nivel del mar en escalas de tiempo más largas (Li *et al*., 2019; Woodroffe, 2007) y patrones atmosféricos. Considerando que el oleaje responde a patrones de circulación atmosférica regional, se ha demostrado que anomalías como la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) y la Oscilación del Sur (SO) pueden influir significativamente en la variabilidad de la línea de costa en distintas escalas temporales (Anderson *et al*., 2018; Robinet *et al*.,

2016), mientras que el transporte longitudinal de sedimentos suele ser más importante en escalas de tiempo entre décadas a siglos (Ashton *et al*., 2001; Hanson, 1989).

Bajo este contexto de interacción multiescala entre forzantes atmosféricos e hidrodinámicos y la respuesta morfodinámica costera, el archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina (ASPSC) representa un caso de estudio particularmente relevante, dado que constituye la región de Colombia más expuesta a ciclones tropicales y marejadas asociadas (Rey *et al*., 2019b). Su ubicación geográfica en el Caribe Suroccidental lo hace especialmente expuesto a marejadas ciclónicas generadas por huracanes, así como a eventos extremos asociados a precipitaciones intensas e inundaciones costeras. Varios estudios científicos han documentado los procesos erosivos que afectan las principales playas de San Andrés (Gamboa and Posada, 2012; INVEMAR, 2002; Invemar-GEO, 2015; Martín-Prieto *et al*., 2013; Rangel-Buitrago *et al*., 2018, 2015), evidenciando la alta dinámica litoral y la necesidad de comprender los procesos físicos que controlan el comportamiento de las playas en el largo plazo, especialmente ante la presión creciente sobre los servicios ecosistémicos que provee la isla. Recientemente Cabarcas-Mier *et al*. (2025) evaluaron la variabilidad de la posición de la línea de costa a partir de imágenes satelitales y análisis EOF en un periodo de cobertura de 6 años (2015-2021). El estudio identificó tres modos EOF dominantes que explican la variabilidad de la línea de costa: el primero asociado a movimientos transversales, el segundo a desplazamientos longitudinales y el tercero a cambios en la curvatura costera. La temporalidad asociada a estos modos se relacionó significativamente con los parámetros de oleaje y viento.

Las islas del archipiélago son particularmente vulnerables a tormentas tropicales, inundaciones y al aumento del nivel medio del mar (Bernet and Torres, 2022; Ortiz, 2012; Quesada *et al*., 2022; Rey *et al*., 2019b). Durante estos eventos se generan oleajes extremos, marejadas ciclónicas y lluvias intensas que provocan inundaciones costeras, erosión de playas y deslizamientos, con impactos significativos sobre infraestructura, ecosistemas y población (UNGRD, 2018). Asimismo, el archipiélago se encuentra expuesto a los eventos de “Nortes”, los cuales pueden generar oleaje extremo en el Caribe colombiano (Appendini *et al*., 2018; Ortiz *et al*., 2013).

Aunque históricamente los impactos directos de huracanes en San Andrés han sido relativamente poco frecuentes —con 17 eventos significativos entre 1900 y 2010— algunos han producido efectos severos sobre la línea de costa, como Hattie (1961), Joan (1988) y Beta (2005), este último asociado

a altos niveles de erosión, pérdida de vegetación y remoción de dunas (Álvarez-Echeverry *et al*., 2025; Ortiz, 2012; Ortiz *et al*., 2015). Más recientemente, los huracanes Eta e Iota en noviembre de 2020 evidenciaron de manera contundente la vulnerabilidad del territorio insular, generando precipitaciones intensas, flujos de lodo e inundaciones generalizadas. En particular, Rey *et al*. (2021) estimaron que el huracán Iota produjo áreas inundadas en Providencia que alcanzaron hasta el 3,68% de dicho territorio insular, al considerar aportación a la inundación por la marejada ciclónica, la marea astronómica y el wave setup del oleaje.

Para interpretar los efectos morfodinámicos asociados a estos eventos extremos, es necesario considerar que la variabilidad espacial del impacto de las tormentas en la costa se atribuye principalmente a la variabilidad longitudinal de la morfología de la playa y a la intensidad de los forzantes oceánicos, como la marea de tormenta y el oleaje (Roelvink *et al*., 2009; Stockdon *et al*., 2002). Como resultado, las bermas y las dunas son susceptibles a la erosión al ser rebasadas por la sobre-elevación del nivel del mar, ya que las partes más altas del perfil de la duna son blanco de las olas a medida que los niveles de agua aumentan a lo largo de la costa (Morton, 2002). De hecho, incluso huracanes menores o tormentas tropicales que pasen a cierta distancia de una línea costera determinada pueden causar desbordamientos y rupturas en ausencia de dunas que brinden protección, dependiendo de los parámetros de tormenta (Rey *et al*., 2019). Sallenger (2000) desarrolló un modelo que categoriza los impactos inducidos por las tormentas en las islas de barrera en función de la elevación relativa de los niveles de agua extremos y la altura de la duna frontal, lo cual da origen a cuatro regímenes de respuesta: swash, collision, overwash, inundation. Se considera que las rutas y procesos de transporte neto de arena son distintos para cada categoría, y los límites entre ellas reflejan umbrales en los cuales los procesos y magnitudes de impacto cambian considerablemente (Sallenger, 2000). Esta técnica proporciona un marco para prever el impacto de una tormenta y ha sido validada (Morton, 2002) y utilizada en varios estudios, obteniendo resultados satisfactorios a nivel regional (Franklin *et al*., 2018; Medellín *et al*., 2016; Rey *et al*., 2019a; Roelvink *et al*., 2009; Serafin and Ruggiero, 2014) y local (Ortiz, 2012; Rey *et al*., 2019).

En este sentido, el estudio de la variabilidad de la posición de la línea de costa adquiere especial relevancia en sistemas insulares como el archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina, donde la interacción entre forzantes atmosféricos, hidrodinámicos y morfológicos ocurre en múltiples escalas temporales. La disponibilidad de series de tiempo un poco más extensas resulta fundamental

para distinguir entre variaciones estacionales, interanuales y/o tendencias a largo plazo, permitiendo diferenciar procesos cíclicos a variables atmosféricas u oceanográficas. Asimismo, comprender cómo las tormentas impactan la costa —en términos de regímenes de respuesta, erosión e inundación— es esencial para evaluar la resiliencia del sistema y anticipar escenarios de riesgo.

La integración de análisis multitemporales de la línea de costa y la caracterización de regímenes de impactos ante eventos extremos constituye, por tanto, un enfoque necesario para avanzar en la comprensión de la dinámica litoral del archipiélago y fortalecer la toma de decisiones orientadas a la gestión y adaptación costera. Bajo esta premisa, el presente estudio busca aportar evidencia científica que contribuya a la formulación de estrategias de adaptación y planificación territorial frente a escenarios de cambio climático, en los cuales se proyecta un incremento en la frecuencia e intensidad de eventos extremos, así como en el aumento progresivo del nivel medio del mar. Adicionalmente, la posible intensificación de frentes fríos y la variabilidad asociada a fenómenos de teleconexión como El Niño–Oscilación del Sur (ENSO) podrían modificar el régimen de oleaje y, por ende, la respuesta morfodinámica de las playas. Comprender estas interacciones resulta fundamental para anticipar riesgos, reducir vulnerabilidades y fortalecer la resiliencia costera del archipiélago.

1.2 Planteamiento del problema e Hipótesis

Según el Departamento Administrativo Nacional de Estadística-DANE (2019) Colombia es un país con una población aproximada de 52 millones de habitantes, donde en la costa Caribe habita el 20.6% de la población nacional. Estas áreas son los principales receptores de personas desplazadas, lo que resulta en un crecimiento poblacional más alto y estándares de vida más bajos que el promedio nacional. El entorno natural y físico de la costa colombiana ha sido alterado por un rápido crecimiento poblacional, desarrollo económico limitado y una gobernanza territorial insuficiente factores han generado competencia por los bienes y servicios proporcionados (Alonso *et al*. 2003). En 2012, el Caribe recibió casi 25 millones de turistas, un aumento del 5.4% respecto a 2011, según la Organización de Turismo del Caribe (CTO). De igual forma, el ASPSC constituye un sistema insular de alta relevancia ecológica, social y económica, y que también su dinámica litoral incide directamente en la sostenibilidad de los servicios ecosistémicos, la infraestructura costera y la actividad turística.

Aunque diversos estudios han documentado procesos erosivos en playas específicas del ASPSC mediante análisis geomorfológicos y trabajo de campo (FINDETER, 2020; Gamboa and Posada, 2012; Invemar-GEO, 2015; Martín-Prieto *et al*., 2013; Posada *et al*., 2011), la comprensión integral de la variabilidad espacio-temporal de la línea de costa continúa siendo limitada. Adicionalmente, si bien se reconoce la alta exposición del archipiélago frente a tormentas tropicales, eventos de Norte y el aumento del nivel medio del mar, aún persisten vacíos en la cuantificación sistemática de cómo estos forzantes se traducen en cambios morfodinámicos medibles en la posición de la línea de costa a diferentes escalas temporales.

Pese a que la línea de costa es el indicador más utilizado para evaluar cambios costeros, su monitoreo sistemático enfrenta limitaciones asociadas a la disponibilidad de datos y a los altos costos de las técnicas tradicionales de levantamiento (Barnard *et al*., 2015; Turner *et al*., 2016; Vos *et al*., 2023, 2019b), lo que restringe la construcción de series temporales continuas y comparables en el tiempo. En consecuencia, se requiere un enfoque que permita determinar la variabilidad de la línea de costa en las playas arenosas de San Andrés y Providencia desde una perspectiva multiescala, integrando información satelital con la dinámica hidrodinámica y los regímenes de impacto asociados a tormentas. Esta aproximación posibilita diferenciar fluctuaciones de corto plazo y largo plazo de tendencias persistentes, así como comprender los umbrales de respuesta morfodinámica de las playas frente a forzantes extremos.

Para este trabajo de tesis, se plantean las siguientes hipótesis:

H1: La variabilidad espacio-temporal de la línea de costa en las islas de San Andrés y Providencia está principalmente controlada por la variabilidad del régimen de oleaje, el flujo de energía asociado, el transporte longitudinal de sedimentos la marea y el viento, manifestándose en patrones diferenciados en escalas estacionales, interanuales y decadales.

H2: El régimen de impacto inducido por tormentas en una playa de la isla de Providencia está condicionada por la elevación y estado de conservación de las dunas frontales, de tal manera que sectores con dunas degradadas o de menor altura experimentan mayores niveles de inundación y erosión durante eventos extremos.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo General

Evaluar la variabilidad espacio-temporal de la línea de costa y la respuesta de la costa ante el paso de tormentas severas en las islas de San Andrés y Providencia con el fin de identificar las áreas vulnerables físicamente ante el paso de eventos extremos.

1.3.2 Objetivos Específicos

- Identificar la variabilidad en espacio y tiempo de la línea de costa en las islas de San Andrés y Providencia.
- Caracterizar la variabilidad temporal de los parámetros de oleaje y variables atmosféricas.
- Evaluar la respuesta espacio temporal de las playas frente a eventos climáticos considerando la morfología de la playa.

1.4 Estructura de la tesis

La tesis está planteada en cinco (5) capítulos, los cuales abordará el cumplimiento de los objetivos propuestos en la sección 1.3.

El Capítulo 1 ofrece una introducción que contextualiza al lector sobre la variabilidad espacio-temporal de la línea de costa y los factores que influyen en su dinámica. Asimismo, expone el planteamiento del problema, la hipótesis formulada y los objetivos del estudio.

El Capítulo 2 presenta un análisis detallado de la geomorfología, oceanografía y condiciones climatológicas de las islas de San Andrés y Providencia. Además, se identifican y delimitan las áreas de playas arenosas que serán objeto de estudio en este documento.

El Capítulo 3 analiza la variabilidad espacio-temporal de la línea de costa en las islas de San Andrés y Providencia. Para ello, se utilizaron datos derivados de imágenes satelitales procesadas con la herramienta CoastSat, se evaluó la variabilidad mediante un análisis de Funciones Empíricas Ortogonales y se identificaron patrones temporales a través de un análisis wavelet. Además, expone la caracterización de los parámetros de oleaje y como estos se relacionan con la variabilidad temporal de la línea de costa.

El Capítulo 4 presenta una evaluación de la respuesta espacio temporal de las playas frente a eventos climáticos considerando la morfología de la playa empleando la metodología de Sallenger (2000).

El Capítulo 5 expone las conclusiones del estudio, sintetizando los hallazgos y su relevancia en el contexto de la investigación. Y el Capítulo 6 expone las conclusiones en inglés.

CAPÍTULO 2 GENERALIDADES DE LA ISLA DE SAN ANDRÉS Y PROVIDENCIA

2.1 Introducción

Este estudio se llevó a cabo en dos islas de Caribe colombiano, la isla de San Andrés y la isla de Providencia. Estas islas están ubicadas en el ASPSC, ubicado al noroccidente del territorio colombiano en el mar Caribe aproximadamente a 700 km de la costa Norte colombiana, siendo así, el territorio más septentrional del país (Figura 1). Este archipiélago consta de tres islas: San Andrés, Providencia y Santa Catalina, además de una serie de atolones y bancos coralinos, cuya elevación sobre el nivel del mar en general es apenas de 1 a 6 m y alineados en dirección NNE-SSW, el cual cuenta con un área aproximada de 180.000 km^2, de los cuales menos del 1% son áreas emergidas y su inmensa mayoría son las aguas marinas colombianas ricas biológicamente e importantes por los servicios de provisión, regulación, soporte y culturales, que ofrece tanto al Archipiélago en particular, como a la extensión del Caribe colombiano y al Gran Caribe en general (Cabarcas-Mier et al., 2020; Diaz et al., 2000; López and Díaz, 2000).

Debido a su gran importancia ecológica, la UNESCO en el año 2000 declaró al ASPSC como Reserva de la Biosfera Seaflower (RBS), y en el 2005 un área de 65.018 km^2 fue declarada Área Marina Protegida (Gómez- López *et al*., 2012). La Reserva de Biosfera Seaflower (SBR, por sus siglas en inglés) es una zona de conservación gestionada de manera multilateral por Colombia, Nicaragua y Jamaica. A pesar de estar bajo diferentes jurisdicciones, la región mantiene actividades económicas y modos de vida similares, destacándose la pesca tanto artesanal como industrial, así como el turismo y las actividades recreativas (Lopera *et al*., 2020).

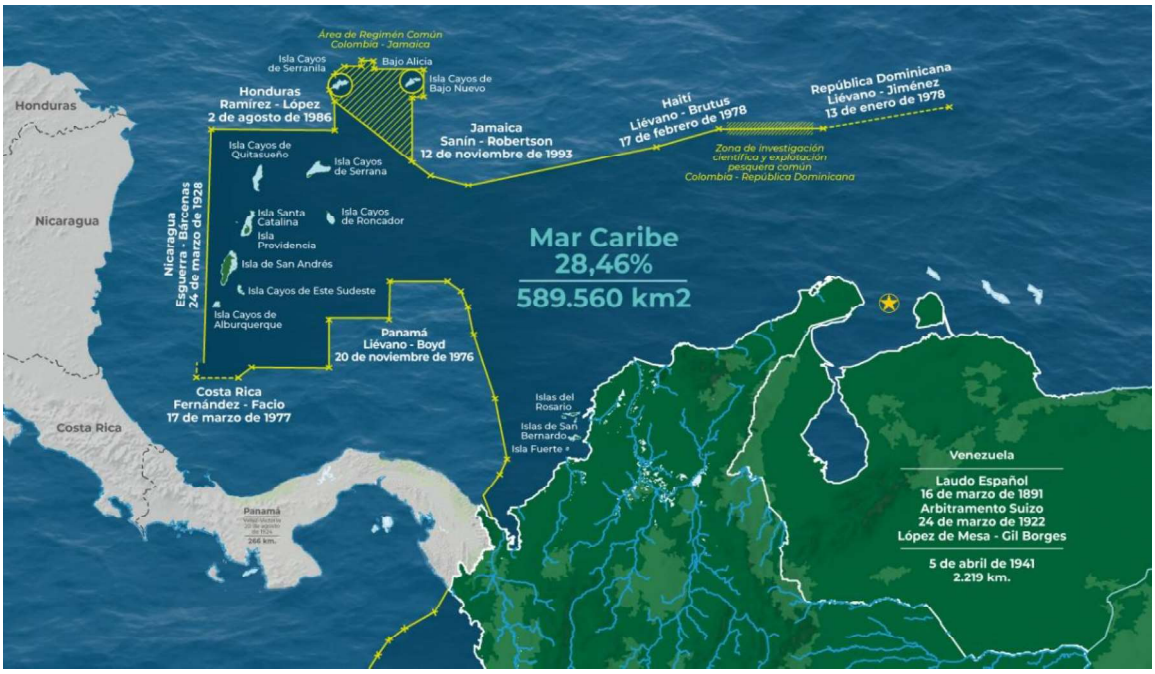


Figura 1 Mapa oficial de la Reserva de Biósfera Seaflower, Caribe Colombiano. Fuente: Comisión Colombiana del Océano https://pnec.cco.gov.co/seaflower/2014-recorrido-por-la-reserva-de-biosfera/

Las islas de San Andrés y Providencia se encuentran expuestas al lado izquierdo de la falla de San Andrés (SAR, por siglas en inglés San Andrés Rift), (Carvajal-Arenas and Mann, 2018). A lo largo de los siglos XVI al XVIII, estas dos islas fueron fortificadas como bases estratégicas para la Armada Española, así como refugios para contrabandistas neerlandeses y corsarios ingleses (Newton, 1914). Entre los relatos más notorios de la región se encuentra el del célebre pirata Henry Morgan, quien en 1670 utilizó San Andrés como base de operaciones para lanzar su ataque y saqueo a la ciudad de Panamá (Newton, 1914; Parsons, 1956). Más adelante, en 1851, el renombrado naturalista y geólogo Charles Darwin destacó la isla de Providencia —conocida entonces como Old Providence Island— al referirse a su vasta estructura arrecifal en el contexto de sus estudios sobre los arrecifes del Caribe Occidental (Carvajal-Arenas and Mann, 2018).

2.2 Contexto Geológico del archipiélago

Los atolones y las islas que conforman el Archipiélago poseen una extensa historia geológica estrechamente vinculada a la formación del mar Caribe. Se estima que su evolución previa a la formación insular se remonta, al menos, al Cenozoico temprano. Sin embargo, el conocimiento geológico general de la región se encuentra limitado a los períodos Mesozoico y Cenozoico, con la excepción del Alto de Nicaragua, cuya estructura podría estar compuesta por un núcleo de rocas pre-mesozoicas (Holcombe *et al*., 1991).

El ASPSC está compuesto por un conjunto de islas oceánicas, atolones y bancos coralinos, cuya formación se atribuye a la actividad de volcanes submarinos ubicados a lo largo de fracturas en la corteza oceánica. Esta región está separada de la plataforma centroamericana por un graben tectónico con una orientación de 15° NNE (Díaz *et al*., 1996).

La isla de San Andrés se encuentra en el bloque inferior de la SAR, a aproximadamente 10 km (6 millas) al este de su límite. Su composición geológica está formada exclusivamente por depósitos calcáreos biogénicos del Cenozoico (Geister, 1992, 1972). Esta isla se originó a partir de un antiguo atolón, formado por la subsidencia del basamento volcánico y su posterior recubrimiento con depósitos de carbonatos biogénicos. Hace aproximadamente tres millones de años, este atolón comenzó a inclinarse hacia el este, lo que provocó que su flanco occidental emergiera, dando lugar a la actual isla calcárea. En su margen oriental, la isla está bordeada por un complejo arrecifal orientado en dirección Noreste, con una extensión aproximada de 18 km (Díaz *et al*., 1996; Diaz *et al*., 2000). Esta barrera arrecifal actúa como protección natural contra el fuerte oleaje proveniente del mar abierto (Olarte, 2019).

Por su parte, las islas de Providencia y Santa Catalina están compuestas geológicamente por una serie de rocas volcánicas, la más antigua del pre Mioceno o Mioceno reciente, que dio como resultado la formación de una isla volcánica secundaria de riolita, que hoy forma las montañas y acantilados del Sureste, Sur y Suroeste. Hacia el Mioceno medio a inferior se produjo la erupción de lavas basálticas dacíticas que dio lugar a la mayoría de las montañas de la parte Norte, incluida, Santa Catalina (Geister, 1975; Geister and Díaz, 2007).

2.3 Playas de San Andrés y Providencia

2.3.1 Principales playas de San Andrés

En la isla de San Andrés se identifican cinco sectores de playas, de los cuales cuatro están subdivididos en 21 segmentos distribuidos entre el Norte y el Este de la isla principal, mientras que el quinto corresponde a Johnny Cay. En total, la isla cuenta con aproximadamente 7 km de playas de arena blanca con matices rosados, resultado de su composición biogénica. Estas arenas están formadas por diminutas partículas de carbonato de calcio, provenientes de la descomposición natural de corales, algas calcáreas y conchas microscópicas como bivalvos, gasterópodos y foraminíferos. En las zonas cercanas a los manglares, los sedimentos tienden a ser más finos y de origen calcáreo (Coca *et al*., 2019).

Las playas en San Andrés se ubican en el sector Norte, Noreste y Sureste de la isla. En el sector Norte localiza la playa Sprat Bight, la cual alcanza una amplitud de hasta 60 m (Tabla 1) y pendientes entre 6° y 15° (Gamboa and Posada, 2012), mientras que hacia el Noreste se ubican las playas de La Mansión y Gough Bay. Estas playas están bordeadas por la barrera arrecifal continua, separada de la costa por la laguna arrecifal y se extiende de Norte a Noreste (Figura 2 a) que actúa como protección ante el oleaje swell que descarga gran parte de su energía (Díaz *et al*., 1996), y gran cobertura de pastos marinos que disipan también parte de la energía del oleaje (Posada *et al*., 2011).

En la mitad Sur del costado Este de la isla, la barrera está separada de la costa escasamente por unas cuantas decenas de metros, a manera de un arrecife franjeante (Figura 2 d-f). En este sector se localizan las playas Sound Bay, Decamerón San Luis, Tom Hooker y Elsy Bar las cuales tienen anchos variables entre los 3 y 17 m (Tabla 1), e inclinaciones promedio del frente de entre 8° y 10°(Coca *et al*., 2019; Gamboa and Posada, 2012; Henao and Morales, 2011). Estas playas cuentan con una cobertura vegetal reducida, y la única vegetación que tienen son pequeños parches de bosque de manglar.

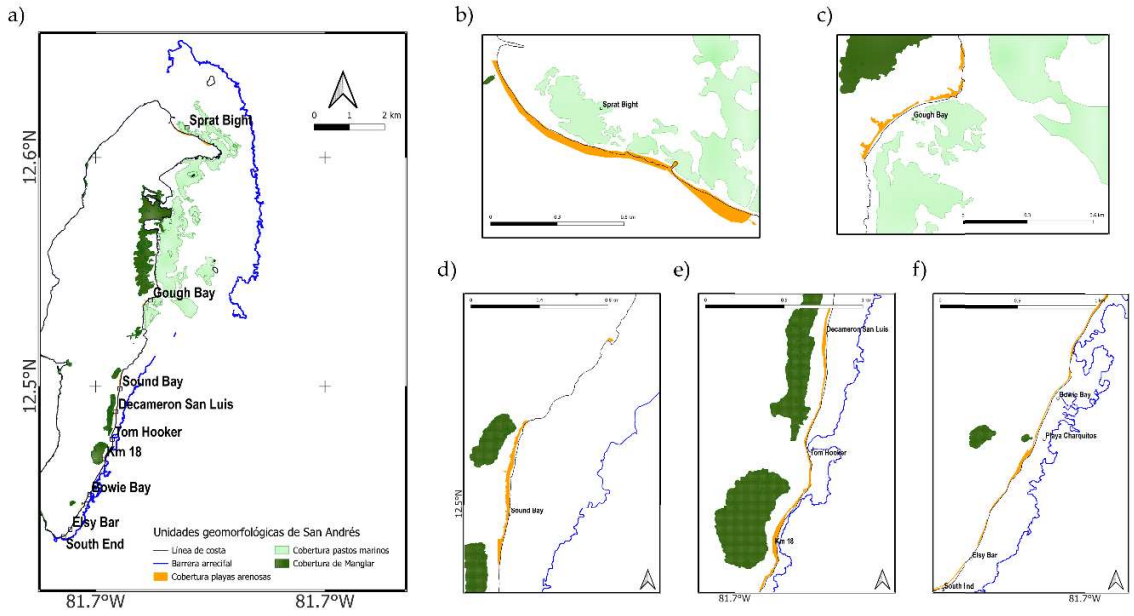


Figura 2. Caracterización de la isla de San Andrés. a) Unidades geomorfológicas para la isla de San Andrés. b) Playa Sprat Bay, c) Gough Bay, d) Playa Sound Bay. e) Playas Decameron San Luis, Tom Hooker y Km 18. f) Bowie Bay, Playa Charquitos, Elsy Bar y South End. Fuente: datos proporcionados por CORALINA.

Tabla 1 Características de las playas de estudio

Isla	Zonas	Playa	Longitud de la Playa (m)	Ancho de la playa (m)	Presencia de acción antrópica
San Andrés	Zona 1	Sprat Bight	1360	entre 8 y 60 m	Presencia de viviendas y hoteles, presencia de espigones
	Zona 2	Gough Bay	480	entre 25 y 37 m	Presencia de viviendas
	Zona 3	Sound Bay	900	entre 25 y 36 m	Presencia de viviendas
	Zona 4	Tom Hooker, Decameron San Luis, Little Beach Babies y Km 18	1800	entre 3 y 17 m	Presencia de viviendas y hoteles
	Zona 5	Bowie Bay, playa Charquitos,	2300	Entre 3 y 25 m	muy poca presencia de viviendas

		Elsy Bar y South End			
Providencia	Zona 6	Manchaneel Bay	578	entre 13 y 25 m	Presencia de algunas viviendas
	Zona 7	South West	925	entre 10 y 30 m	Presencia de viviendas y hoteles

2.3.2 Principales playas de la Isla de Providencia

En Providencia se destacan tres sectores principales de playas: la playa de South West (Figura 3 b) y Manchaneel Bay (Manchaneel) localizada al Sureste (Figura 3 c), y las de Freshwater ubicadas al Oeste (Coca *et al*., 2019; Henao and Morales, 2011), las cuales se desarrollaron encajadas entre puntas rocosas que les dieron abrigo y permitieron que se extendieran ampliamente. Están compuestas de arenas coralinas y terrígenas finas, con pendientes del frente de playa de entre 8° y 12°, y bermas bien definidas por dunas incipientes con vegetación y escarpes de playa (Henao and Morales, 2011), con anchos de playa entre 10 y 30 m (Tabla 1). Para este estudio sólo se monitorearon las playas de South West y playa Manchaneel Bay por su extensión.

La playa South West se desarrolla frente a una extensa zona de manglar y sobre depósitos coluviales compuestos por bloques y escombros. En su extremo Sur, presenta un ancho variable entre 4 y 10 metros, con sedimentos de arena fina de origen biogénico y terrígeno. Hacia la zona central, alcanza su máxima amplitud con un ancho de 23 metros y una longitud total de 925 metros, caracterizándose por la predominancia de arena muy fina. Esta playa está expuesta a las condiciones hidrodinámicas del océano, lo que influye directamente en su morfología y dinámica costera (Coca *et al*., 2019), la vegetación está conformada por densas coberturas de pastos marinos y bosques de manglar, sobre todo al Norte de la playa (Figura 3 b).

Manchaneel Bay se encuentra en el extremo Sureste de la isla y está expuesta a la dinámica oceánica. Se trata de una playa compuesta por arena muy fina de tonalidades amarillas y grisáceas, resultado de la mezcla de sedimentos biogénicos y terrígenos; la playa está vegetada por bosques de manglar y pastos marinos (Figura 3 c). En su sector Norte, presenta un ancho promedio de aproximadamente 6 metros, incrementándose hacia el Sur, donde alcanza una longitud total de 578 metros (Coca *et al*., 2019).

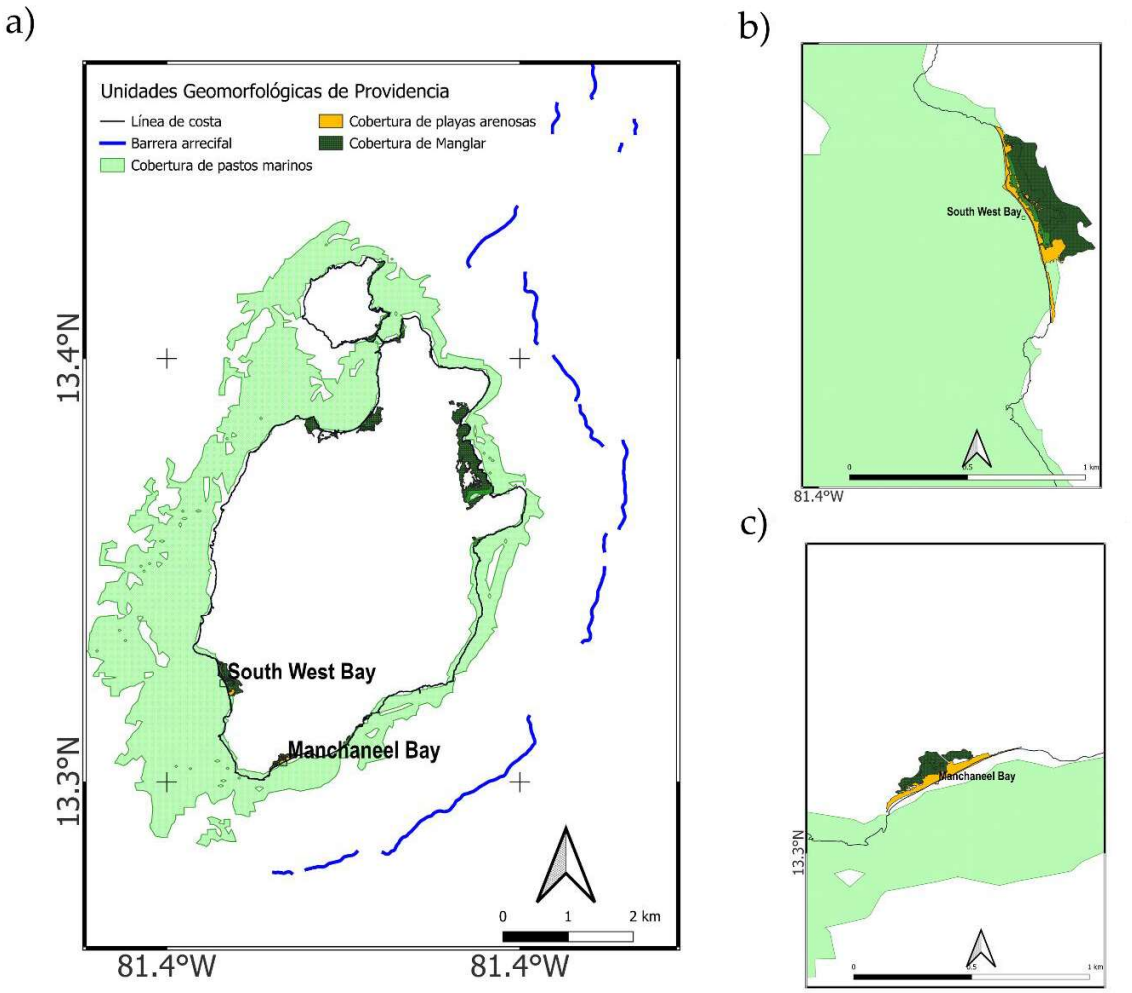


Figura 3. Caracterización de la isla de Providencia. a) Unidades geomorfológicas para la isla de Providencia y Santa Catalina. b) Playa South West Bay. c) Playa Manchaneel Bay. Fuente: datos proporcionados por CORALINA.

2.4 Procesos erosivos en San Andrés y Providencia

El archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina presenta una alta vulnerabilidad a los procesos de erosión costera, producto de una combinación de factores naturales y antrópicos que interactúan sobre un sistema insular limitado espacialmente, con una línea de costa dominada por playas coralinas, acantilados y arrecifes franjeantes. A lo largo de las últimas décadas, múltiples

estudios han documentado retrocesos significativos de la línea de costa en sectores críticos, así como patrones de acreción localizados asociados a dinámicas sedimentarias temporales.

En el caso de la isla de San Andrés, se estima que aproximadamente el 16% de su línea de costa presenta procesos de erosión activa, afectando más de 4,7 km del borde costero, especialmente en playas como Sprat Bight, Sound Bay y Gough Bay (Invemar-GEO, 2015). Las tasas de retroceso en estos sectores oscilan entre 0,1 y 1,8 m/año, dependiendo de las condiciones morfodinámicas y del grado de intervención antrópica. En particular, Sound Bay muestra retrocesos de hasta 1 m/año, con afectación directa a la infraestructura vial y colapso de tramos de la vía circunvalar (Coca *et al*., 2019; Invemar-GEO, 2015).

Un estudio detallado en Sprat Bight, basado en el indicador End Point Rate (EPR), reveló que entre 1984 y 2010 se produjo un retroceso acumulado de hasta 35 metros en su sector central, con una tasa promedio de -1,3 m/año (Martín-Prieto *et al*., 2013). Este comportamiento se relaciona con el incremento del nivel medio del mar, la degradación de las geoformas dunares, y la fragmentación del transporte litoral debido a la construcción de espolones, muelles y paseos peatonales que rigidizan el borde costero.

El fenómeno de acreción, por su parte, se ha identificado de forma temporal en playas como Johnny Cay y Gough Bay, donde procesos de redistribución estacional del sedimento inducidos por la deriva litoral han generado avances de hasta 8 metros algunos tramos entre 2017 y 2019. Sin embargo, estos eventos de acumulación no implican una ganancia neta de sedimentos a largo plazo, sino un reacomodo morfológico en equilibrio dinámico (Coca *et al*., 2019).

A nivel oceanográfico, la variabilidad mesoescalar de la cuenca del Caribe colombiano, modulada por los vientos alisios del Noreste y las corrientes superficiales como la corriente del Caribe, influye significativamente sobre la energía del oleaje incidente y el patrón de transporte litoral. Durante la temporada seca (diciembre-marzo), el mar de leva y los vientos sostenidos incrementan la exposición de las playas orientales de San Andrés a oleaje de alta energía, favoreciendo la erosión y la pérdida de sedimentos (Andrade, 2000).

En Providencia, aunque la extensión afectada es menor, se han identificado retrocesos significativos en sectores como Santa Isabel y Manchaneel Bay, donde la erosión actúa principalmente sobre acantilados coralinos expuestos al oleaje del Este. En estos sectores, los efectos de las tormentas tropicales y huracanes han acelerado la pérdida de material, especialmente en playas intermitentes y depósitos cuaternarios poco consolidados (Stronkhorst *et al*., 2018).

Desde el enfoque de gestión, las estrategias implementadas en el archipiélago han sido predominantemente estructurales, con el uso extensivo de espolones, rompeolas y muros de contención. No obstante, se ha demostrado que estas intervenciones, en ausencia de estudios técnicos rigurosos, han inducido efectos colaterales como erosión en zonas adyacentes, pérdida de playa al pie de los muros y disminución de la resiliencia natural del sistema (Rangel-Buitrago *et al*., 2018).

2.5 Características oceanográficas y climatológicas

En términos climáticos, la dinámica atmosférica en SAI está estrechamente relacionada con la oscilación latitudinal de la ZCIT. Durante la estación seca (diciembre–abril), la ZCIT se posiciona hacia el Sur (entre 0° y 5°S), permitiendo el dominio de vientos alisios del Noreste con velocidades que pueden alcanzar entre 9 y 15 m/s. En contraste, durante la estación lluviosa (mayo–noviembre), la ZCIT migra hacia el Suroeste del Caribe colombiano, lo que genera una mayor variabilidad en la dirección del viento y la ocurrencia de eventos de precipitación intensa (Andrade, 2000; Torres and Tsimplis, 2012).

La dirección e intensidad del viento varía estacionalmente. En los trimestres DEF (diciembre-febrero) y SON (septiembre-noviembre), los vientos predominan del Noreste, aunque en el último trimestre se registran también vientos del Noroeste y este-Sureste con menores velocidades (2–5 m/s) (Figura 3 a y 3 d). Durante los trimestres MAM y JJA los vientos tienden a rotar hacia el este-Noreste y a disminuir su intensidad promedio (Figura 4 b y c).

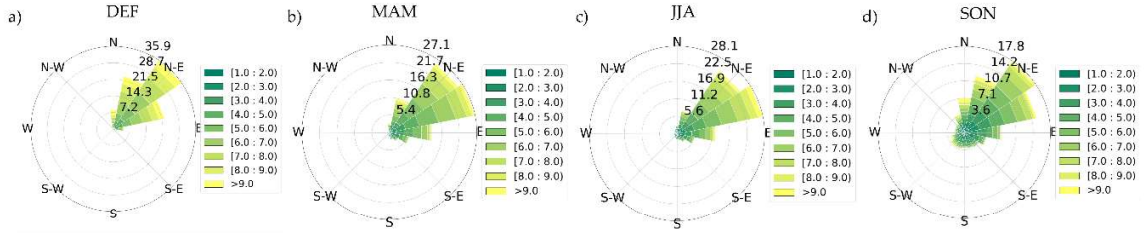


Figura 4. Intensidad y dirección del viento por trimestre. a) diciembre, enero, febrero (DEF). b) marzo, abril, mayo (MAM). c) junio, julio, agosto (JJA). d) septiembre, octubre, noviembre (SON).). Análisis realizados con datos de North American Regional Reanalysis (NARR) available on the NOAA Air Resources Laboratory's.

El clima oceánico de San Andrés también se caracteriza por una marcada estacionalidad en el patrón de oleaje. Según resultados de modelación numérica de oleaje de Dagua *et al*. (2013), las olas provienen principalmente del Este, con alturas que oscilan entre 1 y 4 metros dependiendo de la estación del año. En DEF, se reportan olas de 2–4 m desde el este, mientras que en MAM y SON la altura disminuye a 1–2 m. Durante el trimestre JJA, el oleaje más energético del año proviene del Este-Noreste, con alturas máximas vinculadas al paso de sistemas ciclónicos tropicales (Rey *et al*., 2021), ver Figura 5.

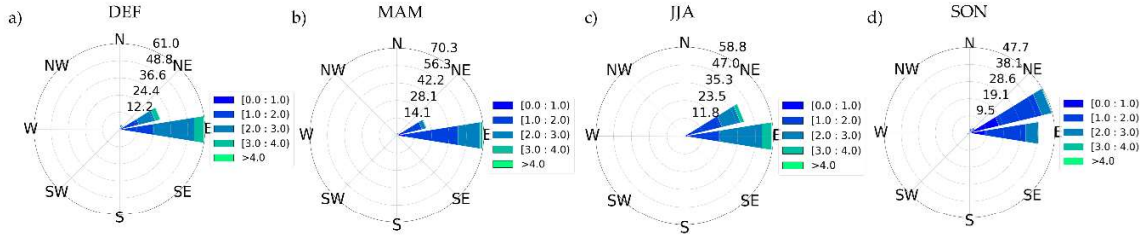


Figura 5. Dirección e altura de ola trimestral. a) diciembre, enero, febrero (DEF). b) marzo, abril, mayo (MAM). c) junio, julio, agosto (JJA). d) septiembre, octubre, noviembre (SON). Análisis realizados con datos del reanálisis del Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Caribe (Dagua et al., 2013).

La región se clasifica dentro de un régimen micro-mareal, con un rango de marea que oscila entre los 30 y 40 cm en San Andrés (Rodrigues Romero *et al*., 2020). Este régimen ha sido ampliamente confirmado en estudios regionales del Caribe colombiano (Kjerfve, 1981; Wiedemann, 1973), donde las componentes astronómicas dominantes son K1 (9.3 ± 0.1 cm) y M2 (7.4 ± 0.1 cm), evidenciando la coexistencia de señales diurnas y semidiurnas (Latandret-Solana *et al*., 2023). A pesar de la baja

amplitud mareal, las mareas ejercen un efecto modulador sobre los procesos de inundación, socavación y sedimentación, especialmente en ambientes intermareales sensibles.

2.6 Impacto de eventos extremos en San Andrés y Providencia

El impacto de huracanes representa una de las mayores amenazas para el archipiélago. Desde 1900, se han registrado 27 huracanes en la RBS, y al menos 38 eventos extremos han afectado directamente al ASAPSC. El huracán Iota (categoría 4) en noviembre de 2020 causó destrucción total del 56.4% de las edificaciones de Providencia y severos daños en ecosistemas costeros como arrecifes, manglares y pastos marinos (Rey *et al*., 2021, 2019b). Modelos numéricos recientes estiman que hasta el 13.4% de la superficie de San Andrés es susceptible a inundación por marea de tormenta, con alturas máximas de hasta 2.9 m (Rey *et al*., 2019b, 2021).

A pesar de estos hallazgos, persisten vacíos críticos de conocimiento. La circulación superficial oceánica ha sido poco caracterizada. Sin embargo, modelos como HYCOM indican una corriente superficial predominante de este-Sureste a Oeste-Noroeste, con velocidades de ~0.3 m/s, que al interactuar con la topografía submarina genera bifurcaciones hacia el Noroeste y Suroeste, integrando la circulación regional del Giro Panamá-Colombia (Andrade and Barton, 2000; Richardson, 2005). Frente al ascenso del nivel del mar, Torres *et al*. (2017) documentaron un aumento promedio de 9 cm en 22 años para San Andrés, destacando la necesidad de integrar esta variable en los modelos de vulnerabilidad. La baja elevación topográfica de muchas de las formaciones geomorfológicas de la RBS las convierte en zonas de alta sensibilidad a dicho fenómeno.

2.7 Identificación de las zonas de estudio

La Figura 6 muestra las playas que se serán objeto de estudio de este trabajo, las cuales fueron divididas en siete zonas. Las zonas de la 1 a la 5 abarcan las playas de la isla de San Andrés (Figura 6 a); la Zona 1, la playa de Sprat Bight, Zona 2 playa Gough Bay, Zona 3 Sound Bay, Zona 4 playas de Tom Hooker, Decameron San Luis, Little Beach Babies (Playita para bebés), y Km 18. Y la Zona 5 las playas Bowie Bay, Charquitos, Elsy Bar y South End.

Para la isla de Providencia se tuvieron en cuenta las playas de South West y Manchaneel Bay (Figura 9 b).

La Figura 6a y 6b muestra el modelo digital de elevación (MDE) de alta resolución, construido con información topográfica obtenida mediante levantamientos LIDAR por la Dirección General Marítima en convenio con Navoceano en el año 2015 a una resolución de 5 m x 5 m, y datos batimétricos multihaz adquiridos en el año 2017 con una resolución espacial de 35 m x 35 (Oviedo-Prada *et al.,* 2024). La Figura 6c muestra las zonas de estudio para la isla de San Andrés junto con los perfiles P1 y P2, los cuales se utilizaron en la estimación de parámetros de oleaje descritos en la sección 3.2.4. En la Figura 6d se muestran las zonas de estudio para la isla de Providencia junto los perfiles para la estimación del régimen de impacto de tormenta descrito en la sección 4.3.3.

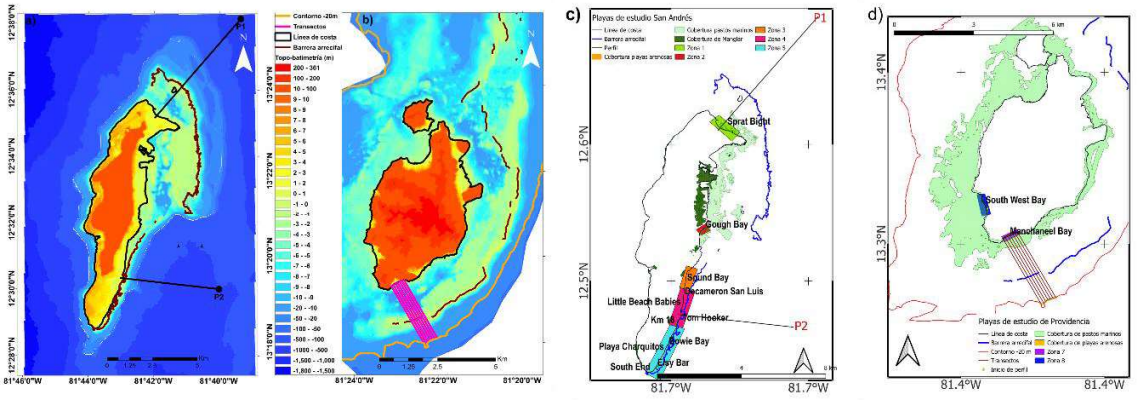


Figura 6. Zonas de estudio. a) Topobatimetria de Isla de San Andrés. b) Topobatimetria de Isla de Providencia. Modificado de Rey *et al.* (2021). c). Zonas de estudio para la isla de San Andrés. d) Zonas de estudio para la isla de Providencia.

CAPÍTULO 3 VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL DE LA LÍNEA DE COSTA Y SU RELACIÓN CON PROCESOS FÍSICOS EN LAS ISLAS DE SAN ANDRÉS Y PROVIDENCIA.

3.1 Introducción

El capítulo aborda el análisis de la variabilidad espacio-temporal de la posición de la línea de costa en diversas playas de la isla de San Andrés y la isla de Providencia. Para ello, se emplearon datos de posiciones de línea de costa obtenidos mediante la herramienta CoastSat, disponible en https://github.com/kvos/CoastSat. abarcando un período de seis años. Mediante el análisis de EOF aplicado a las series de tiempo de posición de línea de costa en cada playa estudiada, se identificaron los distintos modos empíricos, los cuales permiten determinar formas de variabilidad que caracterizan las fluctuaciones de la línea de costa en torno a su posición media. Las series temporales asociadas a la amplitud de estos modos fueron analizadas en profundidad mediante una transformada wavelet continua.

Este capítulo presenta el marco teórico que sustenta los análisis realizados, seguido de una descripción detallada de la metodología empleada y los resultados más relevantes obtenidos. Finalmente, se discute con base a otros estudios realizados que sustentan los resultados obtenidos.

3.1.1 Análisis de Funciones Empíricas Ortogonales (EOF)

El método de la Función Ortogonal Empírica fue formulado originalmente a principios del siglo XX (Hotelling, 1933; Pearson, 1901), esta técnica fue posteriormente integrada en los estudios de variabilidad costera por Winant *et al*. (1975) y Vincent *et al*. (1976). En las últimas décadas, las EOF se han convertido en una herramienta esencial para el análisis de datos en los análisis de variabilidad costera. El análisis EOF, también es denominado análisis de componentes principales (PCA), es un

método de reducción de datos utilizado para describir un conjunto de datos por el menor número de funciones independientes (Lemke and Miller, 2017). Este tipo de análisis es ventajoso en estudios morfodinámicos costeros debido a su capacidad para descomponer conjuntos de datos costeros complejos en combinaciones lineales espacio-tiempo estadísticamente independientes, con patrones temporales conocidos como funciones propias (Miller and Dean, 2007b, 2007a). También se hace referencia a estas funciones como modos de variabilidad cuando son capaces de representar efectos de procesos físicos (Herrington *et al*., 2006; Miller and Dean, 2007b). Cada uno de estos modos se compone de un componente espacial y otro temporal, que juntas describen una estructura subyacente en el espacio-tiempo que ayuda a explicar la variabilidad climática y las teleconexiones del proceso físico en cuestión. El primer modo explica el mayor porcentaje de variación dentro del conjunto de datos, con cada modo sucesivo representando cada vez menos de la varianza (Lemke and Miller, 2017; Richman, 1986). Aunque este método es estrictamente una técnica de análisis de datos matemáticos sin conocimiento incorporado de la física subyacente, a menudo es posible relacionar los resultados con procesos físicos (Herrington *et al*., 2006; Lemke and Miller, 2017; Miller and Dean, 2007b).

Dado que la base de datos utilizada en este estudio consiste en una serie temporal de posiciones de línea de costa, los modos dominantes identificados reflejarán patrones de variabilidad espacial a lo largo del litoral (modos espaciales), los cuales están asociados con una serie de proyecciones temporales (Harley *et al*., 2015; Miller and Dean, 2007a; Segura *et al*., 2018). En este sentido, la estructura espacial de los modos proporciona información clave sobre la distribución de la varianza en la respuesta de la playa, identificando con valores máximos las zonas de mayor variabilidad y, a través de los puntos nodales (cruces por cero), aquellas áreas que presentan estabilidad morfológica. Los puntos nodales delimitan típicamente regiones adyacentes sujetas a procesos de erosión y acreción, por lo que su identificación permite inferir dinámicas de intercambio sedimentario a lo largo de la costa. En particular, su presencia puede estar relacionada con procesos como la rotación de la playa (Clarke and Eliot, 1982; Muñoz *et al*., 2001; Short and Trembanis, 2004). Sin embargo, cuando se presentan muchos puntos nodales en las estructuras espaciales suele ser un indicador de fuertes procesos costeros a lo largo de la costa (Miller and Dean, 2007). La uniformidad (no cruces por cero), en los modos espaciales a lo largo de la costa es una característica representativa de la respuesta típica de la playa frente al intercambio sedimentario a lo largo del litoral, lo que genera un avance o retroceso

homogéneo de la línea de costa en dirección transversal (Hansen and Barnard, 2010; Miller and Dean, 2007a).

Clarke and Eliot (1982). analizaron la variabilidad morfológica de la playa Warilla Beach, Australia, aplicando análisis EOF en las zonas de berma, swash e intermareal; encontrando que el primer modo EOF, que explica entre el 50% y 60% de la varianza, representa la dinámica transversal de la playa (avance y retroceso), mientras que los modos siguientes describen la redistribución longitudinal del sedimento asociada a circulaciones celulares. Además, identificaron que los intercambios sedimentarios presentan patrones distintos según la zona de la playa, pero con periodicidades comunes de 6, 12 y 24 meses. Dick and Dalrymple (1984) analizaron la evolución morfológica de la playa de Bethany Beach, Delaware, mediante series de perfiles de playa y análisis EOF, identificando patrones de variabilidad costera en distintas escalas temporales. Su estudio permitió distinguir entre tendencias de fondo (modo 1), asociadas a cambios uniformes de la línea de costa (movimientos transversales), y patrones espaciales diferenciados (modo 2) ligados al transporte sedimentario estacional Norte–Sur. Además, resaltaron el impacto de las tormentas invernales como principal agente de erosión y el papel de las estructuras rígidas (espigones) en la redistribución del sedimento. Este trabajo fue pionero en demostrar cómo el análisis EOF puede descomponer y cuantificar la dinámica costera en múltiples escalas, sentando precedentes para estudios posteriores en contextos insulares y de alta energía.

Asimismo, Muñoz *et al*. (2001) emplearon el método de EOF para monitorear la evolución de un proyecto de regeneración de playas en la playa Victoria, España. Estos autores distinguieron dos tipos de movimientos superpuestos en la línea de costa, el primero, las dos oscilaciones cíclicas estacionales (acreción/erosión), con cambios reversibles dependiendo las estaciones del año y el segundo una tendencia de retroceso generalizado en toda la playa, a largo plazo. Esta técnica también ha sido aplicada a estudios de evolución de dunas; Muñoz *et al*. (2009) en la playa Valdevaqueros, Cadiz, identificaron cuatro modos espaciales y temporales que explican el 99,94 % de la variabilidad observada. Cada modo mostró una interpretación física específica: el primer modo representó el perfil de equilibrio de la duna, mientras que el segundo modo evidenció puntos de inflexión que separan comportamientos diferenciados, señalando un balance positivo de arena desde la ladera de barlovento hacia la cresta y la cara de deslizamiento. Por su parte, los modos tercero y cuarto reflejaron, respectivamente, un aumento de la pendiente dunar y desplazamientos paralelos del cuerpo de la duna.

Por su parte, Turki *et al*. (2013), analizaron la variabilidad natural de la posición de la línea de costa en tres ensenadas en Barcelona mediante series temporales diarias (videos de alta resolución). A partir del análisis EOF se identificaron dos modos espaciales principales: el primer modo, que explica aproximadamente el 70 % de la varianza total, representó el movimiento de rotación en planta de la playa, con una variabilidad temporal asociada a escalas estacionales (~1–2 meses), modulada por cambios en la dirección predominante del oleaje. El segundo modo explicó cerca del 30 % de la varianza y correspondió a un movimiento transversal de la línea de costa con una periodicidad de 7–12 días, asociada a la energía acumulada del oleaje incidente.

Además de los modos de variabilidad transversal y la rotación de la línea de costa, existen otros patrones morfodinámicos, como los cambios en la curvatura del litoral. Este tipo de dinámica ha sido descrita como el modo de "respiración" (*coastal breathing*), caracterizado por oscilaciones amplias que afectan el grado de convexidad o concavidad de la línea de costa a escalas interanuales. Blossier *et al*. (2017) identificaron este comportamiento mediante el análisis de series temporales de líneas de costa en playas expuestas, evidenciando cómo las fluctuaciones de baja frecuencia vinculadas al oleaje incidente generan ajustes morfológicos no periódicos que afectan la curvatura del frente costero. De forma complementaria, Ratliff and Murray (2014) a través de un modelo numérico se demostró que, este modo de respiración puede emerger de manera espontánea incluso en ausencia de forzamientos externos variables, siendo una propiedad intrínseca de la evolución sedimentaria en sistemas de playa embayada. Soloy *et al*. (2022) además de identificar también estos movimientos en un estudio realizado en dos playas de grava en Normandía (Etretat y Hautot-Sur-Mer), y también utilizando videomonitoreo, reportaron por primera vez el proceso de "rollover", característico de playas de grava, relacionado con el retroceso de las cotas altas y el aplanamiento del perfil.

Por último, el análisis mediante el análisis de EOF, también ha permitido identificar la influencia de estructuras rígidas, como espolones, sobre la dinámica de la línea de costa en playas expuestas, tal como se evidenció en estudios desarrollados en Duck (EE. UU.) y la Gold Coast (Australia) (Lemke *et al*., 2014; Miller and Dean, 2007). En dichos trabajos, el primer modo espacial capturó desplazamientos costeros de carácter uniforme, estrechamente correlacionados con parámetros como la altura significativa de ola y el nivel medio del mar. Por su parte, los modos segundo y tercero revelaron patrones alternantes de erosión y acreción, asociados al transporte sedimentario a lo largo

de la costa y a la presencia de formas morfológicas persistentes, tales como barras arenosas, cabos rocosos o infraestructuras costeras.

3.1.2 Transporte de sedimentos en zonas costeras

El transporte de sedimentos en zonas costeras es un proceso gobernado fundamentalmente por la interacción entre el oleaje, las corrientes inducidas por el oleaje y la morfología del fondo. La dinámica litoral se manifiesta mediante dos componentes principales: el transporte transversal (cross-shore) y el transporte longitudinal (alongshore). El primero regula los intercambios sedimentarios entre la playa, la zona de rompiente y las barras submarinas, mientras que el segundo controla el desplazamiento de sedimentos paralelos a la línea de costa, siendo este último el principal mecanismo de redistribución sedimentaria en playas expuestas al oleaje incidente (Dean and Dalrymple, 1991; Komar, 1939). El forzamiento fundamental que impulsa estos procesos es el flujo de energía del oleaje, definido como la tasa a la que la energía mecánica es transportada por las olas. Este flujo posee una componente perpendicular al contorno costero (F_{bc}) y otra paralela (F_{bl}), las cuales determinan la capacidad del oleaje para erosionar, transportar y depositar sedimentos en distintas direcciones (Holthuijsen, 2007). Variaciones en la magnitud de F_{bc} y F_{bl} explican cambios en la morfología costera en escalas diarias, estacionales e interanuales.

Para comprender cómo se modifica el oleaje durante su tránsito hacia la costa es fundamental describir los mecanismos de asomeramiento y refracción, mediante los cuales las olas aumentan su altura y rotan su dirección a medida que disminuye la profundidad. Estos procesos son típicamente modelados mediante la teoría lineal de ondas propuesta por Airy (1842), que, pese a su sencillez, continúa siendo el fundamento teórico de numerosos modelos de propagación hidrodinámica (Dean and Dalrymple, 2001). El cálculo de la longitud de onda, la celeridad de grupo, el coeficiente de asomeramiento y el coeficiente de refracción permite estimar el estado energético del oleaje al punto de rompiente, variable crítica para evaluar la magnitud del transporte sedimentario.

A partir de estos parámetros, el transporte longitudinal puede estimarse mediante diversas formulaciones empíricas. La más empleada es la ecuación del CERC (2002), que relaciona el transporte litoral con el flujo de energía paralelo al frente de ola y el ángulo de incidencia al romper.

Esta aproximación, ampliamente utilizada en ingeniería y ciencia costera, ha sido objeto de revisiones recientes que resaltan su capacidad para capturar tendencias espacio-temporales, pero también su sensibilidad a la variabilidad direccional y a la dispersión energética del oleaje (Alpaca *et al*., 2024; Escudero *et al*., 2019). El transporte longitudinal resultante suele expresarse en m^3/año, integrando el efecto acumulado del oleaje incidente.

Por otro lado, la relación entre transporte sedimentario y forzamiento energético ha sido ampliamente documentada en playas con controles morfodinámicos específicos, como plataformas arrecifales, barras someras y beachrocks. En sistemas dominados por arrecifes franjeantes, Bodde *et al*. (2014) demostraron que la profundidad sobre la cresta, la rugosidad y la geometría del arrecife modulan la distribución espacial del flujo energético, atenuando o intensificando el transporte según las características del forzante. De manera similar, Pomeroy *et al*. (2018) destacaron que la energía transmitida hacia la laguna arrecifal varía significativamente incluso a escalas intradiarias, generando patrones complejos de sedimentación, erosión y redistribución lateral.

Por último, los procesos atmosféricos también desempeñan un papel crucial. El oleaje asociado a tormentas y huracanes pueden modificar el estado energético del sistema, generando impulsos de transporte sedimentario que superan ampliamente la magnitud de los procesos estacionales. Estos impulsos de alta energía suelen reflejarse en la redistribución abrupta del sedimento a lo largo del perfil, en la migración de barras y en la rotación de playas completas, fenómenos registrados tanto en observaciones de campo como en estudios numéricos (Morton, 2002).

3.2 Metodología

3.2.1 Extracción de imágenes Sentinel-2 usando la herramienta CoastSat

Para la adquisición de imágenes satelitales se utilizó el programa CoastSat disponible en https://github.com/kvos/CoastSat. El CoastSat provee una interfase a la API de Google Earth Engine para tener acceso a todas las reflectancias de las imágenes TOA, LandSat 5 (TM), LandSat 7 (EMT+) y LandSat 8 (OLI) Tier 1 y Sentinel-2 (MSI) Level 1C. Para este estudio se seleccionó solo la misión Sentinel-2, por la disponibilidad de imágenes en el área de estudio. Esta misión cuenta con una

resolución temporal de 5 días, el periodo de cobertura es del 2015 al presente, una resolución espacial de 10 m y una resolución espectral de 13 bandas. El periodo de tiempo usado para la adquisición de imágenes fue entre 2016 y 2024, tanto para San Andrés como para Providencia, para un total de nueve años de imágenes.

Para la detección de la línea de costa, el CoastSat utiliza un robusto algoritmo de detección de líneas de costa a resolución de subpíxel en las imágenes satelitales ya preprocesadas siguiendo las metodologías de Cipolletti *et al*. (2012) y Liu *et al*. (2017), (Figura 7). Sin embargo, Vos *et al*., (2019) refina estas técnicas, utilizando un componente nuevo de clasificación de imágenes que detalla esta detección en tres pasos: 1) Clasificación de imágenes en cuatro clases (arena, agua, agua blanca, otras características de tierra). 2) Segmentación de borde a nivel de subpíxel, utilizando el Modified Normalizied Diference Water Index (MNDWI). 3) Corrección de marea. Dado el régimen micromareal en San Andrés, no se consideró la corrección por marea. Sin embargo, para asegurarnos del efecto del desplazamiento horizontal de la línea de costa, se realizaron varias pruebas (con y sin corrección por marea) en la playa de Sprat Bight, que es de pendiente suave y, de acuerdo con Gamboa and Posada (2012), tiene en promedio 12 grados. Las pruebas realizadas para estimar el desplazamiento horizontal de la línea de costa, al considerar la corrección por marea, indican que ésta varía entre 2.3 y 2.9 m. Para el resto de las playas no se realizaron estas pruebas. Sin embargo, dado que la pendiente de dichas playas es mayor, se espera que dicho desplazamiento sea menor o incluso imperceptible. Lo anterior indica que la no inclusión de la corrección por marea no afecta de manera significativa los resultados del presente estudio.

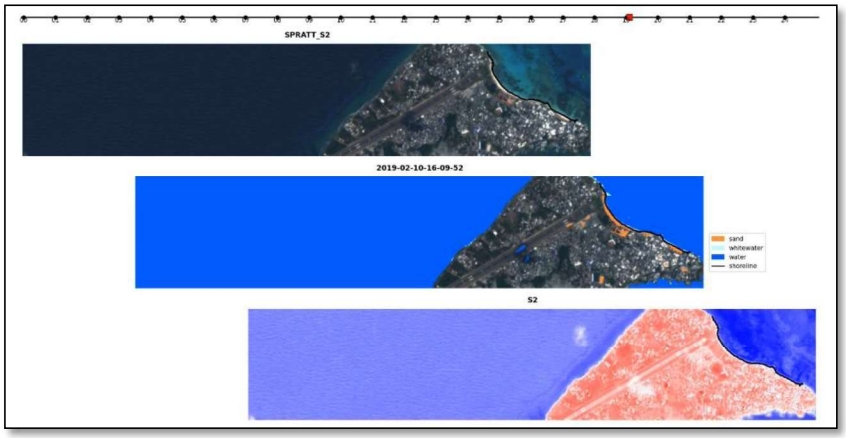


Figura 7. Detección de líneas de costa en la playa de Sprat Bight, en San Andrés.

La detección de las líneas de costa se realizó utilizando polígonos para delimitar cada una de las playas de estudio (Tabla 1). Para esto, se realizó una selección cuidadosa de las zonas analizadas, priorizando playas arenosas abiertas y evitando sectores donde existieran estructuras rígidas o condiciones geomorfológicas que comprometieran la correcta detección de la línea de costa mediante CoastSat. La herramienta está diseñada principalmente para ambientes de playa arenosa, donde existe un contraste espectral adecuado entre agua y sedimento, condición necesaria para una extracción confiable de la línea de costa. Es muy importante considerar este aspecto para evitar sesgos en los indicadores estadísticos dado que pueden existir zonas donde la tasa de cambio sea cero y por lo tanto se concluya que la costa es estable o resiliente cuando en la realidad, la razón de dicho comportamiento es debido a que ya no tiene hacia donde más desplazarse la línea de costa. Por ejemplo, cuando la línea de costa se encuentra con un muro de un edificio o estructura costera, donde el indicador no presenta erosión debido a la ausencia de playa.

El CoastSat genera una línea costa para cada una de las imágenes mapeadas como un vector de coordenadas 2D en el sistema de referencia espacial UTM (Tabla 2). Una vez que las líneas de costas fueron extraídas, se generaron transectos perpendiculares (90° con respecto a costa) y espaciados cada 30 m a lo largo de la línea de costa para generar series de tiempo de los cambios de la línea de costa en cada transecto. Con base en la línea de tendencia de la serie de tiempo de los cambios de playa en cada transecto se determinó si el patrón predominante (tendencia) fue acreción o erosión, en unidades de metros.

Tabla 2. Listado de líneas de costa y numero de transectos detectadas para cada playa de estudio.

Isla	Zonas	Playa	Líneas de Costa detectadas	Número de Transectos
San Andrés	Zona 1	Sprat Bight	321	48
	Zona 2	Gough Bay	218	17
	Zona 3	Sound Bay	312	30
	Zona 4	Tom Hooker, Decameron San Luis, Little Beach Babies y Km 18	229	65

	Zona 5	Bowie Bay, playa Charquitos, Elsy Bar y South End	309	80
Providencia	Zona 6	Manchaneel Bay	216	15
	Zona 7	South West	146	31

Con el fin de evaluar la confiabilidad metodológica de los resultados obtenidos, se consideraron las métricas de desempeño reportadas por Vos *et al.* (2019) para la herramienta CoastSat, quienes validaron el algoritmo mediante comparaciones con mediciones in situ de línea de costa, obteniendo un coeficiente de determinación (R^2) de 0.8, un error cuadrático medio (RMSE) de 7.2 m y un sesgo promedio hacia el mar de 1.4 m, con el 90% de los errores contenidos dentro de ±11.2 m. Estos resultados evidencian que la herramienta presenta un desempeño robusto para estudios de variabilidad costera a escala regional e interanual, especialmente en investigaciones orientadas al análisis de tendencias y patrones espacio-temporales de la línea de costa.

3.2.2 Análisis de la variabilidad espaciotemporal de la línea de costa en SAI.

El análisis EOF, al igual que otras técnicas estadísticas de descomposición, se basa en un enfoque de separación de variables para aislar la dependencia temporal y espacial de los datos. Por tanto, si el set de datos lo explicáramos como $Y(x,t)$ que se puede escribir como una serie de combinaciones lineales de funciones de tiempo y espacio, tendríamos la siguiente expresión:

$$Y(x,t) = \sum_{k=1}^{n} C_k(t) \cdot E_k(x) \qquad \text{Ecuación 1}$$

Donde $E_k(x)$ representa las funciones propias espaciales y $C_k(t)$ son las funciones propias temporales. Los datos $Y(x,t)$, que representan la posición de línea de costa, se obtienen mediante la suma de $k = 1$ a n donde n es el de muestras temporales n_t y espaciales n_x. Cada combinación $C_k(t) \cdot E_k(x)$ describe un modo de cambio ortogonal en el conjunto de datos original y su variación en el tiempo.

En este estudio, el EOF fue aplicado a los datos tras eliminar la media temporal de cada transecto, con el objetivo de revelar la variabilidad espacial en torno a la posición media de la línea de costa

(Conlin *et al*., 2020; Hansen and Barnard, 2010; Lemke and Miller, 2017; Segura *et al*., 2018). Este enfoque corresponde a una descomposición análoga al modo S descrito por Richman (1986), la cual se centra en la identificación de patrones espaciales a lo largo del tiempo. Dado que el propósito de este estudio es evaluar la variabilidad conjunta de las diferentes posiciones de la línea de costa en el ASPSC a lo largo del tiempo, esta metodología resulta particularmente adecuada.

Según Richman, las variables son las estaciones (transectos en este caso) ubicadas en columnas, el tiempo es el parámetro individual organizados en filas y la entidad fija es el campo (valores de posición de línea de costa) (Figura 8). Entonces, para este modo de descomposición tendremos gráficos geográficos de $E_k(x)$ es decir, un mapa de los loading de la componente principal (PC Loading) distribuidos en la extensión espacial de la matriz $Y(x,t)$, por otro lado, tendríamos el plot de serie de tiempo de los $C_k(t)$o score de la componente principal (PC Score).

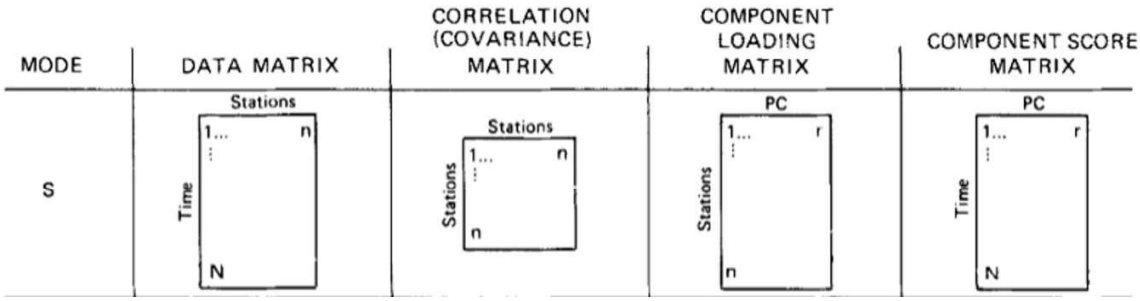


Figura 8. Modo de descomposición S según Richman (1986).

Considerando lo anterior, los datos se organizaron en la matriz rectangular **A** donde las variables son las estaciones (columnas), el tiempo es el parámetro individual (filas) y la entidad fija es el campo (valores de posición de línea de costa en metros.). Después, se calculó la matriz de anomalías **B** sustrayendo el promedio histórico por estación a cada campo (Von Storch and Zwiers, 1999). Posteriormente, se construyó la matriz de covarianza **H**,

$$\mathbf{H} = \frac{1}{M-1} \cdot \mathbf{B}^t\mathbf{B} \qquad \text{Ecuación 2}$$

Donde ***M*** es igual al número de pasos de tiempo por estación. Entonces, **H** es descompuesta en,

$$\mathbf{H}\,\mathbf{E} = \boldsymbol{\lambda}\,\mathbf{E} \qquad \text{Ecuación 3}$$

Donde $\boldsymbol{\lambda}$ es una matriz de eigenvalores y **E** es una matriz de eigenvectores o loadings, que representan los patrones espaciales de las anomalías de la línea de costa. Después, la matriz original de anomalías **B** es proyectada sobre cada columna de **E** para estimar el componente principal o score, que modula la variación temporal de cada patrón espacial,

$$C_n = \mathbf{B} \cdot E_n \qquad \text{Ecuación 4}$$

Los eigenvalores describen el peso de cada eigenfuncion, por lo que fueron utilizados para estimar su contribución a la varianza de los datos. Así mismo, scores y loadings se estandarizaron a partir de λn-½ y λn½, respectivamente, para reescalar la varianza de C_n igual a 1 con respecto a E_n en unidades de las anomalías descritas en **B** (Von Storch and Zwiers, 1999). El análisis EOF se realizó en un programa desarrollado en Python.

Para analizar la variabilidad en playas, los cambios en la línea de costa pueden conceptualizarse generalmente en tres formas de movimiento (Abdulsalam *et al*., 2025), ver Figura 9. El primero corresponde a la migración transversal, que describe el transporte de sedimentos en dirección perpendicular a la línea de costa (Davidson *et al*., 2013; Palalane *et al*., 2016; Robinet *et al*., 2020; Yates *et al*., 2009). El segundo es la denominada rotación de la playa. que constituye el principal interés de diversos estudios, corresponde al punto de pivote que delimita zonas con comportamientos contrastantes, consiste en el desplazamiento hacia tierra o hacia mar de uno de los extremos de la playa, acompañado de un movimiento inverso en el extremo opuesto (Thomas *et al*., 2010; Turki *et al*., 2013). Finalmente, se encuentra la respiración de la playa (beach breathing), entendida como modificaciones en la curvatura de la línea de costa (Ratliff and Murray, 2014), éste captura variaciones oscilatorias en la geometría litoral, reflejando ajustes morfodinámicos de mayor escala espacial vinculados a procesos de redistribución sedimentaria a lo largo de la costa.

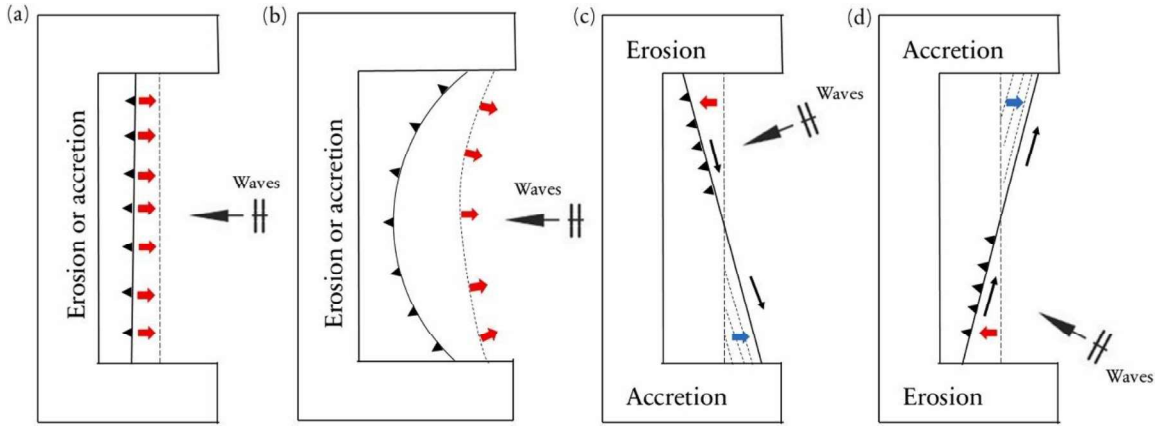


Figura 9 Variabilidad de la posición de la línea de costa. (a) Movimiento transversal: generado por la incidencia de oleaje perpendicular a la línea de costa, lo que provoca el transporte de sedimentos en dirección perpendicular al litoral. (b) Respiración de la playa (beach breathing): asociada a la acción del oleaje entrante perpendicular a la costa, que produce cambios en la curvatura de la línea de costa. (c–d) Movimiento de rotación (beach rotation): (c) modelo simplificado de rotación de playa inducido por oleaje oblicuo en playas de tipo ensenada, que genera transporte longitudinal de sedimentos hacia sotavento, favoreciendo la acreción en esa zona y la erosión en barlovento; (d) la inversión en la dirección del oleaje oblicuo provoca el patrón opuesto, con acreción en barlovento y erosión en sotavento. Tomado de Abdulsalam *et al*. (2025).

3.2.3 Análisis de Wavelet.

Con el objetivo de enriquecer la interpretación de los patrones de variabilidad temporal derivados del análisis mediante EOF, se optó por incorporar una metodología espectral adicional: la transformada wavelet continua. Esta herramienta ha demostrado ser particularmente útil para examinar fenómenos no estacionarios desde una perspectiva multiescala, sobre todo en contextos espacio-temporales restringidos como los que caracterizan los procesos morfodinámicos en zonas costeras (Torrence and Compo, 1998).

A diferencia de la transformada de Fourier, limitada a señales periódicas y estacionarias, el análisis wavelet permite descomponer señales en componentes localizados tanto en el tiempo como en la frecuencia. Esta capacidad facilita la detección de patrones cuasiperiódicos, pulsos transitorios o anomalías de corta duración que podrían pasar desapercibidos en enfoques puramente frecuenciales (Short and Trembanis, 2004; Torrence and Compo, 1998).

En este estudio, se eligió la wavelet de Ricker —también llamada "Sombrero Mexicano"— debido a su eficacia para identificar estructuras de mediana escala y su sensibilidad ante cambios abruptos en la señal. Esta wavelet, definida como la segunda derivada de una gaussiana, posee una forma oscilatoria que proporciona una buena resolución tanto en el tiempo como en el espectro. El análisis consiste en correlacionar esta función con la señal original (los scores EOF) a lo largo de un rango continuo de escalas y momentos temporales, generando un espectro tiempo-frecuencia que revela la evolución energética en diferentes escalas. Los resultados permitieron aislar con precisión las frecuencias dominantes ligadas a los principales modos de variabilidad en la zona litoral, así como identificar los periodos de mayor intensidad energética a lo largo del tiempo. Esta capacidad de captar eventos no estacionarios fortalece la interpretación del análisis EOF, ya que proporciona una lectura cuantitativa de los pulsos energéticos relacionados con forzamientos oceánicos y/o atmosféricos.

Por consiguiente, la incorporación del análisis wavelet permitió complementar y fortalecer la interpretación de los resultados obtenidos mediante EOF, proporcionando una visión más detallada de la evolución temporal de los principales patrones de variabilidad costera. Mientras que el análisis EOF permitió identificar los modos espaciales dominantes y sus componentes temporales asociados, la transformada wavelet facilitó reconocer en qué periodos dichas señales adquirieron mayor intensidad energética y cuáles escalas temporales fueron predominantes. De esta manera, el uso combinado de ambas metodologías permitió no solo caracterizar la variabilidad espacio-temporal de la línea de costa, sino también comprender mejor la naturaleza no estacionaria de los procesos morfodinámicos presentes en las playas de estudio.

3.2.4 Propagación de oleaje y estimación de la energía del oleaje y transporte de sedimentos en las playas Sprat Bight y Tom Hooker

En el presente estudio se emplearon perfiles de playa que se extendieron desde aguas profundas hasta 100 m tierra adentro de la línea de costa. Los perfiles P1 y P2 tienen longitudes de 7243 m y 5501 m, respectivamente (Figura 6 a), los cuales fueron obtenidos a partir de información topobatimétrica de alta resolución. Los perfiles transversales se extendieron desde el punto donde se tenía datos de oleaje del reanálisis de Dagua et al (2013) hasta la zona emergida de la playa. Esta extensión permitió realizar un análisis más completo de la morfología de la playa y de los procesos de transporte

sedimentario. Para cada perfil, se utilizó el ángulo azimutal de la playa con el fin de caracterizar las condiciones dominantes del oleaje en cada periodo.

Se aplicó la teoría lineal de oleaje de Airy (Airy, 1842) ampliamente reconocida en la dinámica de fluidos, la cual describe el comportamiento de las olas en un fluido homogéneo. Los parámetros de oleaje en aguas profundas fueron obtenidos del hindcast de Dagua *et al*., (2013) y posteriormente propagados hasta el punto de rompiente mediante dicha teoría. Este enfoque permitió caracterizar las condiciones dominantes del oleaje entre cada intervalo de observaciones, proporcionando una comprensión integral de la dinámica del oleaje y su impacto en el entorno costero.

A partir de los parámetros en aguas profundas y del perfil batimétrico, se aplicó la relación de dispersión utilizando una aproximación de Newton-Raphson para calcular la longitud de onda en cada punto del perfil (Ecuación 5). Con este resultado se derivaron la celeridad, el número de onda y la frecuencia angular. Posteriormente, se calculó el coeficiente de asomeramiento (Ecuación 6), que describe cómo la altura y el período de la ola cambian al propagarse hacia aguas someras, siguiendo la ley de Snell.

Para la refracción del oleaje, se determinó el coeficiente de refracción (Ecuación 7) el cual cuantifica cómo varía el ángulo de incidencia de las olas al aproximarse a la costa. Finalmente, para identificar la altura y dirección de ola en el punto de rompiente, se determinó el valor en el que la altura de la ola supera el producto $\gamma b * h$, siguiendo la formulación de Airy (1842), Dean (1991), Hunt (1979), Méhauté (1979).

Este enfoque permitió una representación precisa del proceso de propagación, transformación y rompimiento del oleaje, siendo fundamental para comprender los patrones de transporte y redistribución de sedimentos en el área de estudio.

$$\lambda = \frac{g}{2\pi} T^2 \tanh\left(\frac{2\pi h}{\lambda}\right) \qquad \text{Ecuación 5}$$

$$K_s = \sqrt{\frac{c_{g_0}}{c_g}} \quad \text{Ecuación 6}$$

$$K_r = \sqrt{\frac{b_0}{b}} = \sqrt{\frac{\cos\alpha_0}{\cos\alpha}} \quad \text{Ecuación 7}$$

$$\frac{H}{H_0} = K_r K_s \quad \text{Ecuación 8}$$

Donde λ es la longitud de onda, h es la profundidad, Ks es el coeficiente de asomeramiento, cg_o y cg son las celeridades de grupo en aguas profundas y someras, respectivamente. Kr representa el coeficiente de refracción, b_0 es la distancia entre los rayos de onda en aguas profundas y b la distancia a medida que la onda se propaga hacia la costa. α_0 es el ángulo de incidencia de la ola en aguas profundas y α es el ángulo actual de la ola a la profundidad H (que corresponde a la altura de la actual), mientras que H_0 es la altura de ola en aguas profundas.

En el cálculo para cada perfil de playa, se consideraron exclusivamente las olas que inciden frontalmente a la costa (±90°) con el fin de evitar problemas matemáticos de divergencia asociados a la inclusión de olas provenientes de todas las direcciones.

Posteriormente, se calcularon los flujos de energía acumulados en las direcciones transversal (F_{bc}) y longitudinal (F_{bl}) al perfil de playa, según las Ecuaciones. (9) y (10). Para estimar el transporte longitudinal de sedimentos (LST) se aplicó la formulación propuesta por CERC (2002) (Ecuación 7), utilizando condiciones de oleaje horarias. Los valores resultantes se acumularon de forma diaria y posteriormente se promediaron en función del periodo de medición, expresándose en unidades de metros cúbicos por año (m^3/año). Para una revisión actualizada de las formulaciones del transporte longitudinal de sedimentos y nuevas metodologías de cálculo, se recomienda consultar Alpaca *et al*. (2024) y Escudero *et al*. (2019).

$$F_{bc} = \frac{2^{\frac{5}{4}}}{8} * \frac{g^{\frac{3}{2}}}{\sqrt{\gamma_b}} * \rho H_{sb}^{\frac{5}{2}} \cos\theta_b \quad \text{Ecuación 9}$$

$$F_{bl} = \frac{2^{\frac{5}{4}}}{8} * \frac{g^{\frac{3}{2}}}{\sqrt{\gamma_b}} * \rho H_{sb}^{\frac{5}{2}} \cos\theta_b \sin\theta_b \quad \text{Ecuación 10}$$

$$Q_I = k\frac{\rho\sqrt{g}}{16\sqrt{\gamma_b}(\rho_s-\rho)(1-\rho)}H_{sb}^{\frac{5}{2}}\sin 2\theta_b \qquad \text{Ecuación 11}$$

donde g es la aceleración gravitacional; γ_b es el índice de rotura (con un valor constante de 0,6); ρ y ρ_s corresponden a la densidad del agua (1024 kg/m³), asumida constante, y a la densidad del sedimento, que varía según el sitio de estudio, respectivamente (Olarte, 2019) y p es la porosidad, con un valor de 0,4. H_{sb} es la altura de ola en la zona de rompiente considerando oleaje irregular, y θ_b es el ángulo de incidencia del oleaje en el punto de rompiente. La constante presente al inicio de las Ecuaciones. 9 y 10 proviene de la derivación teórica del flujo de energía de oleaje por unidad de longitud de cresta. El valor k=0.39 se toma de Mil-Homens *et al*. (2013).

Por último, con el fin de evaluar la relación entre la variabilidad de la línea de costa expresada mediante las componentes temporales de los modos EOF— y los principales forzantes oceanográficos y atmosféricos (altura y período del oleaje, dirección del oleaje y viento), así como con el flujo de transporte longitudinal y transversal descrito en la Sección 3.2.4, se aplicó un análisis de correlación de Pearson. Este coeficiente cuantifica el grado de asociación lineal entre dos variables y se define como:

$$r_p = \frac{COV_{A,B}}{SDA \times SDB} \qquad \text{Ecuación 12}$$

donde $COV_{A,B}$ corresponde a la covarianza entre las variables A y B, mientras que SDA y SDB representan sus respectivas desviaciones estándar. En este estudio, A corresponde a la serie temporal del modo EOF analizado $C_k(t)$. y B corresponde al forzante físico evaluado (Hs, Tp, Dp, viento, Q_I o F_{bl}).

Para determinar si el valor estimado de r_p es estadísticamente significativo, se aplicó una prueba de hipótesis bajo los siguientes planteamientos:

$$H_{null}: r_p = 0$$
$$H_a: r_p \neq 0$$

Para aceptar o rechazar la hipótesis nula (H_{null}), se comparan dos valores: el coeficiente calculado (r_{p_cal}), obtenido mediante la Ecuación 12, y el valor crítico (r_{p_cri}), derivado de una tabla de valores críticos disponible en cualquier libro de estadística, calculado en función del número de grados de libertad (df = n – 1) y del nivel de error asociado al nivel de confianza utilizado, que en este estudio fue del 95 %. El valor r_{p_cri} representa el mínimo valor significativo que debe alcanzar el coeficiente de correlación para considerarse estadísticamente distinto de cero. En consecuencia, si $r_{p_cal} > r_{p_cri}$, se rechaza H_{null} y la correlación se considera estadísticamente significativa; mientras que, si $r_{p_cal} < r_{p_cri}$, no se rechaza H_{null}, concluyéndose que el coeficiente $r_p$no presenta significancia estadística (Santamaría-del-angel *et al*., 2011).

Por otro lado, con el fin de explorar posibles vínculos entre la variabilidad morfodinámica de la línea de costa y forzamientos climáticos de gran escala, se realizó un análisis de correlación entre los scores temporales de cada playa y el Southern Oscillation Index (SOI), indicador del fenómeno El Niño–Oscilación del Sur (ENSO). Este análisis se llevó a cabo mediante la correlación de Pearson, siguiendo la metodología propuesta por Santamaría-del-angel *et al*. (2011). Los datos mensuales del SOI fueron obtenidos de la base de datos oficial del Bureau of Meteorology de Australia (https://www.bom.gov.au/climate/enso/soi/). El objetivo de este procedimiento fue identificar posibles relaciones entre los modos de variabilidad espacio-temporal extraídos mediante análisis EOF y la influencia climática del ENSO. Esta aproximación permitió evaluar si los nodos de variabilidad identificados en los scores de cada modo responden a patrones interanuales modulados por el SOI, como ha sido documentado en investigaciones previas (Vos *et al*., 2023) en regiones del Pacífico.

3.3 Resultados

3.3.1 Cambios en la línea de costa 2015-2024

El análisis multitemporal de la línea de costa en siete playas seleccionadas del archipiélago de San Andrés y Providencia permitió identificar patrones diferenciados de erosión y acreción mediante el uso de tres indicadores descritos en la metodología NSM, EPR y la LRR. Estos indicadores se

aplicaron sobre los transectos generados para cada zona, proporcionando información detallada sobre los procesos erosivos y la significancia estadística de los cambios registrados.

La Tabla 3 presenta, para cada indicador analizado, el número de transectos con tendencias negativas (erosión) y positivas (acreción), así como los valores máximos de retroceso y avance registrados, acompañados del número de transecto correspondiente. Además, se incluye el porcentaje de transectos que resultaron estadísticamente significativos, tanto para procesos erosivos como acrecionales. Es importante destacar que éste último porcentaje se calcula únicamente para el indicador LRR (Tasa de Regresión Lineal), dado que este se deriva del ajuste de una regresión lineal sobre la serie temporal de posiciones de línea de costa. A diferencia de indicadores simples como el NSM o el EPR, el LRR permite calcular el coeficiente de determinación (R^2), el cual cuantifica el grado de ajuste del modelo lineal a los datos observados. El porcentaje de significancia indica el porcentaje de transectos con cambios estadísticamente significativos.

En la Zona 1 se evidencia una tendencia generalizada al retroceso costero. El NSM promedio fue de –3.42 m, con un 64.6% de los transectos con valores negativos, siendo el máximo retroceso alcanzado de –23.21 m en el transecto 2, ubicado al extremo Oeste de la playa. La EPR promedio fue de –0.38 m/año, sin embargo, el LRR presentó un promedio 0.31 m/año, siendo los extremos de la playa los más afectados por tasas de retroceso, las zonas centros de la playa presentaron las tasas de avances más altas (Figura 10 a y b). No obstante, solo el 12.5% de los transectos mostraron acreción significativa, lo que refleja un comportamiento mixto y altamente variable a lo largo del frente costero.

La Zona 2 presentó una dinámica costera caracterizada principalmente por procesos de acreción. Todos los transectos analizados mostraron desplazamientos positivos de la línea de costa, con un valor promedio de NSM de 17.36 metros. Esta tendencia fue respaldada por los altos valores obtenidos en los indicadores EPR y LRR, cuyos máximos se localizaron en la zona central de la playa (Figura 10 b). Además, el 94.1% de los transectos evidenció acreción con significancia estadística, lo cual sugiere una acumulación sostenida de sedimentos durante el periodo de análisis.

Análogamente, la Zona 3 mostró una dinámica predominantemente hacia la acreción, con un NSM promedio de 16.14 metros. No obstante, se observaron retrocesos significativos en el 10.7% de los

transectos, alcanzando un valor máximo negativo de –4.31 metros en el transecto 1 (al Norte de la playa). El valor medio del LRR se situó en 0.77 m/año, destacándose las mayores s tasas de retroceso en el extremo Sur de la playa, mientras que los mayores avances de la línea de costa se concentraron en el centro (véase Figura 10 e y f). En conjunto, el 64.3% de los transectos presentaron procesos de acreción estadísticamente significativos, lo que apunta a una tendencia general de avance costero.

La Zona 4 mostró un comportamiento consistentemente acrecional, con un LRR de 0.32 m/año (Figura 10 g y h). Todos los transectos presentaron desplazamientos positivos, ya que sus valores de NSM y EPR fueron positivos, con promedios de 13.94 m. y 1.57 m/año respectivamente. Aunque Tom Hooker presente una tendencia a la acreción, se presentaron 14 transectos con tendencia negativa, pero de los cuales, sólo el 1.92% fueron significativos, estos se ubicaron a la altura de la playa Little Baby Beach (10 j).

Tabla 3. Resumen de los indicadores estadísticos de cambio de línea de costa. NSM(m), EPR (m/año) y LRR (m/año).

Playa	Ind.	Tran.	Prom.	Tot. Neg.	% Neg	Max. Neg.	ID Max. Neg.	% Eros. Sig.	Prom. Neg.	Tran. Pos.	% Pos.	Max. Pos.	% Acre. Sig	ID Max. Pos.	Prom. Pos.
Zona 1	NSM	48	3.42	31.0	64.58	-23.22	2		-8.6	17	35.42	17.19		0	6.07
	EPR	48	0.38	31.0	64.58	-2.56	2		-1.0	17	35.42	1.89		0	0.67
	LRR	48	0.31	17	35.42	-2.37	0	12.5	-0.55	31	64.58	1.92	37.5	16	0.79
Zona 2	NSM	17	17.36	0	0.00	-	-		0.00	17	100.00	22.67		7	17.36
	EPR	17	1.94	0	0.00	-	-		0.00	17	100.00	2.53		7	1.94
	LRR	17	1.26	0	0.00	-	-	0	0.00	17	100.00	2.17	94.12	6	1.26
Zona 3	NSM	28	16.14	3	10.71	-4.31	1		-3.32	25	89.29	39.41		16	18.48
	EPR	28	1.80	3	10.71	-0.48	1		-0.37	25	89.29	4.39		16	2.06
	LRR	28	0.77	5	17.86	-0.57	26	10.71	-0.43	23	82.14	1.86	64.29	10	1.03
Zona 4	NSM	52	13.92	0	0.00	0.00	-		0.00	52	100.00	27.56		49	13.92
	EPR	52	1.57	0	0.00	0.00	-		0.00	52	100.00	3.10		49	1.57
	LRR	52	0.19	14	26.92	-0.17	23	1.92	-0.92	38	73.08	1.01	19.23	4	0.32
Zona 5	NSM	87	11.84	4	4.60	-8.28	72		-4.78	83	95.40	37.64		48	12.64
	EPR	87	1.33	4	4.60	-0.93	72		-0.54	83	95.40	4.20		48	1.42
	LRR	87	0.35	9	10.34	-0.37	7	0	-0.12	78	89.66	1.56	32.18	46.00	0.41
Zona 6	NSM	15	1.72	4	26.67	-3.83	11		-1.94	11	73.33	7.26		1	3.05
	EPR	15	0.19	4	26.67	-0.42	11		-0.40	11	73.33	0.81		1	0.34
	LRR	15	1.01	0	0.00	-		0	0.00	15	100.00	1.39	93.33	7	1.01
Zona 7	NSM	29	4.62	9	31.03	-21.90	11		-7.99	20	68.97	23.51		2	10.30
	EPR	29	0.52	9	31.03	-2.46	11		-0.90	20	68.97	2.64		2	1.16
	LRR	29	-0.62	23	79.31	-1.99	3	72.41	-1.14	6	20.69	2.08	20.69	20	1.37

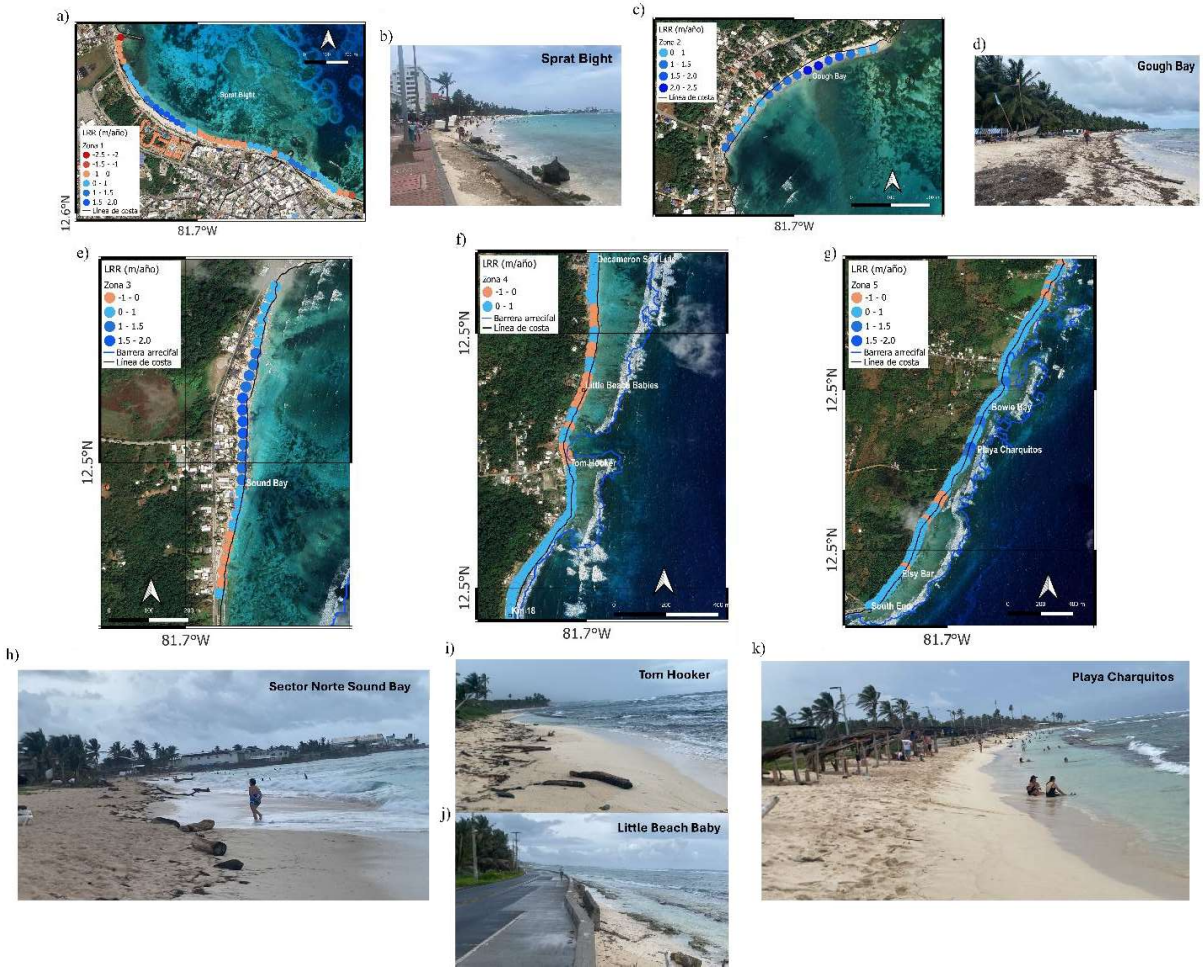


Figura 10. Dinámica litoral de las playas de San Andrés. a) LRR para zona 1.b) Playa de Sprat Bight. c) LRR para zona 2. d) Playa Gough Bay. e) LRR zona 3 f) LRR para Zona 4. g) LRR para Zona 5. h) Sector Norte Playa Sound Bay. i) Playa Tom Hooker. j) Playa Little Beach Bay. k) Playa Charquitos. Fotos tomadas en 7 de agosto del 2024.

Asimismo, en la Zona 5 (Figura 10 g) también se evidenció un comportamiento acrecional. De los 87 transectos analizados, el 95.4 % presentó desplazamientos positivos tanto en el NSM como en el EPR, con promedios de 11.84 m y 1.33 m/año, respectivamente. Los valores máximos de acreción alcanzaron los 37.64 m (NSM) y 4.20 m/año (EPR), destacándose el transecto 48 como el de mayor crecimiento. Solo el 10.3% de los transectos reflejaron retrocesos, pero sin significancia estadística. En cuanto al indicador LRR, se obtuvo una tasa promedio de cambio de 0.35 m/año, con un 89.66 % de los transectos mostrando tendencias positivas, de los cuales un 32.18 % fueron estadísticamente significativos.

En la isla de Providencia la playa South West (Zona 6), mostró una dinámica costera más compleja y con predominio de procesos erosivos. Aunque los indicadores NSM y EPR reflejan en promedio acreción (4.62 m y 0.52 m/año, respectivamente), el análisis el indicador LRR evidenció una tendencia claramente erosiva, con un valor promedio de –0.62 m/año y un 79.31 % de los transectos con pendiente negativa, de los cuales el 72.41 % fueron estadísticamente significativos. Solo el 20.69 % de los transectos mostraron acreción significativa, siendo el transecto 20 el de mayor acumulación (2.08 m/año), ver Figura 11a, las Figuras 11b y 11c muestran el sector Noroeste y Suroeste respectivamente de la playa, en esta última se evidencia presencia de escarpes en el frente de la playa.

En la playa Manchaneel Bay (Zona 7), el valor promedio del NSM fue de 1.72 m, con un 73.33 % de los transectos mostrando avance de la línea de costa, mientras que solo un 26.67 % presentó retrocesos leves, con un valor máximo negativo de –3.83 m. El EPR reflejó una tasa media de cambio de 0.19 m/año, siguiendo un patrón similar de distribución. Por su parte, indicador LRR arrojó un valor promedio de 1.01 m/año (Figura 11 d), con un 93.33 % de los transectos mostrando acreción estadísticamente significativa, las Figuras 11 e y f muestras las zonas Suroeste y Noreste de Manchaneel Bay y se observa formación de escarpes a lo largo del frente de la playa. Estos resultados evidencian una recuperación sostenida del frente costero en Manchaneel Bay durante el periodo analizado.

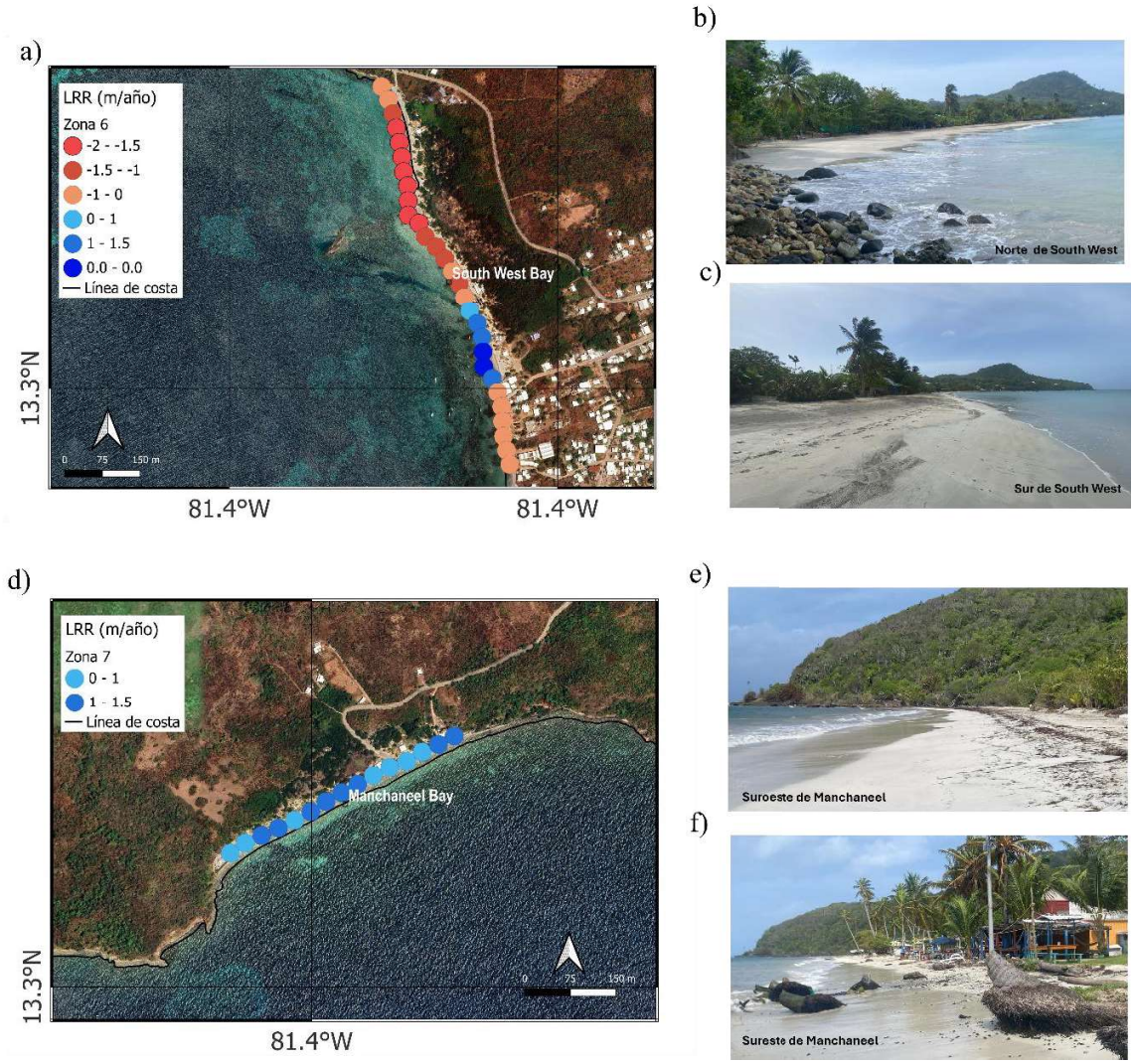


Figura 11. Dinámica litoral de las playas de Providencia. a) LLR para la playa de South West. b) Parte Norte de la playa de South West. c) Parte Sur de la playa de South West. d) LRR para la playa de Manchaneel. e) Parte Suroeste de la playa de Manchaneel. e) Parte Noreste de la playa de Manchaneel Fotos tomadas el 21 de junio del 2025.

En conjunto, los resultados permiten concluir que las playas de Gough Bay, Km 18, en el sector Norte de la playa Sound Bay y, en menor medida, Charquitos y Manchaneel Bay presentan una dinámica predominantemente acrecional, mientras que Sprat Bight, South West y Tom Hooker evidencian procesos erosivos más marcados.

3.3.2 Variabilidad espacio temporal de la línea de costa.

Esta sección presenta la variabilidad de la línea de costa a partir de análisis EOF. La Tabla 4 resume las funciones dominantes para cada playa; el porcentaje de cada eigenvalor representa la predominancia de los cambios en cada modo, tanto espacial como temporal, en relación con los todos los cambios en la línea de costa.

Tabla 4. Porcentaje de la variabilidad para las tres primeras eigenfunciones en cada zona de estudio.

ZONES		**SENTINEL 2**			
		Porcentaje de la varianza explicada (pk)			
		EOF 1	EOF 2	EOF 3	Remanente
San Andrés	Zona 1	56.0%	18.1%	7.2%	18.7%
	Zona 2	67.6%	13.3%	9.1%	10%
	Zona 3	65.0%	11.3%	7.1%	16.6%
	Zona 4	76.6%	4.7%	3.5%	15.2%
	Zona 5	75.2%	3.9%	3.1%	17.8%
Providencia	Zona 6	76.1%	15.1%	3.3%	5.5 %
	Zona 7	51.2%	18.4%	12.5%	17.9%

El presente trabajo pudo determinar estos tres movimientos de línea de costa, el modo 1 representó el movimiento transversal (cross-shore) para todas las playas, excepto para la South West (Providencia), donde el modo 2 representó el movimiento de la rotación de la playa, y el modo 3 representó el cambio en la curvatura.

3.3.2.1 San Andrés

3.3.2.1.1 Modo 1:

La Figura 12 muestra el primer modo de variabilidad de posición de la línea de costa para las playas de Sprat Bight y Gough Bay, el cual obtuvo un porcentaje de variabilidad del 56% y 67.6% (Tabla 4)

respectivamente. Los paneles a y d representan el patrón espacial de los datos (Loadins o $E_1(x)$), los paneles b y e sus respectivas proyecciones temporales (Scores $C_1(t)$) y los paneles c y f los espectrogramas derivados del análisis de wavelet tipo Ricker. Por su parte, la Figura 13 muestra el primer modo de variabilidad de posición de la línea de costa para las playas de Sound Bay, Tom Hooker y Charquitos, con un porcentaje de variabilidad del 65%, 76.6% y 75.2% respectivamente. Los paneles a, d y g representan el patrón espacial los paneles b, g y h Scores y los paneles c, f e i los espectrogramas.

En las playas de Sprat Bight y Gough Bay, el primer modo espacial $E_1(x)$ se mantiene relativamente uniforme, con amplitudes positivas a lo largo de toda la línea de costa, sin cruces por cero. Si bien, se ha asumido que este modo es constante a lo largo de la costa, existe un claro gradiente en la variabilidad de $E_1(x)$. Para Sprat Bight este gradiente es mayor en la parte central y a la altura del espigón 2 y hacia el extremo Oeste (Figura 12 a), lo cual indica que durante este modo de variabilidad el sedimento se acumula en estas secciones de la playa. Por su parte, para la playa Gough Bay los mayores valores de variabilidad se ubicaron en la zona Norte, lo que sugiere una acumulación de sedimento (Figura 12 b). Este gradiente implica que, además de estas oscilaciones transversales, tiene lugar una aparente rotación en sentido antihorario de la línea de costa, con valores negativos de $C_1(t)$, y una aparente rotación en sentido horario con valores positivos de la línea de costa. El comportamiento temporal del primer modo, $C_1(t)$ para estas dos zonas (Figura 12 b y e) revela un patrón antihorario entre diciembre y febrero (temporada seca), asociado con amplitudes negativas, y una tendencia horaria durante julio, agosto y octubre (temporada lluviosa), vinculada con valores positivos. En Sprat Bight (Figura 12 c) se identifican eventos de alta intensidad en los intervalos de periodicidad comprendidos entre 5 (estacionales) y 15 meses (anuales), como interanuales (2018–2019, 2019–2020 y 2023–2024). En contraste, en la playa Gough Bay (Figura 12 f) no se observa un patrón de periodicidad tan marcado como en Sprat; sin embargo, destacan dos eventos de mediana intensidad con periodicidades entre 5 y20 meses, correspondientes a los periodos 2020–2021 y 2021–2022. Asimismo, se reconocen oscilaciones adicionales, aunque de menor intensidad, en escalas de 3 a 5 meses y periodos de 30 meses, evidenciados entre los años 2018-2020 y 2022-2024.

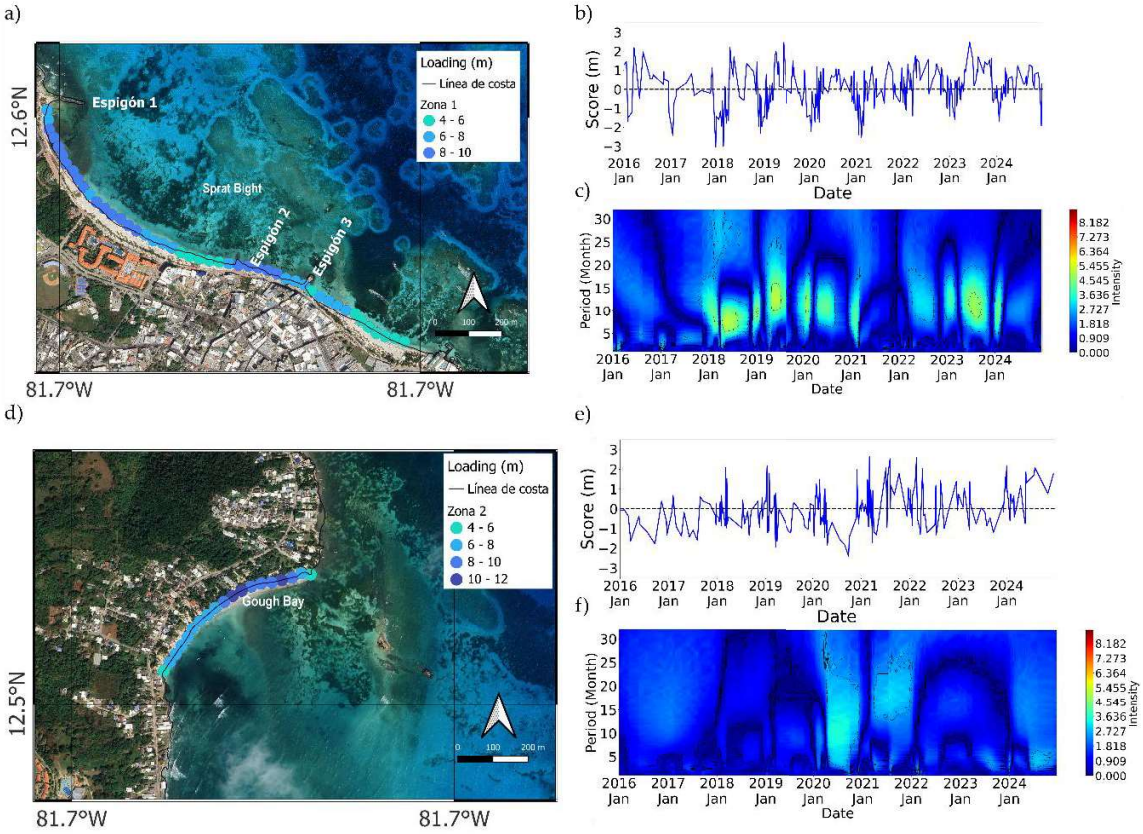


Figura 12. Primer modo de variabilidad (Mode 1) de la posición de línea de costa para las playas de Sprat Bight y Gough Bay. $E_1(x)$ o Loadings (paneles a y d), $C_1(t)$ o Scores (paneles b y e) y análisis de wavelet (paneles c y f).

La Figura 13 muestra el primer nodo de variabilidad de posición de línea de costa para las playas de las zonas 3, 4 y 5. Estas playas están ubicadas en el sector Sureste de la isla y están separadas de la barrera arrecifal por unas decenas de metros. A diferencia de las dos playas anteriores, el modo 1, aunque es uniforme, todos sus valores son negativos, lo cual también indica un comportamiento coherente dominado por oscilaciones transversales.

En la Figura 13a, correspondiente a la playa Sound Bay, se observa que la magnitud de los loadings se intensifica principalmente en el sector central y septentrional, lo que indica una mayor susceptibilidad de estas áreas a las oscilaciones forzadas por el oleaje incidente debido a la ausencia de barrera arrecifal. En el caso de las playas de la Zona 2 (Figura 13 d), se aprecia una ligera disminución de los loadings hacia el Norte, con valores cercanos a cero, posiblemente asociados a

una mayor disipación de energía debido a la presencia de la barrera arrecifal. Por el contrario, los valores con mayor variabilidad negativas registrados en la sección Sur reflejan una mayor exposición a la acción directa del oleaje, lo que podría estar vinculado a la menor protección arrecifal y a la configuración más abierta de la línea de costa en este sector. De manera similar, en la Zona 5 (Figura 13 g), las cargas (loadings) de mayor magnitud se relacionan directamente con la influencia de la barrera coralina.

Para estas playas los scores de la componente principal no presentan un patrón consistente de variabilidad. En la playa Sound Bay, se identifican fases negativas prolongadas durante los periodos 2018–2019 y 2021–2022 (Figura 13 b). El análisis wavelet revela en estos intervalos intensidades significativas en escalas menores a cinco meses (Figura 13 c), aunque también se detectan periodicidades más largas, entre 15 y 30 meses, correspondientes a los periodos 2016–2018, 2019–2020 y 2021–2022. En la Zona 4, los valores negativos más pronunciados del score se registraron en 2018 y nuevamente entre 2021–2022 (Figura 13 e). Asimismo, se observan eventos con periodicidades de 5–10 meses (2017, 2018 y 2019) y entre 5–15 meses (2021–2022 y 2023–2024) (Figura 13 f). Por su parte, la Zona 5 alcanzó valores negativos máximos del score en 2018 y 2020 (Figura 13 h). En este caso, se evidencian altas intensidades en escalas de 5–30 meses durante los periodos 2016–2017, 2018–2019 y 2020–2021, mientras que se registran oscilaciones de 5–15 meses en los años 2023 y 2024, junto con variaciones de menor duración (<5 meses) en 2020 y 2021 (Figura 13 i).

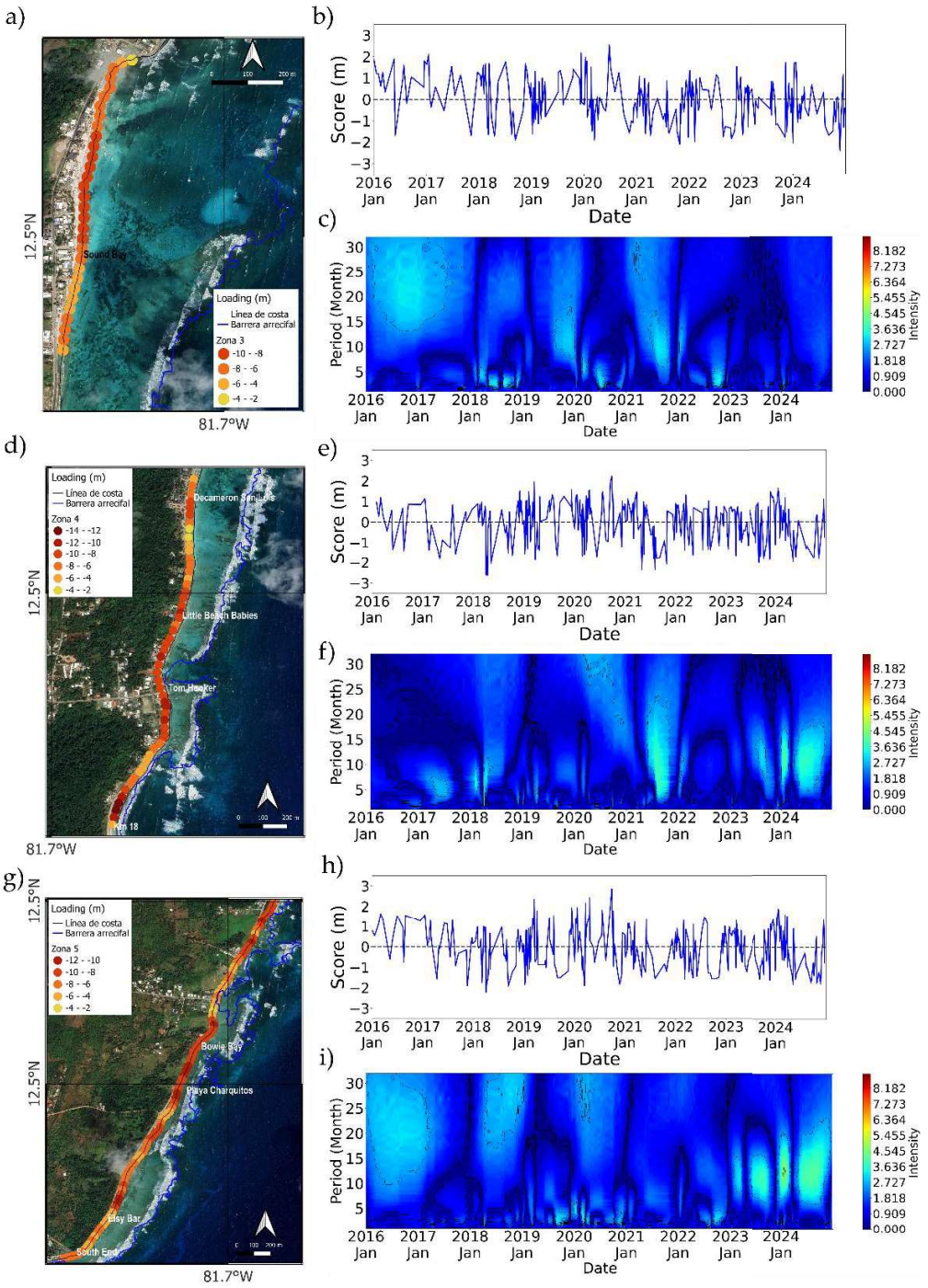


Figura 13. Primer modo de variabilidad (Mode 1) de la posición de línea de costa para las playas de Sound Bay y Tom Hooker y Charquitos $E_1(x)$ o Loadings (paneles a, d y g), $C_1(t)$ o Scores (paneles b, e y h) y análisis de wavelet (paneles c, f e i).

3.3.2.1.2 Modo 2

La Figura 14 muestra el segundo modo de variabilidad de posición de la línea de costa para las playas de Sprat Bight y Gough Bay, el cual obtuvo un porcentaje de variabilidad del 18.1% y 13.3% respectivamente. Los paneles a y d representan el patrón espacial de los datos (Loadins o $E_2(x)$), los paneles b y e sus respectivas proyecciones temporales (Scores $C_2(t)$) y los paneles c y f los espectrogramas derivados del análisis de wavelet tipo Ricker. Por su parte, la Figura 15 muestra el primer modo de variabilidad de posición de la línea de costa para las playas de Sound Bay, Tom Hooker y Charquitos, con un porcentaje de variabilidad del 11.3%, 4.7% y 5.9% respectivamente. Los paneles a, d y g representan el patrón espacial, los paneles b, g y h los Scores y los paneles c, f e i los espectrogramas. La estructura espacial de este modo revela cruces por cero o puntos nodales, los cuales son indicativos de una respuesta longitudinal de la línea de costa.

Para Sprat Bight, la función espacial presenta tres nodos (Figura 14 a). El primero, ubicado en el transecto T15 (entre los espigones 1 y 2), muestra anomalías positivas hacia el Noreste y negativas hacia el extremo Noroeste. El segundo nodo (T29) se localiza cerca del espigón 2, evidenciando acumulación de sedimentos hacia el Oeste y erosión hacia el Este. El tercero (T34), aproximadamente a 200 m del espigón 3, está seguido por un comportamiento acrecional que se extiende hasta el extremo oriental de la playa Sprat Bight. La componente temporal $C_2(t)$) resalta la naturaleza dinámica de la orientación de la playa (Figura 14 b).

De acuerdo con el espectro wavelet (Figura 14 c), esta dinámica presenta una variabilidad interanual de 10–15 meses, asociada con la estacionalidad de los vientos alisios. En el presente análisis, al considerar una serie temporal más extensa, se evidencia la predominancia de eventos en la banda de 15–30 meses. Estos hallazgos indican que la rotación de la playa Sprat no responde únicamente a la variabilidad estacional e interanual del oleaje, sino también a los procesos de perturbación y recuperación posteriores a eventos extremos. Así, los años 2018, 2021 y 2024 corresponden a fases de recuperación, mientras que los periodos 2019–2020 y 2022–2023 se asocian con episodios de erosión relacionados posiblemente con el paso de huracanes en la Reserva de Biósfera Seaflower, tales como Otto (2016), Nate (2017), Eta e Iota (2020), y Julia y Bonnie (2022). Esto confirma que la rotación funciona como un mecanismo morfodinámico de redistribución lateral a largo plazo,

modulando la respuesta de la playa frente a forzantes de alta energía y condicionando su capacidad de recuperación.

En el caso de la playa Gough Bay, se identificó un único punto de pivote en el transecto T10, con predominio de procesos erosivos hacia el sector Norte y de acreción hacia el sector Sur (Figura 14 d). A diferencia de Sprat Bight, este modo de variabilidad no reflejó cambios a pequeña escala; sin embargo, sí presentó una componente temporal $C_2(t)$) con periodicidades comprendidas entre 15 y 30 meses (Figura 14 f). Esto sugiere que la dinámica de rotación de la playa también puede estar asociada a una respuesta morfodinámica a largo plazo frente a eventos de tormenta más que a forzamientos estacionales. En este contexto, valores positivos de $C_2(t)$ corresponden a rotaciones en sentido horario, caracterizadas por acumulación de sedimentos en el sector Sur y erosión en el Norte durante la fase de recuperación (año 2019 y año 2023); mientras que valores negativos reflejan rotaciones antihorarias, con acumulación en el Norte y erosión en el Sur (periodos 2016-2018, 2020-2022 y año 2024), (Figura 14 e).

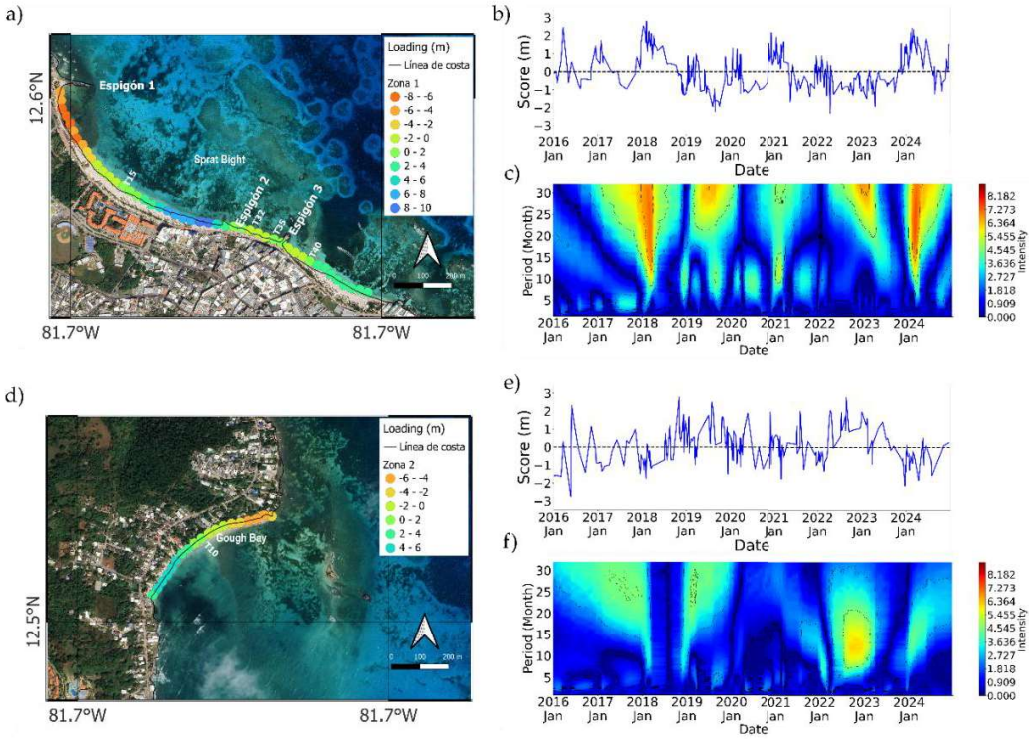


Figura 14. Segundo modo de variabilidad (Mode 2) de la posición de línea de costa para las playas de Sprat Bight y Gough Bay. $E_2(x)$ o Loadings (paneles a y d), $C_2(t)$ o Scores (paneles b y e) y análisis de wavelet (paneles c y f).

El patrón espacial en Sound Bay (Figura 15 a) evidencia una señal rotacional a lo largo de la línea de costa. Los valores negativos se concentran en el sector Norte, mientras que los positivos predominan hacia el centro-Sur, indicando un pivotamiento en torno a un nodo intermedio (T9), para luego rotar en el T21, seguido de valores negativos. La serie temporal del score (Figura 15 b) revela un patrón antihorario entre diciembre y febrero (temporada seca), asociado con amplitudes negativas, y una tendencia horaria (valores positivos) durante julio, agosto y octubre (temporada lluviosa). El espectro wavelet (Figura 15 b) revela señales interanuales y estacionales. Las señales interanuales tienen una periodicidad entre 20 y 30 meses y se reportan en los años 2017-2019, 2019-2021 y 2022-2024, además también se evidencian escalas dominantes de 10–15 meses, asociada con la estacionalidad del oleaje, este comportamiento se refleja en los años 2018-2019, 2019-2020, 2020-2021,2021-2022, 2022-2023. Tanto en las playas de la Zona 4 y 5, los loadings del Modo 2 exhiben múltiples puntos nodales (Figura 15 d y g), lo cual sugiere la presencia de subceldas de rotación. En este caso, la multiplicidad de nodos indica que estas playas no rotan como un bloque homogéneo, sino que presentan subceldas de rotación moduladas por controles geomorfológicos locales.

La componente temporal del Modo 2 en la playa de la Zona 4 no exhibe un patrón definido de manera consistente (Figura 15 e). Sin embargo, se identifican episodios puntuales de gran magnitud: en marzo de 2016 se alcanzaron valores máximos positivos, seguidos de mínimos negativos en septiembre del mismo año. De manera similar, en abril de 2021 se registraron picos positivos que contrastaron con los valores negativos extremos observados en agosto de ese año. Estos cambios abruptos parecen estar más relacionados con la ocurrencia de eventos de alta energía, como tormentas o huracanes, que con una variabilidad estacional recurrente. De hecho, el informe meteomarino No. 104 de agosto de 2021 del Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Caribe señala el tránsito de 10 ondas tropicales del Este, tres de ellas vinculadas a los sistemas ciclónicos Greta, Fred e Ida, mientras que para abril de 2021 no se reportaron eventos adversos. Desafortunadamente, para el año 2016 no se dispone de registros en los boletines meteomarinos que permitan corroborar este comportamiento. El espectrograma de wavelet muestra eventos periódicos de 5-10 meses, simultáneamente también se evidenciaron periodos de 15-30 meses durante los años 2016-2017, 2018-2019, 2019-2020, 2021-2022 (Figura 15 f).

La serie temporal del score para la Zona 5 (Figura 15 h) exhibe una alta variabilidad, con picos positivos en 2016, 2017 y 2024, y negativos en 2020, 2021, 2022 y 2023, lo que evidencia fases

alternadas de redistribución lateral de sedimentos. Al igual que en el Score de la Zona 4, se observaron dos picos uno positivo en octubre de 2020 y uno negativo en abril de 2021. El análisis wavelet (Figura 15 i) muestra energía en escalas largas (15–30 meses), especialmente durante 2016-2018 y en menor intensidad 2022-2023 y 2023-2024, lo que sugiere una mayor influencia de eventos interanuales y de forzantes extremos (huracanes) en la dinámica rotacional de esta playa.

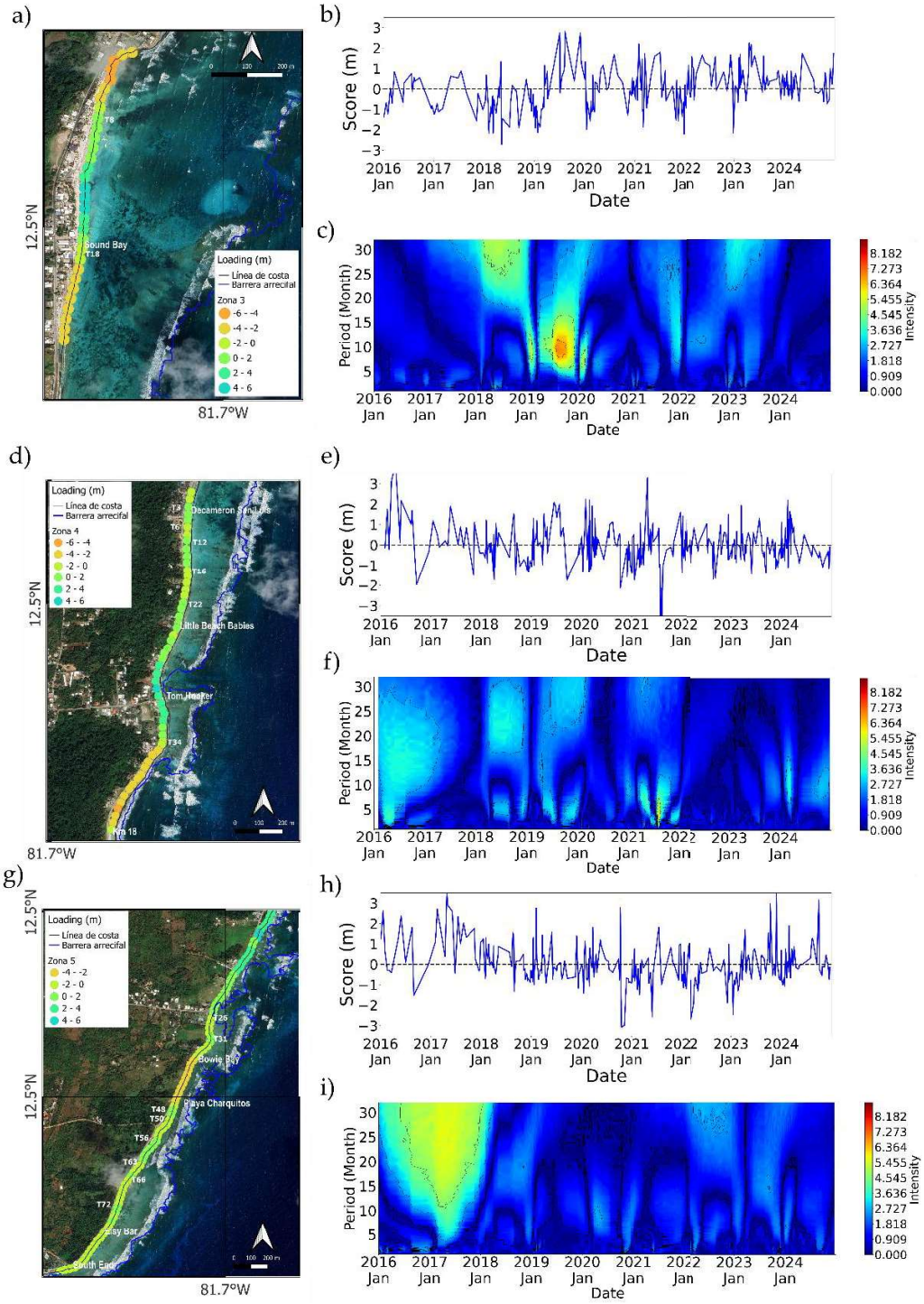


Figura 15. Segundo modo de variabilidad (Mode 2) de la posición de línea de costa para las playas de Sound Bay y Tom Hooker y Charquitos $E_2(x)$ o Loadings (paneles a, d y g), $C_2(t)$ o Scores (paneles b, e y h) y análisis de wavelet (paneles c, f e i).

3.3.2.1.3 Modo 3:

El Modo 3 en el análisis EOF corresponde al fenómeno conocido como "breathing" o respiración costera, el cual representa cambios en la curvatura de la playa. Este mecanismo fue inicialmente descrito por, quienes lo definieron como cambios en forma de “ojo”, en los cuales el sedimento se mueve desde la parte central de la celda hacia los bordes y luego regresa (como se observa en análisis EOF de playas embayadas).

En la playa Sprat Bight (Zona 1), el tercer modo de variabilidad refleja el comportamiento típico del patrón de “breathing” en playas tipo ensenadas. Los loadings muestran valores negativos en los extremos y positivos en la zona central (Figura 16 a), lo que sugiere un transporte neto de sedimentos hacia el centro de la ensenada. Este comportamiento es consistente con la presencia de los espigones, donde se observa erosión localizada en los extremos y acumulación en las zonas intermedias, particularmente evidente en el sector del espigón 3. El score evidencia fases diferenciadas: un periodo erosivo marcado entre 2016 y 2019, seguido por una fase de relativa estabilidad durante 2020–2021, y finalmente una tendencia acrecional en el intervalo 2022–2024 (Figura 16 b). Este patrón se corrobora con el análisis wavelet, que revela periodicidades dominantes entre 10–15 meses, asociadas con la estacionalidad de los vientos alisios, junto con dos eventos interanuales destacados entre 25–30 meses en los periodos 2017–2019 y 2023–2024 (Figura 16 c), los cuales pueden vincularse a forzantes de mayor energía.

En la playa de Gough Bay, a pesar de tratarse de un entorno tipo ensenada, el tercer modo de variabilidad no refleja el patrón simétrico de “breathing” observado en Sprat. Los loadings muestran una tendencia hacia la acumulación de sedimentos en el sector centro-Sur, mientras que el extremo Norte presenta pérdida sedimentaria, configurando un patrón de “breathing” asimétrico (Figura 16 d). En la señal temporal, el score no muestra un patrón sostenido, sino más bien fluctuaciones episódicas con picos de corta duración (Figura 16 e). Esto coincide con el análisis de wavelet (Figura 16 f), que evidencia energía concentrada en escalas estacionales (≈5–10 meses), pero sin una señal interanual bien definida, sin embargo, se evidencian dos eventos entre 15 y 30 meses.

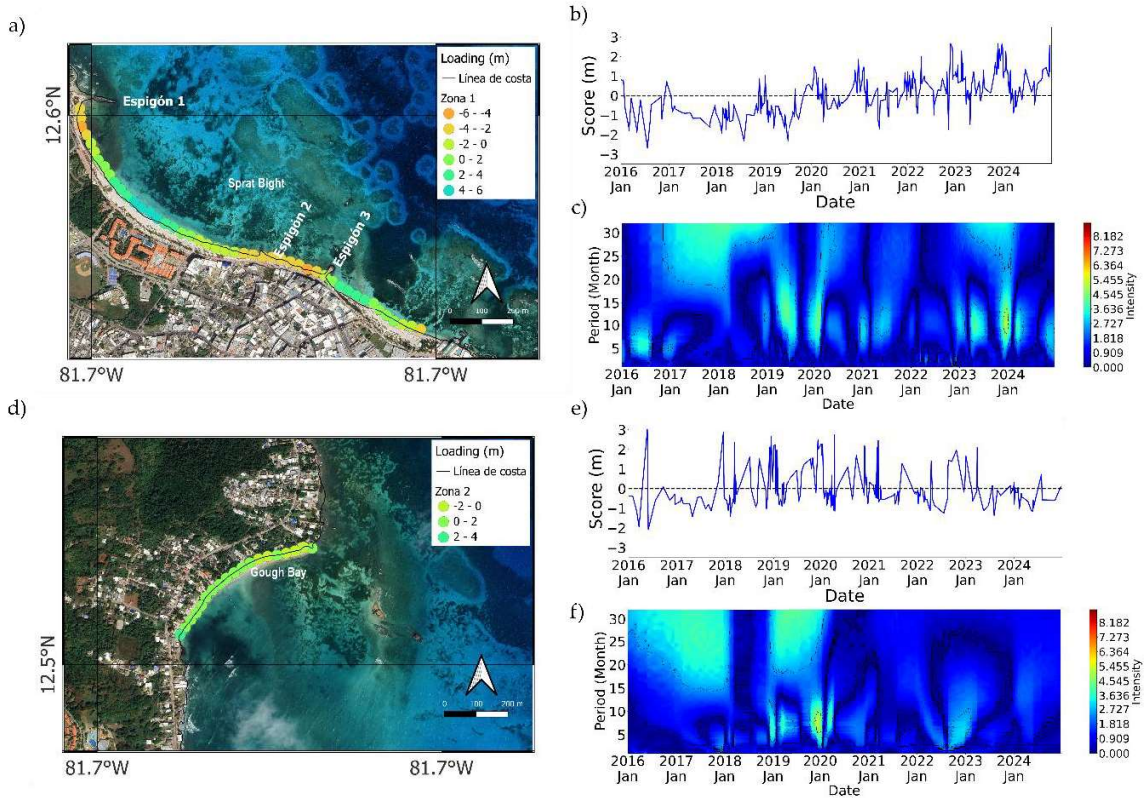


Figura 16. Tercer modo de variabilidad (Mode 3) de la posición de línea de costa para las playas de Sprat Bight y Gough Bay. $E_3(x)$ o Loadings (paneles a y d), $C_3(t)$ o Scores (paneles b y e) y análisis de wavelet (paneles c y f).

Para el sector Este de la isla de San Andrés (SAI), las Zonas 3, 4 y 5 evidenciaron, al igual que en el modo 2, procesos de rotación asociados al modo 3 de variabilidad. En Sound Bay (Zona 3), se identifica un punto nodal en el transecto T16, lo que genera pérdida de sedimentos hacia el Norte y acumulación hacia el Sur (Figura 17 a). El score temporal muestra fases erosivas entre 2016 y 2019, seguidas de un período de equilibrio relativo entre 2020 y 2021, una breve fase erosiva en 2022 y una etapa acrecional entre 2023 y 2024. Este patrón se corrobora mediante el análisis wavelet, que revela periodicidades dominantes entre 10 y 15 meses y eventos más prolongados entre 25 y 30 meses. Un comportamiento similar se observa en la Zona 4m, donde se identifica un punto nodal en el transecto T26 (Figura 17 d) entre las playas Little Beach Baby y Tom Hooker. Sin embargo, la variabilidad temporal es menos marcada que en Sound Bay. Aun así, se evidencian eventos de baja intensidad con periodicidad estacional y eventos de intensidad moderada con periodicidad anual (Figuras 17 e y f).

Por su parte, la Zona 5 presenta un comportamiento rotacional inverso al observado en el modo 2. En el modo 3, las subceldas de rotación se localizan hacia el Norte, mientras que en el sector Sur predomina la acumulación de sedimentos (Figura 17 g). El análisis wavelet reporta periodicidades dominantes entre 20 y 30 meses (Figura 17 i), con fases erosivas entre 2016 y 2017 seguidas de una fase de recuperación entre 2018 y 2019. Entre 2020 y 2024 se observa una variabilidad negativa más marcada, con fases de recuperación entre 2021–2022 y 2023–2024, aunque de menor intensidad (Figura 17 h).

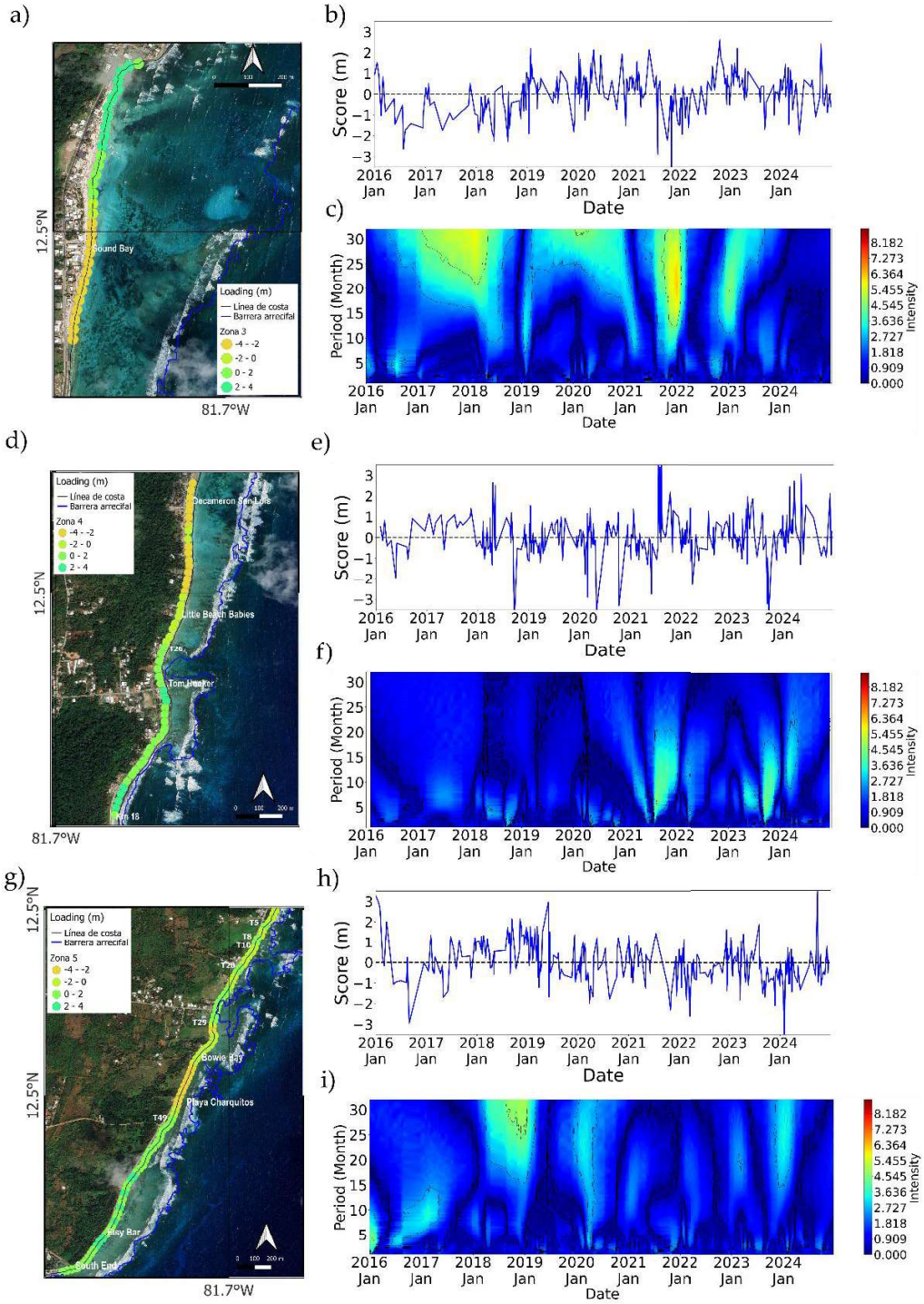


Figura 17. Tercer modo de variabilidad (Mode 3) de la posición de línea de costa para las playas de Sound Bay y Tom Hooker y Charquitos $E_3(x)$ o Loadings (paneles a, d y g), dada en metros, $C_3(t)$ o Scores (paneles b, e y h) y análisis de wavelet (paneles c, f e i).

3.3.2.2 Isla de Providencia.

3.3.2.2.1 Modo 1

En Providencia, el Modo 1 revela contrastes marcados entre las playas del Suroeste y Sureste de la isla. En particular, la playa South West muestra, en su primer modo espacial (Figura 18 a), dos puntos nodales ubicados en los transectos T20 y T24, lo que indica la presencia de una subcelda de rotación. En este caso, mientras la porción Norte de la playa experimenta acumulación de sedimentos, la parte Sur sufre erosión, generando una rotación centrada en el extremo Sur. El comportamiento temporal asociado (score y wavelet, Figuras 18 b y c) revela dos fases dominantes: una fase erosiva entre 2016–2020 y una fase acumulativa posterior entre 2021–2024.

El Modo 1 para la playa Manchaneel Bay presenta una variabilidad negativa uniforme (Figura 18 d) y que al igual que las playas del Sureste de San Andrés, Manchaneel Bay también atraviesa actualmente una fase erosiva. El score temporal y el análisis wavelet (Figura 18 e y f) revelan tres eventos de larga duración: una fase acumulativa entre 2016–2017, una fase erosiva entre 2018–2020, y una nueva fase acumulativa entre 2023–2024. La wavelet muestra también señales estacionales con periodicidades de entre 5 y 10 meses, además de oscilaciones de mayor escala (15 a 30 meses).

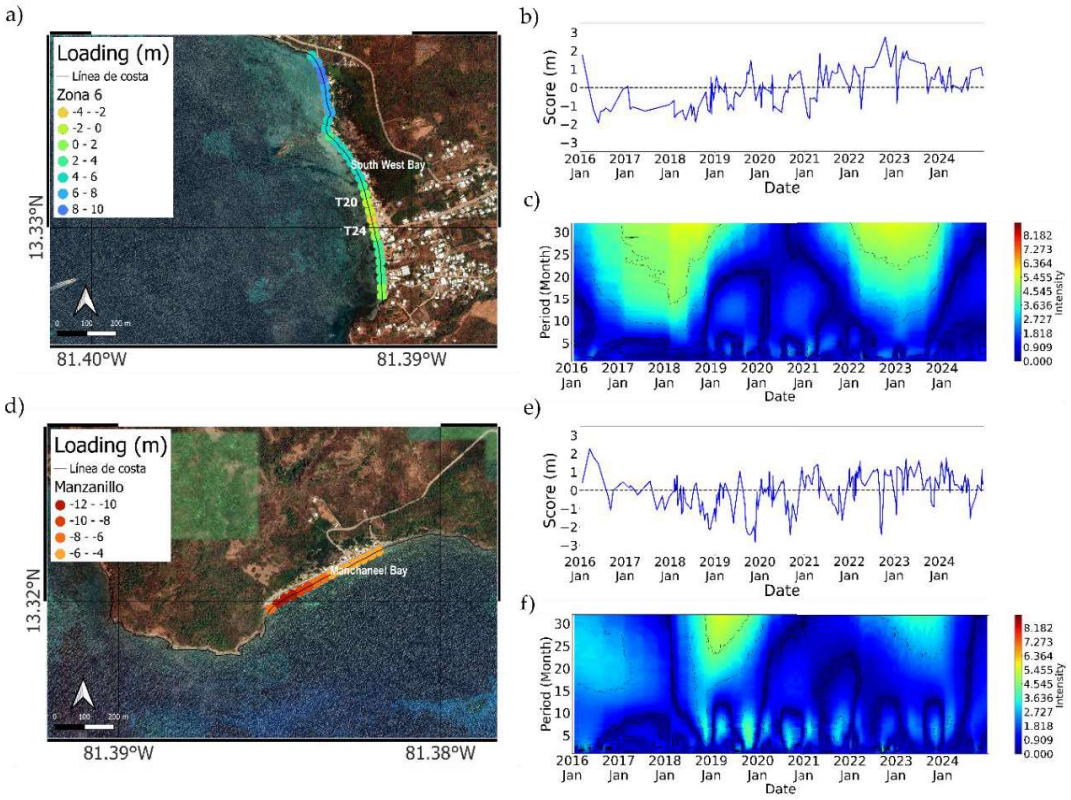


Figura 18. Primer modo de variabilidad (Mode 1) de la posición de línea de costa para las playas de South West y Manchaneel Bay. $E_1(x)$ o Loadings (paneles a y d), $C_1(t)$ o Scores (paneles b y e) y análisis de wavelet (paneles c y f).

3.3.2.2.2 Modo 2

A diferencia del Modo 1 en South West. el Modo 2, evidenció movimientos de rotación en la playa, hacia el Norte de la playa se reportando subceldas de rotación entre los transectos T3, T9 y T11 (Figura 19 a). El score muestra tres oscilaciones, una fase erosiva entre 2016-2018, una fase acumulativa entre 2019-2021 y una fase nuevamente erosiva entre el 2022-2023, el 2024 tendió hacia la acumulación de sedimentos (Figura 19 b). Este comportamiento fue corroborado con el análisis de wavelet. Este análisis evidenció 3 eventos, dos de ellos de gran intensidad entre el 2019-2021 y 2022-2023. El evento del 2016-2018 mostró baja intensidad (Figura 19 c).

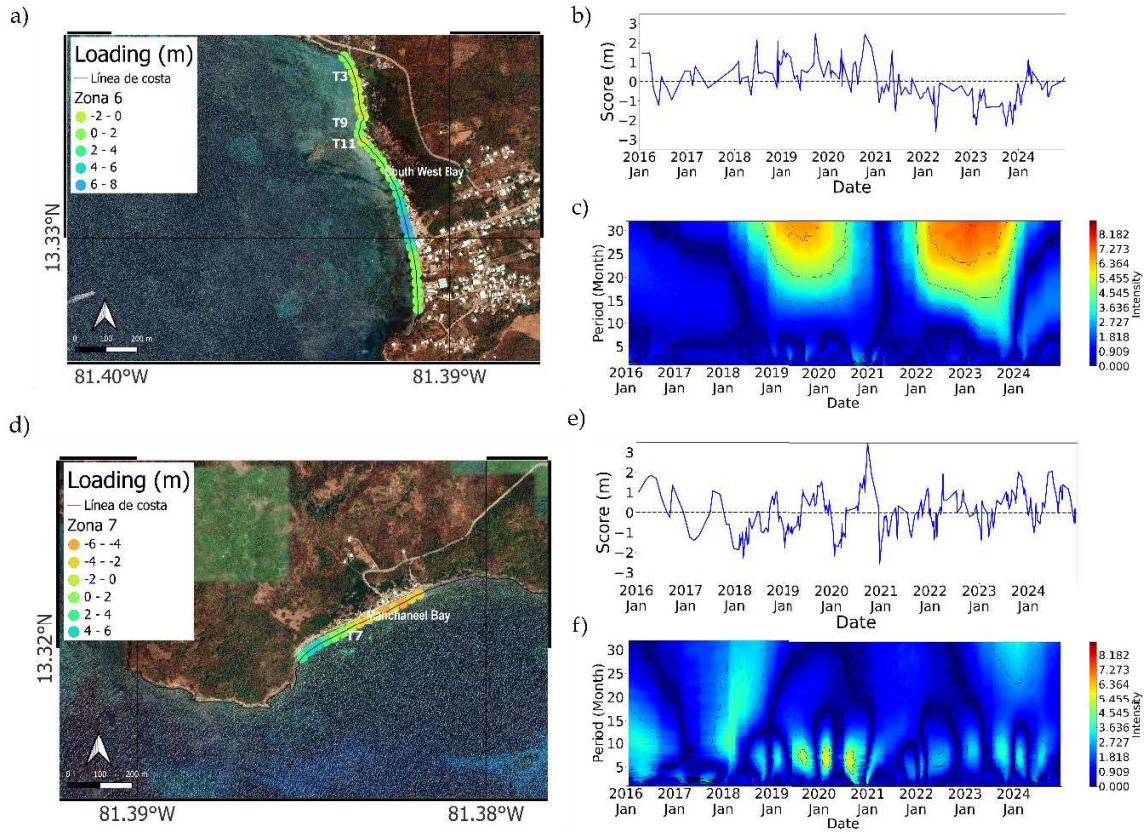


Figura 19. Segundo modo de variabilidad (Mode 2) de la posición de línea de costa para las playas de South West y Manchaneel Bay. $E_2(x)$ o Loadings (paneles a y d), $C_2(t)$ o Scores (paneles b y e) y análisis de wavelet (paneles c y f).

Para la playa Manchaneel Bay, el Modo 2 mostró cruces por cero, evidenciando el movimiento de rotación de la playa (Figura 19 d). Se evidenció solo un punto nodal en el transecto T7, hacia el lado Este del transecto se evidencia valores negativos del modo, sugiriendo procesos erosivos, y al lado Oeste del transecto valores positivos del modo. El análisis de wavelet presentó una variabilidad estacional (5-10 meses) muy marcada, sin embargo, también se evidenciaron variabilidades interanuales con duración entre 10 y 20 meses (Figura 19e y f).

3.3.2.2.3 Modo 3

Para South West el Modo 3, a diferencia de las demás playas que se están estudiando en este proyecto, sugiere otro tipo de rotación, tal como lo menciona Soloy *et al*. (2022), una rotación a gran escala,

donde le primer pivote se encuentra en el T7, el segundo en el T12 y el tercero en el T24 (Figura 19 a). El score revela una periodicidad entre 15 y 30 meses, una fase negativa entre 2017-2019, una fase positiva entre 2019-2020, luego una fase de equilibrio entre 2021 y 2023, para luego entrar a una fase negativa durante el año 2024, el cual refleja la intensidad más alta en el análisis de wavelet (Figura 20 b y c).

La playa Manchaneel Bay el loading si refleja el movimiento de "breathing" (Figura 20 d), donde los extremos de la playa son positivos, lo que quiere decir que la variabilidad de las cabeceras de la playa tiende a la acumulación de sedimentos, y el centro de la playa se hace más cóncavo, esto sugiere que los sedimentos se transportan hacia los extremos de la playa. El Score sugiere una tendencia al equilibrio con las mayores variaciones entre el 2021-2022. Esto se ve representado en el análisis de wavelet con una periodicidad entre 5 y 15 meses (Figura 20 e y f).

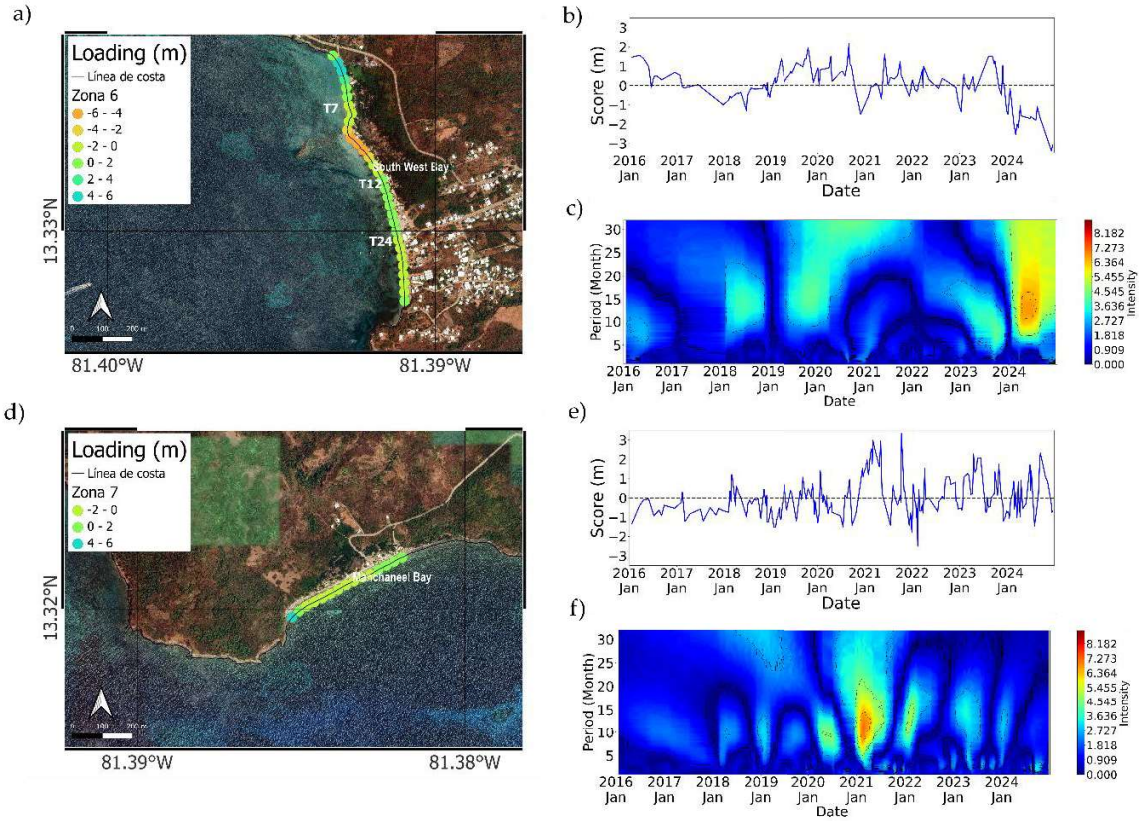


Figura 20. Tercer modo de variabilidad (Mode 3) de la posición de línea de costa para las playas de South West y Manchaneel Bay. $E_3(x)$ o Loadings (paneles a y d), dada en metros, $C_3(t)$ o Scores (paneles b y e) y análisis de wavelet (paneles c y f).

La correlación de Pearson (r_p) es un coeficiente estadístico que mide la fuerza y dirección de una relación lineal entre dos variables cuantitativas. La significancia estadística de esta correlación se evalúa mediante el valor-p (p-valor), el cual representa la probabilidad de obtener una correlación igual o mayor a la observada, asumiendo que no existe relación real entre las variables. Un valor-p inferior a 0.05 generalmente indica que la correlación es estadísticamente significativa. Los resultados obtenidos de este análisis indican que la influencia del ENSO, representada por el SOI no se manifiesta en el modo dominante de variabilidad de la línea de costa (Modo 1), sino principalmente en los modos secundarios (Modos 2 y 3) ver Tabla 5.

Tabla 5 Coeficiente de correlación de Pearson (r_p) calculado con entre los componentes EOF Ck(t) o Scores de cada zona de estudio y el Southern Oscillation Index (SOI).

Playa	**Modo**	**r_p**	**p-valor**
Zona 1	Modo 1	-0.128565	0.2070779
	Modo 2	-0.049709	0.6269087
	Modo 3	0.191023	0.0595434
Zona 2	Modo 1	0.111245	0.3197403
	Modo 2	**0.232525**	**0.0355373**
	Modo 3	**0.217202**	**0.0499813**
Zona 3	Modo 1	-0.13236	0.2136441
	Modo 2	0.175848	0.0973436
	Modo 3	-0.055341	0.6044099
Zona 4	Modo 1	0.017992	0.8626054
	Modo 2	**-0.298763**	**0.0032724**
	Modo 3	0.096989	0.3497748
Zona 5	Modo 1	-0.102373	0.3209459
	Modo 2	**-0.264274**	**0.009272**
	Modo 3	**-0.22371**	**0.0284489**
Zona 6	Modo 1	0.162766	0.1544997
	Modo 2	**-0.255483**	**0.023974**
	Modo 3	**-0.196635**	**0.0844408**
Zona 7	Modo 1	-0.039752	0.7021089
	Modo 2	-0.084012	0.4182602
	Modo 3	0.048428	0.6411851

3.3.3 Variación temporal de la línea de costa y parámetros físicos entre el periodo 2015-2018: Playa Sprat Bight y Playa Tom Hooker

La variabilidad en la posición de la línea de costa está influenciada por diversos factores, entre ellos los parámetros de oleaje, el flujo de energía y los regímenes de viento. La Tabla 6 presenta las correlaciones entre estos parámetros físicos, calculados en la sección 3.2.4 para los perfiles P1 y P2 (Figura 6) y los scores $C_k(t)$ obtenidos del análisis EOF. Los valores de correlación de Q_I y F_{bl} son iguales debido a la dependencia de Q_I respecto a F_{bl}. En las Figuras 21 y 22, los valores promedio de las variables representan el promedio temporal calculado entre las fechas de dos imágenes satelitales consecutivas disponibles.

Para la playa Sprat Bight, únicamente el componente $C_1(t)$ mostró correlación directa con el transporte longitudinal de sedimentos (Q_I), el flujo de energía del oleaje a lo largo de la costa (F_{bl}) y la dirección del oleaje en el punto de rompiente (Dp_b); mientras que presentó correlación inversa con el período pico del oleaje en rompiente (Tp_b), la altura significativa de ola en rompiente (Hs_b), la marea, la presión atmosférica y la intensidad del viento (W, m/s) (Tabla 6).

Tabla 6. Coeficiente de correlación de Pearson (r_p) calculado con n muestras (promedios de la posición de la línea de costa y de los parámetros físicos estimados), entre los componentes EOF $C_k(t)$ o Scores de cada zona de estudio y los parámetros físicos: flujo de transporte longitudinal de sedimentos (Q_I), flujo de energía transversal (F_{bc}), flujo de energía longitudinal (F_{bl}), altura significativa de ola (Hs_b), período pico del oleaje (Tp_b) y dirección del oleaje en rompiente (Dp_b), así como el módulo de la velocidad del viento (W) y la presión atmosférica (P)

ZONES	**$C_k(t)$**	**Q_I(m3/s /y)**	**F_{bc}**	**F_{bl}**	**Hs_b (m)**	**Dp_b**	**Tp_b (s)**	**Tide (m)**	**W (m/s)**	**P (hPa)**
Playa Sprat	$C_1(t)$	**0.391**	-0.350	**0.391**	-0.373	**0.574**	**-0.456**	0.078	**-0.470**	-0.249
$r_{pcr}i$ = 0.381, n=	$C_2(t)$	0.288	-0.280	0.288	-0.330	**0.436**	-0.312	-0.120	**-0.393**	-0.115
27	$C_3(t)$	0.186	-0.170	0.186	-0.163	**0.430**	0.002	**-0.439**	-0.229	0.195
Tom Hooker	$C_1(t)$	**-0.398**	**-0.405**	**-0.398**	**-0.406**	-0.094	-0.187	-0.286	-0.376	0.039
rpcri = 0.301,	$C_2(t)$	-0.159	-0.298	-0.159	-0.235	0.186	-0.156	-0.149	**-0.402**	**-0.455**
n= 43	$C_3(t)$	0.167	0.196	0.167	0.151	-0.076	-0.097	0.137	0.179	0.105

Los valores positivos de Q_I indican un transporte neto de sedimentos hacia el Noroeste en Sprat Bight, mientras que los valores negativos reflejan un transporte dirigido hacia el Sureste. En concordancia

con esta dinámica, el análisis EOF muestra que el primer modo está fuertemente asociado a procesos transversales, lo cual se evidencia en la correlación positiva registrada entre $C_1(t)$ y el flujo transversal F_{bl}. Amplitudes elevadas de F_{bl} reflejan un aumento en el transporte de sedimentos hacia la playa, lo que potencia la redistribución a lo largo de la costa y contribuye a la formación de zonas localizadas de acumulación en el sector occidental de Sprat Bight.

La dirección del oleaje constituye un segundo factor de control esencial. Cerca del 90% del tiempo, la dirección predominante del oleaje (en aguas profundas Dp_{off}) proviene del Este y Noreste (Figura 5 d), favoreciendo un transporte longitudinal neto hacia el Noroeste, con valores promedio entre 0,2 y 0,6 $m^3/s/año$. No obstante, durante la temporada diciembre–febrero (DEF), la llegada de trenes de oleaje del Norte modifica este patrón. Estos oleajes, que pueden alcanzar alturas hasta diez veces mayores que las registradas bajo condiciones típicas de oleaje del Este, logran sobrepasar parcialmente la disipación producida por la barrera arrecifal.

Un caso representativo ocurrió en febrero de 2018, cuando, según el pronóstico meteorológico del CIOH (Monroy *et al*., 2018), la interacción entre los sistemas de los Azores y del Darién generó una marcada inestabilidad atmosférica en el Caribe colombiano. Este evento incrementó la altura del oleaje (Hs_b), el período (Tp_b) y la velocidad del viento (Figuras 21 b y c), intensificando significativamente la energía del oleaje incidente desde el Este, lo que a su vez potenció el transporte longitudinal hacia el Noroeste de Sprat Bight. Un comportamiento similar, aunque menos intenso, se observó durante febrero de 2017, destacando así la sensibilidad del transporte sedimentario en esta playa frente a forzantes atmosféricos y oceánicos de escala sinóptica.

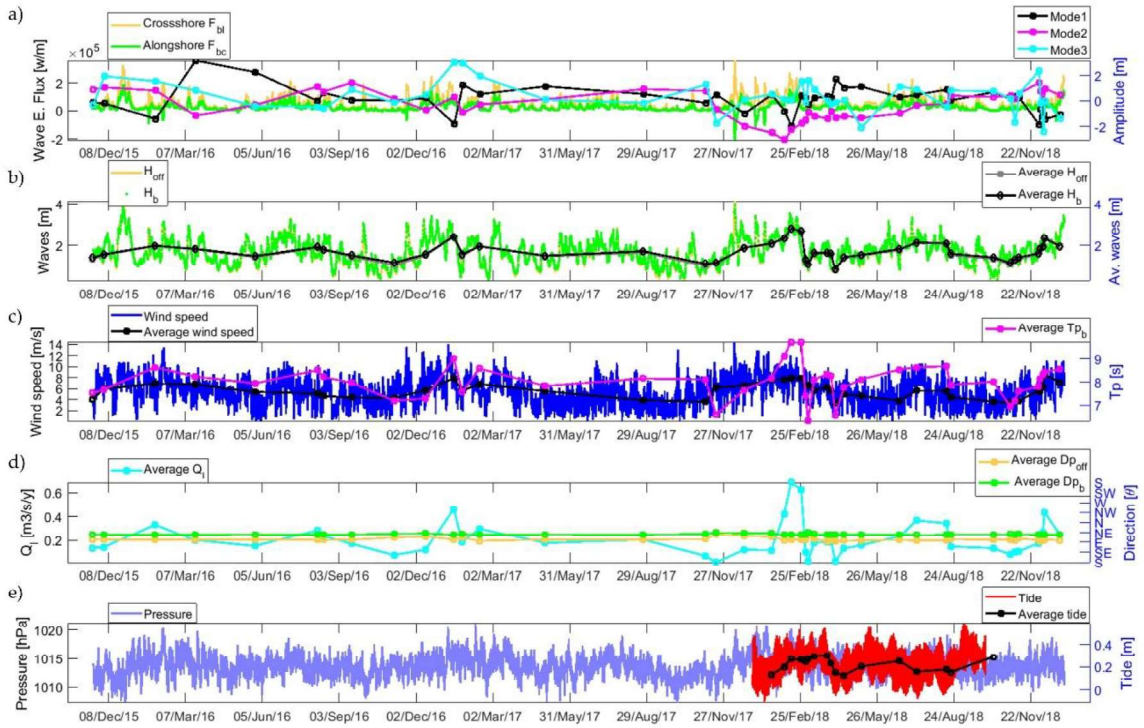


Figura 21. Parámetros oceanográficos y atmosféricos para la playa Sprat Bight. (a) Componentes del flujo de energía del oleaje (eje Y izquierdo) y modos de variabilidad temporal (eje Y derecho). (b) Altura significativa del oleaje en aguas profundas (Hs_{off}) y altura del oleaje en el punto de rompiente (H_{sb}) (eje Y izquierdo), junto con sus valores promedio asociados (eje Y derecho). (c) Velocidad del viento y su promedio asociado (eje Y izquierdo), y promedio del período de ola en el punto de rompiente (eje Y derecho). (d) Flujo de transporte longitudinal de sedimentos (Q_l) (eje Y izquierdo), dirección del oleaje en aguas profundas (Dp_{off}) y dirección del oleaje en el punto de rompiente (DP_b) (eje Y derecho). (e) Presión atmosférica (eje Y izquierdo), marea y su promedio asociado (eje Y derecho).

Para la playa Tom Hooker, la acción del oleaje fue más intensa debido a la plataforma insular más estrecha y a la pendiente más abrupta en comparación con la parte Noreste de la isla. Esto se evidencia en los valores más altos de F_{bc} (Figura 22 a), que indican un mayor flujo de sedimentos hacia la costa. En esta zona, Q_l, F_{bl} y F_{bc} mostraron una relación inversa con el $C_1(t)$ (Tabla 6), lo que sugiere que los periodos de mayor energía del oleaje coinciden con fases erosivas del modo principal. A diferencia de la playa Sprat Bight, el transporte de sedimentos en esta zona está más influenciado por la altura significativa del oleaje en la rompiente (Hs_b) que por la dirección del oleaje (Dp_b), debido a la orientación de la playa.

Los valores promedio del índice de transporte de sedimentos Q_I oscilaron entre 0.0 y −0.3 m³/s/año, lo que indica un transporte neto de sedimentos hacia el Sur (Figura 22 d). Sin embargo, se presentaron eventos aislados de inversión, como el del 2 de diciembre de 2016, cuando la inversión de F_{bl} generó una reversión en la dirección del transporte longitudinal (no visible en los valores promediados). Los valores máximos de Q_I, F_{bl} y F_{bc} se registraron en febrero de 2018, coincidiendo con mareas vivas intensas (Figura 22 e), las cuales permitieron que una mayor energía del oleaje alcanzara la costa, incrementando así el flujo sedimentario tanto en sus componentes transversal como longitudinal.

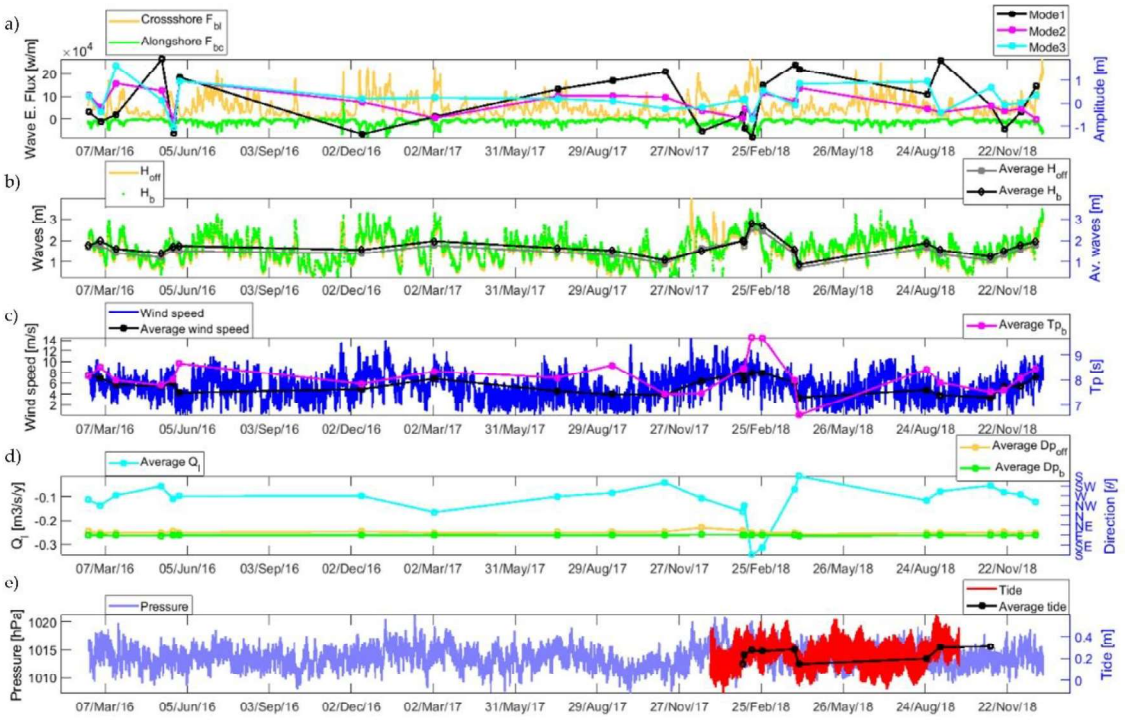


Figura 22. Parámetros oceanográficos y atmosféricos para la playa Tom Hooker. (a) Componentes del flujo de energía del oleaje (eje Y izquierdo) y modos de variabilidad temporal (eje Y derecho). (b) Altura significativa del oleaje en aguas profundas (Hs_{off}) y altura del oleaje en el punto de rompiente (Hs_b) (eje Y izquierdo), junto con sus valores promedio asociados (eje Y derecho). (c) Velocidad del viento y su promedio asociado (eje Y izquierdo), y promedio del período de ola en el punto de rompiente (eje Y derecho). (d) Flujo de transporte longitudinal de sedimentos (Q_I) (eje Y izquierdo), dirección del oleaje en aguas profundas (Dp_{off}) y dirección del oleaje en el punto de rompiente (DP_b) (eje Y derecho). (e) Presión atmosférica (eje Y izquierdo), marea y su promedio asociado (eje Y derecho).

3.4 Discusión

Durante las últimas décadas, diversos estudios han documentado la evolución de la línea de costa en la isla de San Andrés, evidenciando una tendencia generalizada de erosión en múltiples sectores críticos. Martín-Prieto *et al*. (2013) reportaron tasas de retroceso de hasta −1.3 m/año en el sector central de Sprat Bight entre 1984 y 2010, atribuibles a la desconexión morfológica entre la playa y su sistema dunar como consecuencia de la presencia de estructuras rígidas. De manera similar, el estudio de evaluación de erosión costera desarrollado por Invemar-GEO (2015) identificó que, entre 1990 y 2014, Sprat Bight presentó tasas de retroceso entre 0.1 y 1.8 m/año; sin embargo, la evaluación de la posición de la línea de costa entre 2002, 2007 y 2014, refleja un aporte significativo de sedimento hacia el sector Noroeste; asimismo, la prevención de salidas de arena a partir de las obras para recuperación de dunas y vegetación durante el año 1990 en el borde del paseo peatonal favorecieron el sostenimiento de la playa (Martín-Prieto et al., 2013).

Las playas ubicadas al Este de la isla, como Sound Bay las tasas de retroceso oscilaron entre 0.2 y 1.2 m/año, y en las playas del Decameron San Luis y Km 18 fueron de 0.2 y 0.8 m/año. Estos hallazgos han sido respaldados por algunos estudios (Coca et al., 2019; Henao and Morales, 2011; Posada and Henao, 2007), que confirman la persistencia del proceso erosivo, especialmente en zonas con alta exposición y presión antrópica. Sin embargo, el presente estudio demuestra una tendencia hacia la acreción para el sector Norte de la playa de Sound Bay, la parte Sur de Tom Hooker y playa Charquitos, con mayor porcentaje de transectos significativos con tendencia a la acreción (Tabla 3). Cabarcas-Mier *et al*. (2025) reportaron tasas de retroceso entre 2015 y 2021 reportaron tasas de retroceso entre 2015 y 2021; no obstante, la actualización realizada en el presente estudio, que abarca hasta el año 2024, evidencia un proceso de recuperación en las playas del sector Sureste de la isla de San Andrés con tasas de hasta 1.7 m/año. Estas discrepancias podrían deberse a diferencias en los periodos analizados, la resolución espacial de los datos utilizados y/o los métodos empleados para la detección de cambios en la línea de costa. Estos resultados ponen de relieve la importancia de contar con series de tiempo extensas y continuas para la evaluación precisa de los patrones de cambio costero. La línea de costa no responde de manera lineal o constante, sino que presenta variaciones a múltiples escalas temporales, desde oscilaciones estacionales hasta fluctuaciones interanuales, las cuales solo pueden ser detectadas mediante análisis con información de largo plazo.

En el caso de Providencia, Posada *et al*. (2011) señalaron que la zona Norte de la playa Manchaneel Bay era la más afectada por procesos erosivos. No obstante, los resultados del presente estudio muestran una tendencia predominante hacia la acreción en dicha playa, particularmente en el sector central (Figura 11 b). En el Norte de la playa South West, a pesar de presentar una baja intervención antrópica directa, contar con presencia de manglar y pastos marinos, ha sido objeto de extracción intensiva de arena para la construcción de la vía circunvalar y otras infraestructuras (Posada *et al*., 2011), por su parte, Henao and Morales (2011) reportaron altas tasas de erosión para la zona Suroeste de la playa South West. Actualmente se registran las mayores tasas de retroceso anual de la línea de costa (LRR) sobre todo en el sector Norte de la playa, como se evidencia en la Figura 11a.

Estos resultados pueden relacionarse como una respuesta de la interacción compleja entre los forzantes hidrodinámicos, la configuración geomorfológica y la presencia, continuidad y estado de los ecosistemas costeros, la cual condiciona las tendencias de avance y retroceso de la línea de costa. En este sentido, se ha documentado ampliamente que los arrecifes coralinos, los pastos marinos, los manglares y los sistemas dunares desempeñan un papel clave en la disipación de la energía del oleaje, la retención de sedimentos y la estabilización del perfil costero (Barbier *et al*., 2011; Ferrario *et al*., 2014; Fonseca and Cahalan, 1992; Lowe *et al*., 2005). No obstante, los resultados de este estudio evidencian que dichos efectos no son homogéneos ni garantizan por sí mismos la estabilidad del sistema costero. En la isla de San Andrés, las zonas con alta cobertura de pastos marinos y configuración lagunar, como Gough Bay, presentan una tendencia acrecional sostenida, mientras que sectores con alta intervención antrópica y desconexión del sistema playa-duna, como Spratt Bight, continúan exhibiendo dinámicas erosivas (Posada *et al*., 2011). Por su parte, las playas del sector Sureste también muestran un predominio de acreción reflejado en valores positivos del LRR; sin embargo, este comportamiento no puede atribuirse a la presencia de sistemas dunares, ya que estos son generalmente bajos, discontinuos y con cobertura vegetal variable (Posada *et al*., 2011). En este caso, la dinámica parece estar más influenciada por la configuración de arrecife franjeante, la presencia puntual de manglar y la ocurrencia de beachrock cercano a la línea de costa, los cuales contribuyen a la retención y estabilización del sedimento. A pesar de esta tendencia general, se identifican patrones espaciales heterogéneos, como en la playa Tom Hooker, donde se presentan focos de erosión local asociados a gradientes en la energía del oleaje y a variaciones en la morfología costera. De manera similar, en la isla de Providencia, la playa South West presenta tasas significativas de erosión, aun cuando existe presencia de manglar y arrecife, lo que sugiere una pérdida de

funcionalidad de estas coberturas debido a su discontinuidad y a la influencia de perturbaciones antrópicas. En contraste, la playa Manchaneel Bay evidencia una tendencia acrecional, favorecida por el confinamiento geomorfológico y la consecuente retención de sedimentos.

Con respecto al análisis EOF, en entornos dominados por el transporte longitudinal de sedimentos, la primera componente EOF $E_1(x)$ suele presentar estructuras espaciales con nodos que indican zonas alternadas de erosión y acreción (Short and Trembanis, 2004; Turki *et al*., 2013) tal como se presentó en la playa South West (Figura 18 a). Por el contrario, cuando el modo principal EOF presenta un signo uniforme a lo largo de la costa, se identifica típicamente el transporte transversal como el proceso dominante, la ausencia de nodos sugiere que toda la playa varía en su propia fase, es decir, que responde de forma coherente y sincrónica a los forzamientos costeros, generando ciclos regulares de erosión y acreción. En contraposición, una señal fuera de fase implicaría respuestas desincronizadas y espacialmente heterogéneas. Esta coherencia en la respuesta física permite interpretar el modo E_1como un reflejo de procesos de transporte sedimentario dominados por componentes perpendiculares a la línea de costa (Harley *et al*., 2015; Robinet *et al*., 2020). En este estudio, la distribución espacial homogénea del modo $E_1(x)$ en todas las playas, sin cruces por cero, corrobora el predominio del transporte transversal en la dinámica costera, representando oscilaciones asociadas a flujos sedimentarios tierra–mar (Arkwright, 2011; Muñoz et al., 2001; Pianca et al., 2015).

A pesar de esta uniformidad, se observa un gradiente espacial notable en las playas estudiadas; Sprat Bight una mayor variabilidad positiva hacia el sector Noroeste y centro de la cuenca (Figura 12 a), de igual forma la playa Gough Bay al Noreste (Figura 12 d), Sound Bay hacia el sector central (Figura 13 a). Para las playas de la Zona 4, Tom Hooker y Km 18 experimentaron los mayores valores variabilidad negativa (Figura 13 d), mientras que las playas Decameron San Luis las menores variabilidades. Por su parte, las playas de la Zona 5, playa Charquitos y Bowie Bay evidenciaron las mayores variabilidades negativas hacia el extremo Norte y centro de la Zona, mientras que Elsy Bar y South End las menores variabilidades. Esto, sugiere un ajuste rotacional superpuesto a la componente transversal (Harley *et al*., 2011b). Este comportamiento sugiere un dominio de procesos transversales de retroceso, en los que el transporte de sedimentos hacia mar adentro es más significativo que la redistribución lateral (Turner et al., 2016).

Cabe aclarar que, para estas playas del Sureste, a pesar de que las tendencias son positivas (Figura 10), los valores de $E_1(x)$ son negativos debido a la naturaleza del análisis en sí. El LRR es una tendencia que captura todas las variabilidades de posición de la línea de costa, mientras que el EOF captura en cada modo una variabilidad distinta, en este caso un movimiento transversal de la línea de costa.

El espectrograma de wavelet indica cómo varía la energía de la señal en el dominio del tiempo y la frecuencia. Entre más intensidad tenga el área en el espectrograma supondrá las frecuencias que tienen una mayor contribución de energía en ese momento específico (Short and Trembanis, 2004; Torrence and Compo, 1998). El comportamiento temporal de $C_1(t)$ para las playas de San Andrés evidencia un patrón antihorario entre diciembre y febrero (temporada seca), asociado a amplitudes negativas, y una tendencia horaria durante julio, agosto y octubre (temporada húmeda), con valores positivos. Este patrón estacional, más marcado para las playas de San Andrés, se relaciona con las variaciones estacionales del clima de oleaje, apoyado por correlaciones significativas entre $C_1(t)$ y los indicadores de oleaje y transporte sedimentario.

Para las playas de Providencia las variaciones temporales se presentan en una escala interanual, con periodicidades aproximadas de 30 meses. La playa Manchaneel Bay evidenció el mismo comportamiento de las playas del Este de SAI, sin cruces por cero y una variabilidad negativa. La playa South West evidenció cruces por cero en su primer modo espacial, lo que indica la presencia de procesos dominantes de rotación, con dos nodos localizados hacia el extremo Sur de la playa (transectos T20 y T24). Este tipo de comportamiento ha sido reportado por Soloy *et al*. (2022) en la playa Hautot-sur-Mer y por Turki *et al*. (2013) en tres playas de Barcelona; sin embargo, en ambos casos la rotación se manifestó con una periodicidad estacional. En contraste, el presente estudio identificó una periodicidad de aproximadamente 30 meses en South West. lo que sugiere una variabilidad interanual. Por su parte, Short y Trembanis (2004), al remover la tendencia del set de datos, encontraron que el primer componente principal de variabilidad correspondía a un modo rotacional con periodicidades de entre 5 y 10 años. Estos autores correlacionaron los patrones rotacionales con parámetros de oleaje y concluyeron que la rotación como modo principal de variabilidad se asocia principalmente con procesos de recuperación de la playa tras eventos extremos, como tormentas. Es importante señalar que tanto Turki (2013) como Soloy *et al*. (2022) analizaron series temporales relativamente cortas, con una duración inferior a dos años. Para verificar si en la

playa South West ocurre un mecanismo similar, resulta necesario realizar un análisis de correlación entre las variables hidrodinámicas y los modos de variabilidad identificados, a fin de establecer vínculos causales más robustos en este sector, lo cual está fuera del alcance de este estudio.

El segundo modo EOF, el $E_2(x)$, refleja los mecanismos de transporte sedimentario longitudinal. La presencia de nodos (pivotes) y zonas alternadas de erosión y acreción se alinea con lo esperado en sistemas costeros influenciados por la variabilidad estacional e interanual del forzamiento por oleaje (Clarke and Eliot, 1982; Harley *et al*., 2011b, 2015; Herrington *et al*., 2006; Ibaceta *et al*., 2023; Muñoz *et al*., 2001). Los puntos nodales corresponden a ubicaciones de variabilidad mínima de la línea de costa y actúan como zonas de inflexión, marcando transiciones en los patrones de erosión y acreción (Harley *et al*., 2011a, 2015).

Para la playa Sprat, estos patrones espaciales revelan una configuración de celdas sedimentarias, moduladas por la dirección del oleaje y la presencia de estructuras. Las mayores variaciones negativas de la línea de costa se concentran en las zonas adyacentes a los espigones, lo que sugiere una redistribución del sedimento tanto hacia el centro de la ensenada (entre los espigones 1 y 2), como hacia el extremo Sureste de la playa, al Este del espigón 3 (Figura 14 a), mientras que los valores positivos, ubicados hacia el Noreste, indican una rotación horaria de la línea de costa, que ocurre típicamente entre octubre y marzo bajo la influencia del oleaje del Norte (el cual representa solo el 1,5 % del clima de oleaje). Estas olas inducen corrientes longitudinales hacia el Sureste y transporte de sedimentos en esa dirección. Por el contrario, los valores negativos reflejan una rotación antihoraria, impulsada por el oleaje predominante del Este (90 % del clima de oleaje), lo que favorece el transporte de sedimentos hacia el Oeste y contribuye al restablecimiento del perfil de equilibrio de la playa (FINDETER, 2020; Van Overeem, 2022).

Un patrón similar fue documentado por Pianca *et al*. (2015) en Dutch Beach, localizada en la costa Este de Estados Unidos. A partir de un análisis de videomonitoreo con una resolución temporal de 26 años, estos autores identificaron que el segundo modo de variabilidad se asociaba con procesos de rotación de la playa, fuertemente influenciados por la presencia del muelle, el cual actuaba como elemento modulador en la redistribución de sedimentos a lo largo del perfil costero. De manera análoga a los hallazgos del presente estudio, Pianca *et al*. (2015) reportaron periodicidades anuales asociadas a dicho modo. No obstante, en el presente estudio también se identificó una periodicidad

dominante de entre 25 y 30 meses, la cual podría estar asociada a fases de erosión y posterior recuperación de la playa inducidas por eventos de tormenta. Este patrón ha sido previamente documentado por Conlin *et al*. (2020) y Hapke *et al*. (2016), quienes señalan que las respuestas morfodinámicas de la playa ante tormentas intensas pueden extenderse en el tiempo, reflejando ciclos interanuales de ajuste y recuperación del perfil costero.

En las playas del sector Sureste de San Andrés (Zona 4 y 5) se exhiben múltiples puntos nodales, lo cual sugiere la presencia de subceldas de rotación. Una celda de rotación puede entenderse como una unidad sedimentaria lateral en la que la erosión en un sector de la playa se compensa con la acreción en otro, configurando un sistema de intercambio interno de sedimentos (Klein and Schumacher, 2002; Thomas *et al*., 2011). Aunque la playa Sound Bay se encuentra ubicada en el sector Sureste, no evidencia estas celdas de rotación, esto radica en la posición del arrecife franjeante: mientras en esta última el arrecife se ubica más alejado de la costa, favoreciendo una disposición sedimentaria más uniforme, en la Zona 4 y 5 el arrecife se encuentra prácticamente en la rompiente, fragmentando la deriva litoral y potenciando la formación de celdas (Escudero *et al*., 2019). Adicionalmente, ambas playas están dominadas por la presencia de beachrocks (Posada *et al*., 2011), que son afloramientos cementados de sedimentos arenosos en la zona intermareal (Vousdoukas *et al*., 2020). Estos cuerpos rígidos actúan como estructuras naturales que interrumpen el transporte litoral, generan cambios abruptos en los patrones de erosión-acreción y favorecen la segmentación del sistema en subceldas sedimentarias (Rutten *et al*., 2019). La interacción entre arrecife franjeante y beachrocks confiere a las playas de las Zona 4 y 5 una morfodinámica más compleja que la observada en Sound Bay, donde la ausencia de estos controles rígidos explica la mayor coherencia espacial en los patrones de rotación.

Cabe resaltar que la distribución irregular de los nodos y la ausencia de periodicidad definida en el espectro wavelet para las playas del reflejan una mayor exposición al forzamiento hidrodinámico, una complejidad topográfica considerable y la influencia de intervenciones antrópicas. Este patrón es consistente con lo reportado por Coco *et al*. (2014), quienes documentaron respuestas no estacionales de la línea de costa en entornos altamente energéticos sometidos a múltiples forzantes. Asimismo, en estas playas se identificaron subceldas de rotación: entre las playas de Decameron San Luis y Little Beach Baby para la Zona 4, y al Norte de Bowie Bay asimismo entre playa Charquitos y Elsy Bar para la Zona 5.

El tercer modo EOF, $E_3(x)$, captura la variabilidad de baja frecuencia asociada a ajustes morfológicos como la amplificación de cabos y el relleno de bahías, fenómeno descrito como "respiración costera" (Blossier *et al*., 2017; Ratliff and Murray, 2014; Soloy *et al*., 2022). Los salientes pueden ser más o menos pronunciados según el signo de la componente temporal, mientras que las ensenadas pueden experimentar erosión o acreción; valores positivos de $C_3(t)$ o score provocan una reducción en la amplitud del saliente y la acreción del centro de la ensenada, mientras que los componentes temporales negativos de $C_3(t)$ o score provocan una amplificación del saliente y la erosión del centro de la bahía (Fairley *et al*., 2009). Otros estudios como Antolínez *et al*. (2019) confirman que este modo captura inversiones cíclicas en la orientación de la costa, reflejando variabilidades morfoespaciales que no encajan en simples patrones de traslación o rotación. El "breathing" implica que ciertos sectores de la playa se adelantan mientras otros retroceden, alterando la curvatura de manera simultánea —un proceso dinámico que puede estar controlado por la interacción del oleaje con estructuras naturales o cambios locales en el gradiente del transporte litoral (Harley *et al*., 2015). Este modo captura con precisión variaciones espaciales complejas sobre escalas temporales interanuales o multidecadales, útiles para entender ajustes del perfil costero más allá de movimientos longitudinales o rotacionales lineales. Las playas Sprat Bight y Manchaneel Bay evidenciaron este patrón de variabilidad de la línea de costa debido a su configuración tipo ensenada, la cual favorece procesos de ajuste morfodinámico conocidos como *breathing*, caracterizados por la alternancia entre acreción y erosión en el centro de la ensenada y los cabos adyacentes (Ratliff and Murray, 2014; Blossier *et al*., 2017). La playa Gough Bay experimentó un *breathing* un poco asimétrico lo cual puede estar relacionado con la orientación de esta playa, donde el oleaje no incide de forma perpendicular sino oblicua (Olarte, 2019), lo que genera gradientes de transporte litoral desiguales, gracias a la geometría de la costa y la refracción del oleaje que condicionan la redistribución lateral del sedimento (Antolínez et al., 2019; Harley et al., 2015).

En contraste, en las playas Sound Bay, Tom Hooker, Decameron San Luis, Little Beach Baby, Km 18, Bowie Bay, playa Charquitos, Elsy Bar, South End y South West el tercer modo de variabilidad estuvo dominado por procesos de rotación de la línea de costa. Este patrón rotacional no presentó una estacionalidad claramente definida en ninguna de las playas; sin embargo, se identificaron periodicidades dominantes entre 15 y 30 meses, lo que sugiere la influencia de forzantes de mayor escala temporal. (Short and Trembanis, 2004; Harley *et al*., 2011; Turki *et al*., 2013). Cabe resaltar que estas playas presentan un arrecife franjeante que bordea el litoral y que puede ser causante de los

procesos rotacionales en el modo 3 para estas zonas. De acuerdo con Bodde *et al*. (2014) y Pomeroy (2018), los arrecifes franjeantes actúan como filtros energéticos que disipan el oleaje incidente, creando gradientes espaciales de energía que modifican la magnitud y dirección del transporte sedimentario, generando zonas de convergencia y divergencia sedimentaria. Según Pomeroy (2018) los arrecifes franjeantes ejercen un control morfodinámico a largo plazo sobre la evolución en la geometría de las playas adyacentes.

Por otro lado, se ha evidenciado que la posición de la línea de costa a escala global está influenciada por patrones climáticos como el ENSO, identificando que las anomalías del nivel del mar y la energía del oleaje, moduladas por estas oscilaciones, pueden generar efectos sincrónicos de erosión y acreción en diferentes regiones del planeta (Almar *et al*., 2023). Por su parte, Vos *et al*. (2023) demostraron, a partir de imágenes satelitales, que las fases de El Niño y La Niña inducen patrones coherentes de redistribución sedimentaria en numerosas costas del Pacífico, aunque con alta variabilidad regional. Esta respuesta diferencial depende de factores como la orientación costera, el grado de exposición al oleaje predominante y las condiciones morfodinámicas locales, lo cual explica por qué el ENSO no siempre se refleja en el modo dominante de variabilidad morfológica. Para el caso del Caribe, y particularmente en islas oceánicas como San Andrés y Providencia, la señal del ENSO se manifiesta de forma indirecta a través de teleconexiones atmosféricas que afectan el régimen de vientos alisios, el patrón de oleaje del Noreste y las anomalías del nivel del mar regional (Komar, 1939; Ortiz *et al*., 2013). Esto se traduce en una mayor energía incidente durante las fases La Niña (SOI positivo) y condiciones más calmadas durante eventos El Niño. En este trabajo, se reportaron correlaciones negativas y significativas con el SOI en los modos 2 y 3 para las playas de la Zona 4 y 5 para San Andrés, y South West en Providencia, lo que sugiere retrocesos de la línea de costa cuando el SOI está en su fase positiva (La Niña). En contraste, Gough Bay y Sprat mostraron correlaciones positivas con el SOI, indicando acumulación de sedimentos en condiciones El Niño.

Dado que en las playas de la Zona 4, Zona 5 y South West se identificaron subceldas de rotación asociadas al segundo y tercer modo de variabilidad, y considerando que dichas playas también presentan correlaciones significativas con el SOI, es razonable inferir que las fases del ENSO podrían influenciar estos patrones rotacionales. Este comportamiento es consistente con lo planteado por Anderson *et al*. (2018), quienes demostraron que la variabilidad climática interanual inducida por el ENSO influye en el transporte longitudinal de sedimentos, promoviendo la formación y

reorganización de celdas litorales en escalas estacionales y multianuales. En este contexto, los resultados del presente estudio sugieren que, en el Caribe, la señal del ENSO tiende a expresarse principalmente en modos 2 y 3 de variabilidad, mientras que los modos dominantes permanecen controlados por forzantes locales.

Para conocer las relaciones entre los nodos de variabilidad y la dinámica costera, se correlacionaron los parámetros de oleaje y variables atmosféricas con los nodos de variabilidad temporal (Tabla 6) para la playa Sprat Bight y la playa Tom Hooker. Para Sprat Bight, se identificó una correlación significativa entre $C_1(t)$ y F_{bl}, lo que subraya el papel del transporte transversal. Altos valores de F_{bl} indican un mayor movimiento sedimentario hacia la playa, que incrementa el potencial de transporte longitudinal. Este mecanismo favorece la acumulación de sedimentos en ciertos segmentos, especialmente al Oeste de Sprat Bight, posiblemente alimentado por sedimentos provenientes de la laguna coralina en el este, impulsados por movimientos oscilatorios del oleaje (Bosboom and Stive, 2021). Dada la orientación Este-Oeste de la playa Sprat Bight, la dirección del oleaje es crucial; bajo condiciones dominantes de oleaje del Este, el sedimento migra hacia el Oeste; sin embargo, durante eventos de oleaje del Norte, esta tendencia se revierte. Durante los periodos DEF, las olas del Norte evitan la disipación del arrecife y generan wave setup hasta diez veces mayor que las del Este, refractándose a través del canal occidental e impactando directamente el cabo, lo que intensifica las corrientes inducidas por oleaje. Según Van Overeem (2022), esto genera una inversión temporal del transporte sedimentario hacia el Sureste de Sprat Bight.

Tom Hooker evidenció una relación inversa entre $C_1(t)$ y variables como Q_l, F_{bl} y F_{bc}. Aquí, el transporte sedimentario es más influenciado por Hs_b que por Dp_b debido a la orientación de la playa (Norte-Sur). Este hallazgo concuerda con estudios previos (Quick, 1991; Van Overeem, 2022) que enfatizan la importancia de la disponibilidad sedimentaria bajo regímenes transversales para permitir redistribución longitudinal. Los resultados indican que el transporte sedimentario es predominantemente hacia el Sur, tal como lo reportó Olarte (2019), aunque se observan inversiones episódicas, como la del 2 de diciembre de 2016, que resaltan la naturaleza dinámica de estos flujos, aunque no sean visibles en promedios mensuales. Por otro lado, se ha documentado que no solo en Tom Hooker, sino en Sound Bay y Charquitos se ha evidenciado un retroceso significativo, donde formaciones de beachrock brindan una protección limitada. La ausencia de vegetación densa impide la retención de sedimentos, lo que ha provocado la invasión de arena sobre infraestructuras como la

vía Circunvalar (Henao and Morales, 2011), a pesar de los esfuerzos de mitigación con geotubos y tablestacas. Estas condiciones subrayan la necesidad de fortalecer el monitoreo y modelado numérico de los procesos hidrodinámicos y morfodinámicos en las playas del Sureste de San Andrés.

Este trabajo no solo permitió evaluar la variabilidad espacio–temporal de la línea de costa en las playas de San Andrés y Providencia, sino que también evidenció cómo dicha variabilidad está estrechamente vinculada a los procesos costeros dominantes. En particular, para los sectores de Sprat Bight y South West. se logró identificar las zonas con mayores tasas de erosión, lo cual constituye un insumo clave para que los tomadores de decisiones orienten de manera más efectiva las estrategias de mitigación, como restauración de pastos marinos y dunas, estructuras arrecifales biogénicas (Gracia *et al*., 2018), reutilización de material dragado y alimentación artificial de playas, opciones ya exploradas mediante simulación numérica por Van Overeem (2022) para Sprat Bight. Para traducir estos hallazgos en gestión ecosistémica, debe priorizarse la protección y restauración de la barrera coralina natural, que actúa como primera línea de defensa al atenuar la energía del oleaje y ofrecer hábitat a múltiples especies (Prato-Valderrama *et al*., 2025). La revegetación de manglares complementa esta defensa al disipar entre 5% y 39% de energía por metro lineal y brindar criaderos para fauna diversa (Morris *et al*., 2018). El monitoreo continuo de arrecifes y manglares mediante sensores IoT, fotogrametría con drones y percepción remota proveerá datos de alta resolución necesarios para una gestión adaptativa. Asimismo, integrar estas soluciones basadas en la naturaleza dentro de un marco de gestión costera integrada —que también incorpore defensas duras específicas, zonificación ecológica y esquemas de pagos por servicios ecosistémicos— garantizará la resiliencia multiescalar (Osorio-Cano *et al*., 2024; Rangel-Buitrago *et al*., 2025). Finalmente, acuerdos de co-manejo que combinen regulaciones de retroceso, estándares de diseño resiliente, cartografía participativa, educación ciudadana y monitoreo GIS en tiempo real fomentarán una cultura de corresponsabilidad costera y permitirán una gobernanza adaptativa basada en evidencia para proteger el litoral de San Andrés para las generaciones futuras (Rangel-Buitrago *et al*., 2018).

CAPÍTULO 4 EVALUACIÓN DE LA RESPUESTA ESPACIO TEMPORAL EN LA PLAYA MANCHANEEL BAY, PROVIDENCIA ANTE EL PASO DEL HURACÁN IOTA.

4.1 Introducción

Las islas presentan una alta variabilidad morfodinámica a lo largo de su línea de costa, resultado de la interacción entre forzamientos oceánicos, procesos naturales y alteraciones de origen antrópico. Un factor clave en esta dinámica es el transporte longitudinal de sedimentos, cuyos gradientes generan focos localizados de erosión o acreción, particularmente en sectores donde varían la orientación del litoral o el régimen de oleaje (Ashton *et al*., 2001), como se evidenció en el Capítulo 3. Las intervenciones humanas, mediante infraestructuras como espigones, malecones o rompeolas, intensifican esta heterogeneidad, al interrumpir el flujo natural de sedimentos y generar acumulación en barlovento y erosión en sotavento (Masselink and Lazarus, 2019).

Los eventos de tormenta episódicos añaden una capa adicional de complejidad, especialmente cuando ocurren en sucesión rápida. Bajo estas condiciones, la recuperación del sistema playa-duna se ve comprometida, y los efectos acumulativos de tormentas consecutivas pueden exceder los de un único evento extremo, erosionando progresivamente el volumen dunar y amplificando los focos de vulnerabilidad (Dissanayake *et al*., 2015). La magnitud y el patrón espacial del retroceso de dunas dependen de los niveles extremos del mar, la energía del oleaje, la morfología preexistente y el historial de tormentas (Beuzen *et al*., 2019; Houser, 2013). Así, sectores con playas estrechas o dunas bajas sufren erosión desproporcionada en etapas tempranas, mientras que zonas más robustas pueden resistir los primeros eventos, pero ceden en etapas posteriores al agotarse su reserva sedimentaria. Esta secuencia de impactos subraya la importancia de considerar tanto los gradientes sedimentarios a lo largo de la costa como la temporalidad de los eventos extremos para predecir la evolución costera.

En este contexto, la interacción entre sistemas arrecifales y dunares conforma una doble barrera natural esencial para mitigar los impactos de tormentas e inundaciones costeras. Los arrecifes de coral, debido a su topografía irregular y su ubicación frontal, desempeñan un papel crucial en la disipación de la energía del oleaje. Se ha estimado que pueden reducir hasta un 97% de dicha energía, siendo la cresta arrecifal responsable de una reducción del 64–76% en la altura de ola (Ferrario *et al*., 2014; Lugo-Fernández *et al*., 1998). Esta función es especialmente crítica considerando que más de 275 millones de personas habitan a menos de 30 km de un arrecife (Burke *et al*., 2011). Sin embargo, la continua degradación de estos ecosistemas, causada por sobrepesca, contaminación, expansión costera y eventos de blanqueamiento coralino (Alvarez-Filip *et al*., 2009), ha reducido su capacidad protectora, aumentando la exposición al oleaje durante tormentas. Las dunas costeras, por su parte, actúan como una segunda línea de defensa al disipar la energía residual del oleaje y limitar la intrusión marina (USACE, 2013). La altura, extensión y distribución de estas formaciones determinan la magnitud del impacto durante tormentas (Sallenger, 2000), y su capacidad de recuperación tras eventos extremos define la resiliencia costera ante futuros disturbios (Durán and Moore, 2013). Por tanto, la eficacia del sistema duna-arrecife como infraestructura natural de protección costera depende tanto de su estado ecológico y morfológico como de su capacidad de recuperación tras disturbios extremos. Su degradación compromete directamente la resiliencia de los territorios insulares ante el aumento del nivel del mar y la intensificación del clima extremo asociada al cambio climático. Para el ASAPSC, Rey *et al*. (2019) modelaron áreas susceptibles a la inundación por marea de tormenta para el archipiélago mediante el uso de ciclones tropicales hipotéticos. Mediante diversos escenarios de simulación, se identificaron zonas altamente susceptibles a inundación las costas orientales y el sector Norte de San Andrés – donde se ubica el principal asentamiento urbano–, así como la franja este de Providencia alrededor del aeropuerto y el canal al Norte hacia Santa Catalina, además del Sureste de Santa Catalina. Bajo dichos escenarios, se estimó que podrían inundarse por marejada de tormenta hasta un 13,4% del área de San Andrés, un 4,2% de Providencia y 4,4% de Santa Catalina, evidenciando la significativa porción territorial en riesgo a inundación. Estos eventos extremos han tenido profundas consecuencias sociales y económicas en el archipiélago, especialmente en la isla de Providencia, debido a los daños generalizados a la infraestructura y las viviendas, redes de servicios colapsadas, como consecuencia, una población temporalmente incomunicada (Rodríguez and Reyes, 2008). Aunque la ocurrencia de estos ciclones ha sido esporádica, sus impactos acumulados van desde la pérdida de playas y daños a los arrecifes coralinos, hasta la devastación casi total de la infraestructura insular y la alteración de las condiciones de vida de las comunidades locales (Gómez

et al., 2022). Estos hallazgos resaltan la urgencia de continuar investigando y monitoreando dichos eventos –incluyendo la producción de mapas de riesgo, evaluaciones post-tormenta de los ecosistemas y análisis socioeconómicos– para sustentar estrategias de mitigación y adaptación en este territorio insular vulnerable.

Este capítulo tiene como objetivo evaluar la respuesta de la playa de Manchaneel Bay ubicada en la isla de Providencia, al paso del huracán Iota. a partir de la estimación de la sobrelevación del nivel del mar por mareas (astronómica y de tormenta) y por el wave runup del oleaje, así como la caracterización de la altura de la duna con base a la topografía de alta resolución espacial (5mx5m), colectada por DIMAR-CIOH en el año 2015 (Rey *et al*., 2021). Tras comparar la sobre-elevación del nivel del mar por las contribuciones antes mencionadas con la altura de la duna, se identificaron y analizaron los regímenes de impacto costero propuestos por Sallenger (2000), a saber: *swash, collision, overwash e inundation*, los cuales permiten establecer una relación entre la magnitud de la sobre-elevación del nivel del mar y la morfología de la duna costera. Se escogió la playa de Manchaneel Bay para aplicar el modelo de Sallenguer (2020) debido a que es la más expuesta al oleaje en Providencia dada su orientación Norte-Sur y a que ya se contaban con resultados previos de simulación de la hidrodinámica, generados por Rey *et al*. (2021) para el huracán Iota en esta isla. Este enfoque proporciona un marco conceptual robusto para la evaluación del peligro por inundación en playas arrecifales, como Manchaneel Bay y contribuye a la comprensión de la respuesta costera de sistemas insulares frente a eventos hidrometeorológicos extremos.

4.2 Marco Teórico

La respuesta hidrodinámica de las costas con frente arrecifal está fuertemente condicionada por la morfología del arrecife coralino ya que controlan los procesos de transformación y disipación del oleaje incidente (Franklin *et al*., 2018; Lowe *et al*., 2005), actuando como un amortiguador natural para las islas y costas de baja altitud ante peligros costeros como tormentas, huracanes y erosión (Meoded-Stern *et al*., 2025). La geomorfología de un arrecife de barrera típico se divide en tres regiones principales (Figura 23): (1) un antearrecife inclinado (*fore reef*), (2) una planicie arrecifal (*reef flat*) caracterizada por una pendiente mínima del fondo, y (3) una laguna arrecifal (*lagoon*) (Wiens, 1962), este formato también está representado en la Figura 23 b, en la playa Manchaneel.

A medida que el oleaje se propaga sobre el arrecife, experimenta una serie de transformaciones. Las olas comienzan a interactuar con el fore-reef cuando su longitud de onda se vuelve comparable con la profundidad, lo cual genera diferentes procesos tales como asomeramiento, refracción y reflexión. En la barrera se genera una disipación masiva del oleaje debido a la rotura sobre la cresta y a la fricción del fondo dada la estructura rugosa de los corales. Posteriormente, una vez que el oleaje cruza la cresta, entra en la laguna arrecifal, se generan olas secundarias, cuya energía se transfiere a las olas de infra gravedad (baja frecuencia), generando una sobre-elevación del nivel de mar debido al oleaje (wave setup) dentro de la laguna (Cheriton *et al*., 2016; Longuet-Higgins and Stewart, 1964; Van Dongeren *et al*., 2007). Como el nivel del agua dentro de la laguna arrecifal es más alto que en el mar, el agua busca salir de regreso al océano, generalmente a través de canales o cortes en la barrera (canales de descarga), creando corrientes de retorno, y en general sistemas de circulación (Fajardo and Lonin, 2021; Yuan *et al*., 2023). El oleaje dentro de la laguna arrecifal avanza hacia la costa y al experimentar asomeramiento, aumenta su altura mientras disipa parte de su energía a través de la fricción de fondo. Finalmente, su altura alcanza una fracción crítica de la profundidad y las olas se tornan inestables, provocando su rompimiento (Lowe *et al*., 2005). Lugo-Fernández *et al.* (1998) documentaron una reducción del 65–71% de la energía del oleaje entre el fore-reef y la cresta. Sin embargo, al incluir la planicie arrecifal esta reducción es del 78–88%. De forma similar, Ferrario *et al*. (2014) estimaron que un sistema arrecifal completo puede disipar hasta un 97% de la energía de las olas de aguas profundas, siendo la cresta arrecifal responsable de aproximadamente el 86% de dicha disipación.

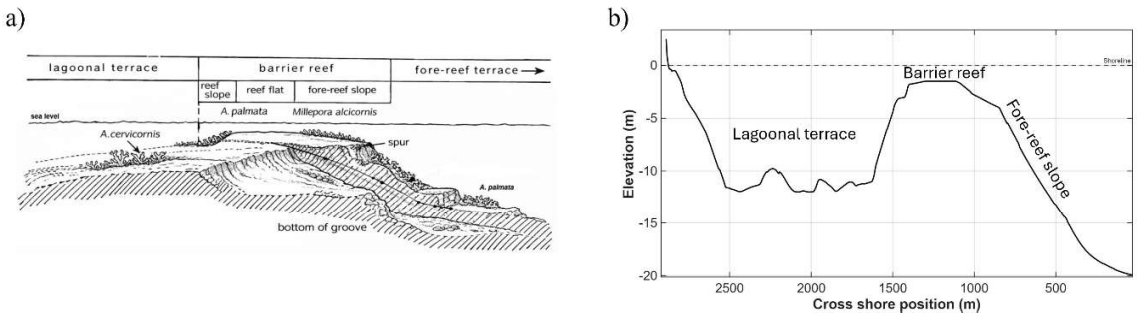


Figura 23. Diagrama de una barrera arrecifal continua. a) Corte transversal de una barrera continua. Amplitud de la barrera de 100 m. Modificado de Geister (1992). b) Perfil completo de la barrera arrecifal en la playa de Manchaneel en Providencia.

Sin embargo, aunque los arrecifes coralinos atenúan la acción del oleaje, protegiendo las costas de la energía del oleaje, esta función protectora no elimina completamente el riesgo de inundación en islas

bajas y atolones. Diversos estudios han demostrado que, bajo condiciones de oleaje energético generado por oleaje tipo swell, los arrecifes pueden inducir altos niveles de wave setup y amplificar ondas infragravitatorias, lo cual incrementa significativamente el wave runup sobre playas con frente arrecifal (Hoeke *et al*., 2013). Esta dinámica, combinada con el aumento proyectado del nivel medio del mar, ha llevado a una creciente preocupación sobre la exposición de los territorios insulares frente a la inundación oceánica (Solomon *et al*., 2007). Factores adicionales que contribuyen a eventos extremos incluyen la marejada ciclónica, los máximos de marea astronómica, las variaciones regionales del nivel del mar tales como las asociadas al fenómeno El Niño–Oscilación del Sur, el aumento del nivel medio de mar por el cambio climático (IPCC, 2021) y la llegada de trenes de olas generadas por tormentas distantes (swell) (Seneviratne and *et al*., 2012). En este contexto, se vuelve fundamental contar con estimaciones rápidas y precisas del wave runup sobre playas arrecifales, como base para la evaluación y gestión del riesgo de inundación costera (Beetham and Kench, 2018; Quataert *et al*., 2015).

En este marco de creciente exposición y riesgo costero en ambientes insulares arrecifales, resulta imprescindible comprender los procesos físicos que determinan la elevación del nivel del mar inducida por el oleaje. El wave runup, definido como la elevación vertical máxima que alcanza el agua sobre la superficie terrestre a partir del embate de las olas, constituye uno de los principales mecanismos responsables de la inundación costera en playas y arrecifes coralinos (Holman, 1986; Stockdon *et al*., 2006). Este parámetro no representa un fenómeno único, sino el resultado de la interacción entre dos componentes fundamentales: el wave setup y el swash.

El wave setup corresponde a la sobre-elevación cuasi-estática del nivel medio del agua respecto al nivel en reposo, generada por la pérdida del momento de las olas al romper sobre fondos someros como las crestas arrecifales o playas de baja pendiente (Longuet-Higgins and Stewart, 1964; Symonds *et al*., 1982). Este proceso genera un aumento sostenido del nivel del mar hacia la costa y constituye la base sobre la que actúan otras oscilaciones de mayor frecuencia. Por su parte, el swash es el movimiento oscilatorio de subida y bajada de la lámina de agua sobre la zona intermareal, impulsado por el colapso de las olas sobre la playa o el reef flat. Este proceso incluye tanto las oscilaciones asociadas al periodo de las olas incidentes (alta frecuencia) como aquellas de periodo más largo e infragravitatorio, generadas por la modulación de los trenes de olas (Guza and Thornton, 1981; Van Dongeren *et al*., 2007).

La superposición del wave setup y el swash determina el wave runup sobre la playa, que en contextos arrecifales puede alcanzar cotas elevadas, incluso en presencia de una disminución aparente de la energía del oleaje incidente (Péquignet *et al*., 2009; Roeber and Bricker, 2015). En efecto, si bien los arrecifes coralinos disipan una fracción significativa del oleaje entrante, especialmente en su zona de rompiente (Ferrario *et al*., 2014), también inducen importantes configuraciones de setup y permiten la amplificación de ondas infragravitatorias sobre plataformas someras y de escasa pendiente, como ocurre en muchos reef flats (Cheriton *et al*., 2016; Lowe *et al*., 2005).

Varios estudios (Beetham and Kench, 2018; Quataert *et al*., 2015) han demostrado que, en ambientes insualres, el wave runup puede ser la principal contribución a la sobreelevación del nivel del mar en la costa, superando incluso los aportes de la marejada ciclónica durante eventos extremos. Esto resalta la importancia de incorporar de forma explícita estos procesos en la modelación del riesgo costero, particularmente en islas bajas y atolones donde pequeños incrementos del nivel del mar inducido por olas pueden tener consecuencias desproporcionadas sobre la infraestructura, los ecosistemas y la seguridad humana (Hoeke *et al*., 2013; Storlazzi *et al*., 2006).

Con el fin de evaluar el impacto morfodinámico de eventos extremos sobre zonas costeras, Sallenger (2000) propuso una metodología basada en la relación entre los niveles de agua inducidos por tormentas (marea astronómica, marejada ciclónica, wave setup y wave runup) y los rasgos topográficos clave del perfil costero, como la base y la cresta de la duna o berma. Esta clasificación, conocida como la *Storm Impact Scale*, distingue cuatro regímenes de impacto costero: *Swash, Collision, Overwash, y Inundation*. Esta metodología ha sido ampliamente utilizada (Franklin *et al*., 2018; Rey *et al*., 2021, 2019a; Sallenger, 2013; Wang and Roberts Briggs, 2015) para predecir el tipo de respuesta costera frente a tormentas extremas, y resulta especialmente útil en ambientes insulares de baja altitud como Providencia, donde pequeñas variaciones en el runup pueden cambiar drásticamente el régimen de impacto.

4.3 Metodología

Con el propósito de analizar la evolución espacio–temporal del impacto de las tormentas en la playa Manchaneel Bay localizada en la isla de Providencia, se adoptó la metodología de evaluación de impactos costeros propuesta por Sallenger (2000). Este enfoque permite clasificar el impacto de eventos extremos a partir de la comparación entre los niveles extremos del agua inducidos por tormentas y la morfología costera, con especial énfasis en los rasgos topográficos asociados al sistema playa–duna. El impacto de tormenta se evaluó a lo largo del frente costero de la playa Manchaneel Bay mediante un conjunto de perfiles perpendiculares a la línea de costa, seleccionados de manera que representaran la variabilidad longitudinal tanto de la morfología como de la exposición al oleaje (Figura 6 d). A diferencia de las costas arenosas continentales, Providencia corresponde a un sistema insular arrecifal de baja altitud, donde la respuesta costera frente a eventos extremos está fuertemente condicionada por la presencia del arrecife frontal, la planicie arrecifal y la limitada elevación del relieve costero.

La caracterización morfológica se realizó a lo largo de cada transecto utilizando información topobatimétrica de alta resolución (5 m x 5 m) obtenida mediante levantamientos LIDAR y levantamiento batimetrico realizado con multihaz por la Dirección General Marítima (DIMAR) en convenio con Navoceano entre el año 2015 a 2017, ver Figura 6b. Los datos batimétricos fueron adquiridos por los buques oceanográficos de la Armada colombiana «ARC Providencia» y ARC “Malpelo”, utilizando un sistema multihaz Kongsberg modelo EM302 con una frecuencia de operación de 30 kHz. Dado que el levantamiento batimétrico se realizó en las aguas someras adyacentes a la zona emergida de las islas, fue necesario aumentar la densidad de las líneas para cubrir toda la zona manteniendo la superposición. Como resultado, se obtuvo una carta batimétrica en el área de estudio con una resolución espacial de 35 m por píxel (Oviedo-Prada et al., 2024, 2021). El software utilizado para la recopilación de datos hidrográficos es el Sistema de Información Marina (SIS), configurado con un ángulo de apertura de 70°, con una superposición del 30% para asegurar una cobertura del fondo del 100%, según las normas de la OHI (Organización Hidrográfica Internacional) (OHI, 2024). Además, se empleó el posicionamiento diferencial con el sistema Seapath, que garantiza una precisión centimétrica en el levantamiento batimétrico. Para la referenciación horizontal y vertical de los datos hidrográficos, se utilizó una metodología previamente propuesta (Jigena et al., 2014; Jigena-Antelo et al., 2016).

La estimación de los niveles extremos del agua asociados al huracán Iota se llevó a cabo mediante la combinación de modelos numéricos hidrodinámicos y de oleaje, junto con parametrizaciones empíricas para el cálculo del wave runup en playas con frente arrecifal. En este análisis se consideraron explícitamente las contribuciones de la marea astronómica, la marejada ciclónica, el wave setup y el wave runup, reconociendo que, en ambientes arrecifales, este último puede constituir el componente dominante del nivel extremo del agua durante eventos de alta energía (Rey *et al*., 2021). Finalmente, a partir de la comparación entre los niveles extremos del agua y los parámetros morfológicos, se identificaron los regímenes de impacto costero definidos por Sallenger (2000*): swash, collision, overwash e inundation*. Esta clasificación permitió evaluar la respuesta de la playa Manchaneel Bay frente a eventos extremos tales como el huracán Iota, proporcionando una base física sólida para la interpretación de los procesos de inundación costera en un contexto insular arrecifal.

4.3.1 Modelo de Escalamiento del Impacto de Tormentas

El modelo de escalamiento del impacto de tormentas propuesto por Sallenger (2000) permite predecir la respuesta de islas barrera y playas frente a eventos extremos mediante el acoplamiento entre el forzamiento hidrodinámico inducido por la tormenta y la morfología costera, particularmente la asociada al sistema playa–duna. Este enfoque se fundamenta en la comparación entre dos niveles característicos del agua, Rhigh y Rlow, y dos parámetros morfológicos clave, Dhigh y Dlow, los cuales representan la cresta y la base de la duna, respectivamente.

El nivel Rhigh se define como el nivel extremo máximo del agua durante un evento de tormenta y se calcula utilizando la Ecuación 13,

$$Rhigh = R_{2\%} + \eta_{mean} \qquad \textit{Ecuación 13}$$

Donde $R_{2\%}$ es wave runup con excedencia del 2% y η_{mean} es la suma de la marea astronómica y la marejada ciclónica. El wave runup incluye tanto la contribución del wave setup como del swash, reflejando así el efecto combinado del aumento medio del nivel del mar inducido por la rotura del oleaje y las oscilaciones dinámicas de la lámina de agua sobre la playa. Por su parte, Rlow representa el nivel por debajo del cual la playa permanece continuamente sumergida durante la tormenta y se

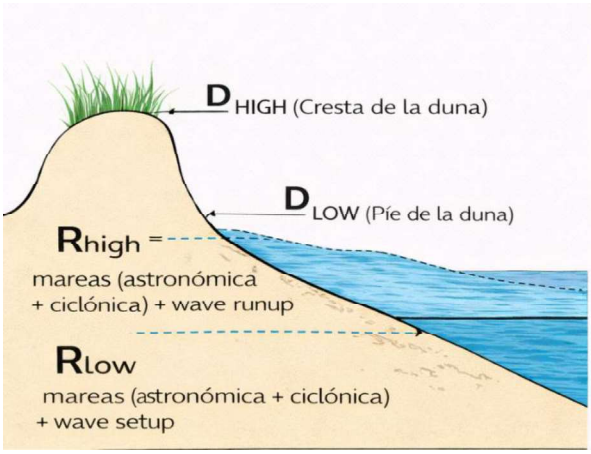
define como la como la suma de la marea astronómica, la marejada ciclónica y el wave setup (Sallenger, 2000), ver Ecuación 14,

$$Rlow = Rhigh - swash \qquad \textit{Ecuación 14}$$

En este sentido, la diferencia entre Rhigh y Rlow corresponde exclusivamente a la amplitud del swash, incluida únicamente en Rhigh.

Desde el punto de vista morfológico, Dhigh corresponde a la elevación de la cresta de la duna frontal o, en ausencia de esta, a la cresta de la berma de playa. El parámetro Dlow representa la elevación de la base de la duna (dune toe). En aquellos casos en los que no existe una duna bien definida, se asume que Dlow = Dhigh, lo que implica la ausencia de un sistema dunar diferenciado.

A partir de la relación entre los niveles extremos del agua (Rhigh y Rlow) y los parámetros morfológicos (Dlow y Dhigh), el modelo identifica cuatro regímenes de impacto costero (Figura 24). El régimen de swash ocurre cuando el wave runup permanece confinado a la zona de anteplaya (Rhigh < Dlow), generando erosión principalmente en el perfil de playa, con transporte de sedimentos mar adentro que suele revertirse bajo condiciones de oleaje más calmadas. El régimen de collision se presenta cuando el nivel máximo del agua supera la base de la duna, pero no su cresta (Dhigh > Rhigh > Dlow), provocando la colisión repetida del runup contra el frente dunar y una erosión potencialmente más persistente, dado que la recuperación de las dunas depende de procesos eólicos de mayor escala temporal. En este régimen, el sedimento erosionado suele transportarse mar adentro o a lo largo de la costa y no retorna fácilmente a la duna.



Condición Runup/Marejada	Régimen de impacto	Respuesta morfologica
RHigh < DLow	Swash (batida/vaivén)	Erosión del perfil
RHigh > DLow	Colisión	Colapso de la duna
RHigh > DHigh	Overwash (sobre-lavado)	Erosión y llenado
RLow > DHigh	Inundación	Apertura de canal

Figura 24. Escala de impacto de tormenta. Modificado de Hoagland *et al*. (2023) y Sallenger (2000).

El régimen de *overwash* se produce cuando Rhigh excede la cresta de la duna (Rhigh > Dhigh), lo que implica el sobrepasamiento del sistema dunar o de la berma. En este caso, el sedimento es transportado tierra adentro y raramente retorna al frente costero bajo condiciones post–tormenta, aunque procesos como el transporte eólico pueden contribuir parcialmente a su redistribución. Este régimen favorece la migración neta de la barrera o playa en dirección tierra adentro. Finalmente, el régimen de *inundation* ocurre cuando Rlow supera la cresta de la duna (Rlow > Dhigh), generando una inundación continua en la que la playa y las dunas permanecen completamente sumergidas durante el evento. Observaciones limitadas sugieren que, bajo este régimen, el transporte neto de sedimentos ocurre predominantemente hacia tierra adentro, con desplazamientos del orden de kilómetros, aunque se reconoce la necesidad de más estudios para caracterizar plenamente este proceso.

Dado que tanto la morfología costera como los niveles extremos del agua presentan una marcada variabilidad longitudinal, es esperable que el régimen de impacto varíe espacial y temporalmente a lo largo del frente costero durante el paso de una tormenta. No obstante, el modelo de escalamiento de impactos resulta particularmente útil para predecir el impacto inicial de un evento extremo, bajo el supuesto de que los cambios morfológicos durante la tormenta no son lo suficientemente grandes como para modificar sustancialmente los umbrales definidos por Dlow y Dhigh. En casos donde la geometría costera se altera de forma significativa durante el evento, el régimen de impacto puede

evolucionar hacia niveles de mayor severidad, lo que refuerza la utilidad del modelo como herramienta diagnóstica y predictiva en estudios de riesgo costero.

4.3.2 Morfología Playa–Duna

La caracterización de la morfología playa–duna se realizó a partir de un modelo digital del terreno (MDE) de alta resolución, construido con información topográfica obtenida mediante levantamientos LIDAR disponibles para la isla de Providencia. Este producto permitió representar con detalle la topografía costera de la playa Manchaneel Bay y su entorno inmediato, con una resolución espacial del orden de 5 m², adecuada para identificar los rasgos morfológicos relevantes asociados al sistema playa–duna.

A partir del MDT se extrajeron seis de perfiles transversales a la línea de costa, perpendiculares al frente costero, distribuidos a lo largo de la playa Manchaneel Bay con el objetivo de capturar la variabilidad longitudinal de la morfología. Cada perfil fue definido con origen en una profundidad de -20 m, extendiéndose tierra adentro una distancia suficiente para incluir los principales rasgos topográficos del sistema playa–duna (+3 m). Esta aproximación permitió analizar de manera consistente la geometría costera a lo largo del área de estudio.

En cada perfil se identificaron tres puntos característicos: la posición de la línea de costa (shoreline), la base de la duna (Dlow) y la cresta de la duna (Dhigh) (Figura 25). La línea de costa fue identificada como el límite entre superficie emergida y superficie inundada durante el levantamiento LIDAR, lo que proporciona una referencia geométrica coherente para el análisis morfológico.

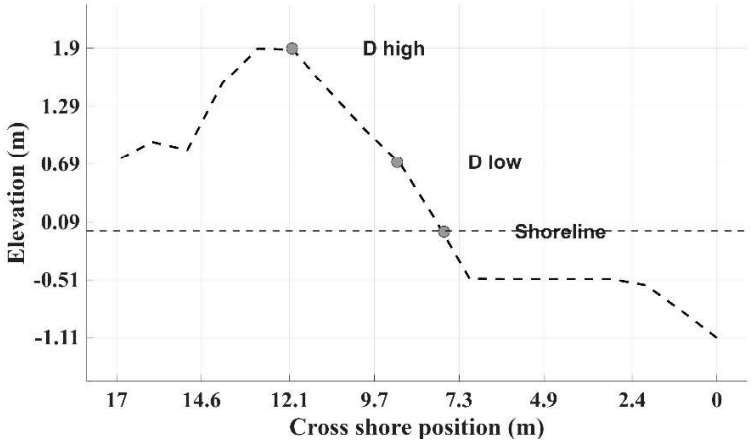


Figura 25. Perfil recortado para playa para Manchaneel Bay desde una profundidad de -1.1 m.

Siguiendo criterios ampliamente utilizados en estudios de dinámica costera, el ancho de la playa se definió como la distancia horizontal entre la línea de costa y el pie de la duna (Dlow) o, en aquellos sectores donde no se identifica una duna frontal, hasta la cresta de la berma. Adicionalmente, a partir de los perfiles transversales se estimaron parámetros morfológicos como la pendiente media de la playa, así como las características geométricas de la duna, incluyendo su altura y posición relativa respecto a la línea de costa.

4.3.3 Oleaje e hidrodinámica costera

El oleaje y la hidrodinámica generada por el huracán Iota fue tomada de resultados de simulación de Rey *et al*., 2021, para lo cual usaron el modelo espectral de oleaje de tercera generación del MIKE 21 SW (DHI, 2014) y el modelo hidrodinámico MIKE 21 HD (DHI, 2022), respectivamente. El modelo SW resuelve el balance espectral de energía del oleaje y permite representar de forma explícita los principales procesos físicos involucrados en la generación, propagación y disipación de las olas, incluyendo la interacción viento–oleaje, el asomeramiento, la refracción, la fricción de fondo y la ruptura. La formulación de los términos fuente, las ecuaciones gobernantes, los esquemas de integración temporal y los parámetros del modelo pueden consultarse en (DHI, 2014). El modelo hidrodinámico HD resuelve numéricamente las ecuaciones RANS (Reynolds Averaged Navier-Stokes) para un flujo bidimensional e incompresible de la forma de Reynolds; la fricción de fondo es calculada con la ecuación de Manning o de Chezy, y los coeficientes de viscosidad de remolino se

usan para definir las condiciones de turbulencia. Las ecuaciones base del modelo son: las de continuidad y de momentum e incluye las ecuaciones de temperatura, salinidad y densidad. La discretización de las ecuaciones primitivas se lleva a cabo por medio del método de volumen en el centro de la celda (DHI, 2022). Para ambos casos, los modelos fueron forzados en la superficie con campos de viento y de presión, generados con los modelos paramétricos de viento (Jelesnianski *et al*., 1992) y de presión (Holland, 1980), respectivamente, para el huracán Iota.

Para la estimación del wave runup se extrajeron los parámetros del oleaje (H_0, T_0 y Dp_{off}) del dominio del modelo SW para diferentes 6 perfiles espaciados a una distancia de 105 m, con origen a una profundidad de -20m, tal como se ven la Figura 6d. Posteriormente, se usaron tres modelos paramétricos (Liu *et al*., 2023; Medellín *et al*., 2016; Senechal *et al*., 2015) del wave runup para estimar la sobre-elevación del nivel del mar por oleaje en la playa. Esta configuración se usó para evaluar la respuesta de la playa tanto espacial como temporal.

4.3.4 Parametrización de las predicciones del wave runup

La elevación máxima del runup ha sido tradicionalmente parametrizada como función de la altura de ola en aguas profundas H_0, el período T_0 y la pendiente de la playa β_f. Sin embargo, estudios recientes han demostrado que este práctica podría diferir significativamente en costas con arrecifes de barrera, donde la disipación del oleaje en la cresta arrecifal, la propagación sobre la terraza arrecifal y el incremento de la energía infragravitatoria modifican la partición entre setup y swash, alterando los niveles extremos del mar por el oleaje (Franklin *et al*., 2018; Franklin and Torres-Freyermuth, 2022; Liu *et al*., 2023; Mase *et al*., 2013; Medellín *et al*., 2016).

Diversas parametrizaciones empíricas han sido propuestas para estimar el runup (Tabla 7). La formulación de Stockdon *et al*. (2006) es ampliamente utilizada en playas arenosas abiertas y relaciona el runup con el número de Iribarren y la pendiente del frente de playa, mostrando buen desempeño en ambientes disipativos–reflectivos. De forma similar, Senechal *et al*. (2015) y Medellín *et al*. (2016) enfatizan el rol dominante del swash infragravitatorio bajo condiciones energéticas, mejorando la estimación de eventos extremos en playas expuestas. No obstante, ambas

aproximaciones fueron desarrolladas principalmente para costas sin arrecifes, por lo que no representan explícitamente los procesos de disipación sobre plataformas arrecifales.

Tabla 7. Parametrizaciones del runup según diversos autores.

Autor	Parametrización de runup	Variables principales
Stockdon *et al.* (2006)	$R_{2\%} = 1.1\left[0.35\frac{\beta_f}{\sqrt{H_0 L_0}} + \frac{\sqrt{H_0 L_0 (0.563\beta_f^2 + 0.004}}{2}\right]$	H_0: es altura de ola en aguas profundas; L_0: longitud de onda en aguas profundas; β_f : pendiente de la playa $\frac{\beta_f}{\sqrt{H_0 L_0}}$: Numero de Irribarren
Sénechal *et al.* (2011)	$R_{2\%} = 2.14 * \tanh(0.4 H_s)$	H_s: es altura de ola en aguas profundas
Medellín *et al.* (2016)	$R_{2\%} = 1.62 * \tanh(0.39 H_s)$	H_s: es altura de ola en aguas profundas

Finalmente, la parametrización de Liu *et al*. (2023) considera explícitamente la influencia de la morfología arrecifal y la generación de energía infragravitatoria, mostrando mejor desempeño en playas protegidas por arrecifes de barrera. Para representar estos procesos, se adoptó la metodología propuesta por Liu *et al*. (2023), la cual formula el runup adimensional $R_{2\%}/H_0$mediante una relación empírico–potencial que incorpora explícitamente parámetros hidrodinámicos y geomorfológicos del arrecife. La forma general del modelo se expresa como:

$$\frac{R_{2\%}}{H_0} = a_1\left[a_2 - log\left(\frac{L_r}{T_p\sqrt{g h_r}}\right)\right]\left(\frac{H_0}{L_0}\right)^{b_1} c_f^{\,b_2}\beta_f^{\,b_3}\left(\frac{h_r}{H_0}\right)^{b_4}\beta_F^{\,b_5} \quad \text{Ecuación 15}$$

donde:

L_r es la longitud del reef flat,

h_r la profundidad media del reef flat,

L_0 la longitud de onda en aguas profundas,

c_f el coeficiente de fricción,

β_f la pendiente del frente de playa (foreshore),

β_F la pendiente del talud posterior (forereef),

a_i y b_i coeficientes empíricos ajustados.

La geometría del arrecife se obtuvo a partir de perfiles batimétricos transversales. Para cada perfil se estimaron tres parámetros morfológicos relevantes para la modelación hidrodinámica del oleaje sobre arrecifes: la longitud del reef flat (L_r), la profundidad media del reef flat h_r y la pendiente del forereef (β_F).

La identificación del reef flat se realizó mediante un criterio geomorfológico basado en dos condiciones. Primero, que la elevación del fondo se encuentre dentro de un rango de aguas someras, definido entre −3 m y -1 m de profundidad (Díaz *et al*., 1996). Segundo, que la pendiente absoluta del perfil sea menor que un umbral predefinido ($|\, dz/dx \,| \leq 0.02$), lo cual indica una superficie aproximadamente horizontal. A lo largo de cada perfil se identificaron los segmentos continuos que cumplen simultáneamente ambas condiciones. Entre estos segmentos se seleccionó aquel con la mayor extensión horizontal, asumiendo que representa la plataforma arrecifal dominante. Con el fin de evitar la detección de superficies planas asociadas a irregularidades locales o ruido topográfico, únicamente se consideraron segmentos con una longitud mínima de 30 m, dicho esto, la longitud del *reef flat* (L_r) se definió como la distancia horizontal entre los extremos del segmento seleccionado. Por su parte, la profundidad media del *reef flat* (h_r) se calculó como la mediana de las elevaciones dentro de dicho tramo, lo que permite reducir la influencia de valores atípicos. La pendiente del forereef (β_F) se estimó mediante un ajuste lineal aplicado al tramo del perfil ubicado mar afuera del borde del *reef flat.* Posteriormente, se seleccionó el tramo correspondiente a la terraza prearrecifal, definido entre las profundidades de −20 m y −6 m (Díaz *et al*., 1996). Sobre este segmento se ajustó una regresión lineal y la pendiente resultante se tomó como una aproximación de la pendiente media del forereef, calculada como el valor absoluto del gradiente vertical respecto a la distancia horizontal.

La pendiente del frente de la playa fue calculada con anterioridad al momento de caracterizar la morfología playa duna, mediante una regresión líneal entre el pie de la duna (Dlow) y la línea de costa (shoreline) (Figura 25). Por último, la longitud de onda en aguas profundas se calculó mediante la Ecuación 16,

$$L_0 = \frac{g T_p^2}{2\pi} \qquad \text{Ecuación 16}$$

La fricción del fondo (c_f) asociada a la presencia de especies específicas de coral, o a cualquier distribución de estas, no fue incluida en el modelo paramétrico. En su lugar, se estableció un coeficiente de fricción espacialmente uniforme de 0.164, con el fin de representar la disipación de energía por fricción en el fondo (Escudero *et al*., 2019; Navarro *et al*., 2021).

Para cada condición de oleaje simulada, se calcularon h_r/H_0y $L_r/(T_p\sqrt{gh_r})$. El primero representa la relación entre la profundidad media sobre el reef flat (h_r) y la altura significativa del oleaje en aguas profundas (H_0), y permite evaluar la eficiencia del rompimiento de ola en función de la someridad relativa del arrecife. El segundo cociente relaciona la longitud del reef flat (L_r) con una escala de longitud dinámica determinada por el período pico del oleaje (T_p), la gravedad (g) y la profundidad arrecifal, y se interpreta como un indicador del grado de disipación del oleaje a lo largo del arrecife. Ambos parámetros fueron empleados para clasificar las condiciones hidrodinámicas en subconjuntos representativos, sobre los cuales se aplicó la ecuación específica derivada de la formulación general (Ecuacuón 15) con el fin de estimar el wave runup extremo ($R_{2\%}$).

La Ecuación 15 constituye la base conceptual del modelo. No obstante, debido a la alta variabilidad morfológica de los sistemas arrecifales, un único conjunto de coeficientes no reproduce adecuadamente todos los escenarios hidrodinámicos. Por ello, Liu *et al*. (2023). subdividieron el conjunto de datos en cuatro subconjuntos (subsets) y recalibraron la Ecuación 13 para cada régimen específico.

Subset I, Si $\left(\frac{h_r}{H_0} \leq 0.92 \quad \text{y} \quad \frac{L_r}{T_p\sqrt{gh_r}} \leq 6.31\right)$, entonces:

$$\frac{R_{2\%}}{H_0} = 0.096\left[2.282 - log\left(\frac{L_r}{T_p\sqrt{gh_r}}\right)\right]\left(\frac{H_0}{L_0}\right)^{0.255} c_f^{-0.237}\beta_f^{0.242}\left(\frac{h_r}{H_0}\right)^{0.103}\beta_B^{0.152}$$ Ecuación 17

Subset II: Si $\left(\frac{h_r}{H_0} \leq 0.92 \quad \text{y} \quad \frac{L_r}{T_p\sqrt{gh_r}} > 6.31\right)$, entonces

$$\frac{R_{2\%}}{H_0} = 0.063\left[2.854 - log\left(\frac{L_r}{T_p\sqrt{gh_r}}\right)\right]\left(\frac{H_0}{L_0}\right)^{0.205} c_f^{-0.271}\beta_f^{0.230}\left(\frac{h_r}{H_0}\right)^{0.104}\beta_B^{0.095}$$ Ecuación 18

Subset III: Si $\left(0.92 < \frac{h_r}{H_0} \leq 2.25\right)$, entonces:

$$\frac{R_{2\%}}{H_0} = 0.113\left[2.614 - log\left(\frac{L_r}{T_p\sqrt{gh_r}}\right)\right]\left(\frac{H_0}{L_0}\right)^{-0.086} c_f^{-0.326}\beta_f^{0.037}\left(\frac{h_r}{H_0}\right)^{0.273}\beta_B^{0.294}$$ Ecuación 19

Subset IV Si $\left(\frac{h_r}{H_0} > 2.25\right)$, entonces,

$$\frac{R_{2\%}}{H_0} = 0.060\left[3.293 - log\left(\frac{L_r}{T_p\sqrt{gh_r}}\right)\right]\left(\frac{H_0}{L_0}\right)^{-0.227} c_f^{-0.274}\beta_f^{-0.007}\left(\frac{h_r}{H_0}\right)^{0.277}\beta_B^{0.387}$$ Ecuación 20

Esta metodología permite capturar con mayor precisión el efecto modulador de la morfología arrecifal sobre la propagación del oleaje hacia la costa. Estos cálculos fueron realizados en el software Matlab 2024b. Al momento de realizar los cálculos de los subset, la relación obtenida entre los parámetros $\frac{H_0}{L_0}$ y $\frac{L_r}{T_p\sqrt{gh_r}}$ ubicó al sistema arrecifal dentro del subset II, por tal motivo para el cálculo del $R_{2\%}$ se empleó la Ecuación 18.

4.4 Resultados

4.4.1 Forzamiento hidrodinámico

La Figura 26 muestra la evolución espacio–temporal del clima de oleaje asociado al huracán Iota, representado mediante la Hs y Tp extraídos del dominio del modelo de oleaje SW a una profundidad de 20 m a lo largo del frente costero de la playa Manchaneel Bay. Los resultados evidencian un incremento progresivo de Hs hasta de 10 m (a una profundidad de 20 m) conforme el huracán Iota se acerca a la isla, asociado con periodos pico de olas largas (13.5 s). Sin embargo, cuando Iota se aleja de Providencia la energía del oleaje disminuye, tal como se describe en Rey et. al 2021. Dado el corto frente de la playa de Manchaneel Bay aproximadamente de 500 m, no se evidencia una variabilidad espacial de Hs a lo largo del frente costero.

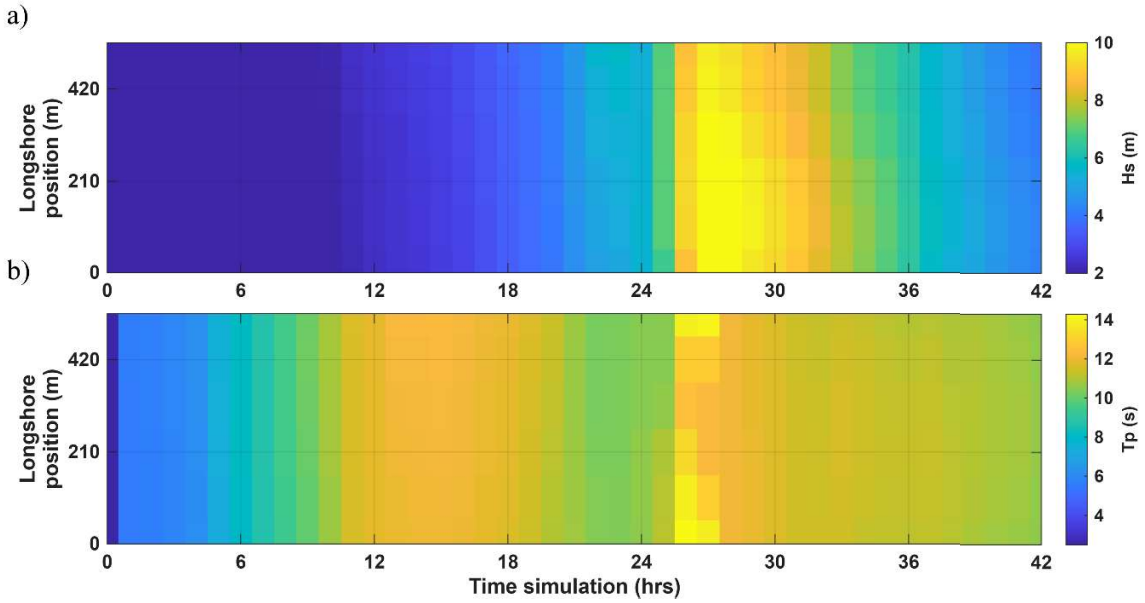


Figura 26. Estado de mar asociado al por el huracán Iota por la isla de Providencia. a) altura de ola significante y b) Periodo pico.

El análisis del Tp revela un comportamiento coherente con la evolución del huracán. Durante el pico del evento, los periodos dominantes alcanzan valores elevados, del orden de 12-13 s, lo que sugiere la presencia de oleaje tipo swell. Esta combinación de alturas significativas elevadas y periodos largos resulta particularmente relevante para la generación de wave setup y de oscilaciones infragravitatorias sobre la plataforma arrecifal, procesos que controlan en gran medida el wave runup en playas con frente coralino.

4.4.2 Impacto de tormenta máximo a lo largo de la costa

La Figura 27 presenta la variación espacial de los valores máximos de Rhigh y Rlow, junto con los parámetros morfológicos asociados a cada transecto y el régimen de impacto resultante de acuerdo con el modelo de escalamiento de Sallenger.

Los resultados muestran que, para la mayoría de los perfiles analizados, los valores máximos de Rhigh superan Dhigh lo que indica condiciones favorables para el desarrollo de procesos de rebase del perfil

costero. En estos sectores, Rhigh alcanza elevaciones cercanas a 2.8 m, similar a lo reportado por Rey *et al*. (2021) para el mismo evento al Noreste de Providencia, mientras que Dhigh presenta valores considerablemente menores a 2 m, reflejando la baja elevación y escasa continuidad del sistema playa–duna característica de este tramo de la costa de Providencia (Figura 27 a).

El análisis espacial revela que el régimen de impacto predominante durante el huracán Iota fue el de *overwash* a lo largo de la mayor parte de la playa Manchaneel Bay (Figura 27 b). Este régimen se asocia al rebase del sistema dunar o de la berma, con transporte de sedimentos tierra adentro y una capacidad limitada de retorno del material erosionado hacia el frente costero bajo condiciones post–tormenta. No obstante, en el primer transecto se identificó un régimen de *swash*, lo cual está directamente relacionado con la presencia de la duna más elevada del sector. En este punto, Dhigh excede los valores máximos de Rhigh, confinando el wave runup a la zona de anteplaya (forebeach) y limitando el impacto a procesos de erosión superficial del perfil de playa. Este comportamiento pone en evidencia el papel fundamental de la elevación y continuidad del sistema dunar como elemento de defensa natural frente a eventos extremos. Por su parte, los valores máximos de Rlow (0.96 m) se mantuvieron por encima de Dlow en todos los transectos a excepción del primero, indicando que el pie de la duna y la playa permanecieron sumergidas durante la mayor parte del evento.

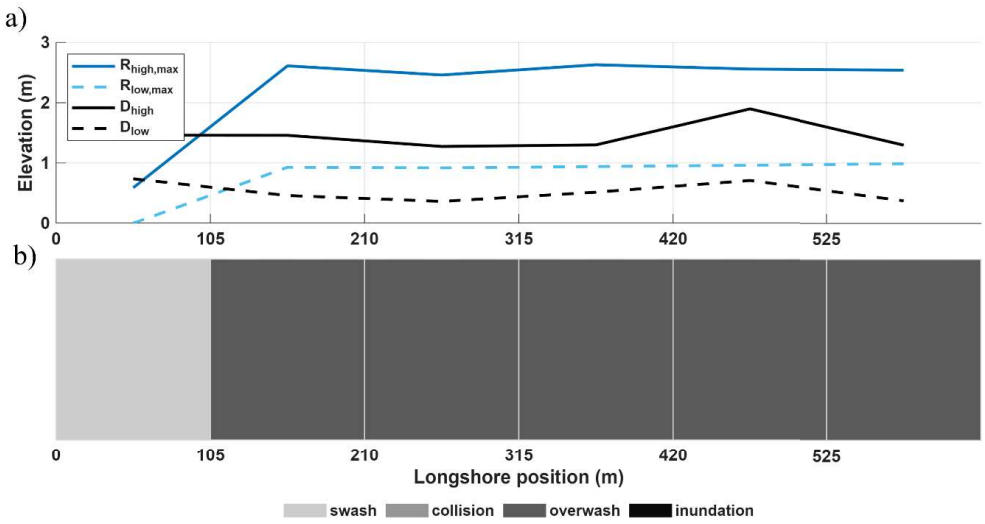


Figura 27. Variabilidad espacial del régimen de impacto de tormenta. a) Elevaciones de Dhigh, Dlow y niveles del mar por Rhigh, max y Rlow,max alcanzados para cada perfil durante el paso del huracán Iota. b) Régimen de impacto máximo identificado para cada perfil durante el paso del huracán Iota.

4.4.3 Variabilidad espacio temporal del impacto de tormenta.

Con el fin de evaluar la idoneidad de distintas metodologías para estimar el wave runup extremo en playas con frente arrecifal, se realizó un análisis comparativo utilizando las fórmulas propuestas por Medellín *et al*. (2016), Senechal *et al*. (2015) y Liu *et al*. (2023). Como se muestra en la Figura 28, el valor de $R_{2\%}$ calculados mediante la formulación de Liu presentan una evolución espacio-temporal más coherente y comparable con los resultados obtenidos por Osorio *et al*. (2024) y Rey *et al*. (2021) en Providencia para el mismo evento, usando el modelo XBeach (Roelvink *et al*., 2010).

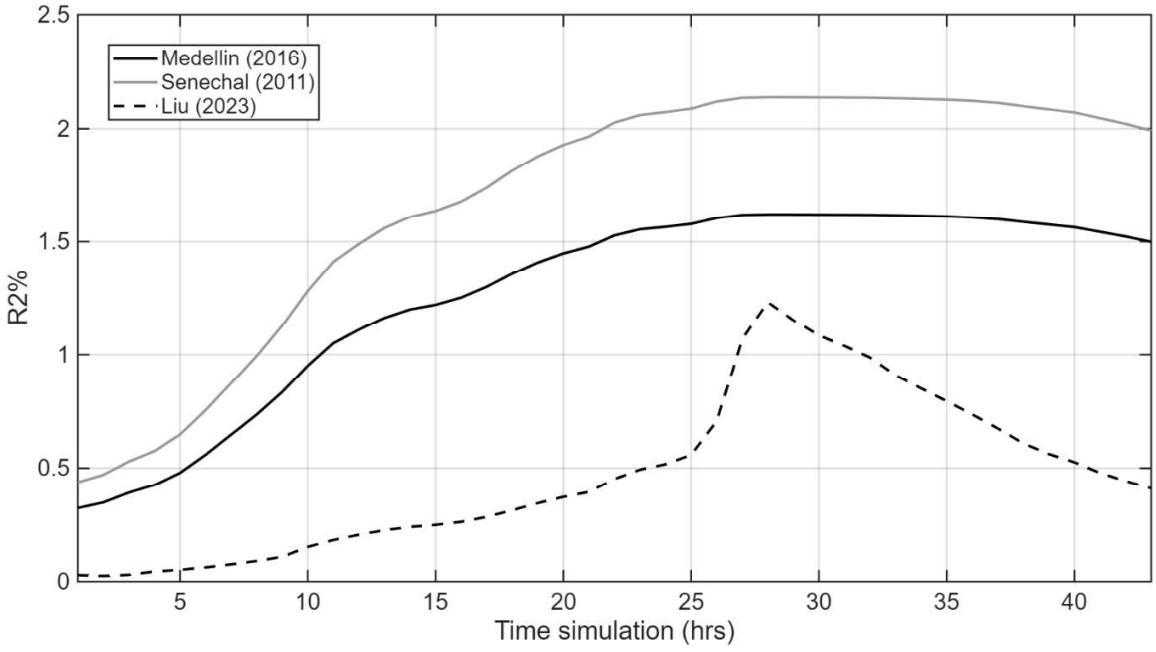


Figura 28. Comparativo parametrizaciones de runup ($R_{2\%}$) del perfil 1 para Iota utilizando las metodologías de Medellín (2016), Senechal (2011) y Liu (2023).

La metodología de Liu incorpora explícitamente la morfología del arrecife frontal en sus estimaciones, incluyendo variables como la pendiente del reef flat y el wave setup inducido por la fricción arrecifal, lo que resulta especialmente relevante para sistemas insulares como Providencia. En contraste, los enfoques de Medellín *et al*. (2016) y Senechal *et al*. (2011), desarrollados principalmente para playas abiertas sin estructuras coralinas, tienden a sobreestimar el runup en etapas tempranas del evento y no logran capturar adecuadamente el efecto disipativo del arrecife. No se

muestran los resultados de Stockdon *et al.,* (2006) porque sobreestimó los valores de run up en la zona de estudio.

Este análisis respalda la elección de la metodología de Liu para el presente estudio, ya que permite estimaciones más realistas del impacto hidrodinámico en contextos arrecifales, y sugiere la necesidad de utilizar enfoques morfológicamente sensibles para la evaluación del riesgo costero en islas tropicales bajas.

La Figura 29 muestra la variación espacio–temporal del wave runup extremo ($R_{2\%}$), de Rlow, Rhigh y el régimen de impacto costero a lo largo de los transectos analizados en la playa Manchaneel Bay durante el paso del huracán Iota. El análisis se realizó considerando simultáneamente la evolución temporal del forzamiento hidrodinámico y la variabilidad espacial de la morfología costera. Los resultados evidencian un incremento progresivo del wave runup y de los niveles extremos del agua a medida que el evento se intensifica, alcanzando valores máximos entre las horas de simulación 24 y 30 (Figura 29 a). En este intervalo, $R_{2\%}$ alcanza valores aproximados entre 1.1 m y 1.2 m en los perfiles del frente costero, a excepción del perfil 1 ubicado al Oeste de la playa que obtuvo valores de $R_{2\%}$ por debajo de 0.6 m. Estos resultados son comparables con lo reportado por Rey *et al*. (2021), simulado con el modelo numérico Xbeach (Roelvink *et al*., 2010) para la parte Noreste de Providencia con el mismo evento. De forma consistente, los valores de Rlow presentaron los máximos valores entre la hora 25 y 27, mientras que Rhigh mantuvo máximos entre las horas 25 y 32 (Figura 29 b y c).

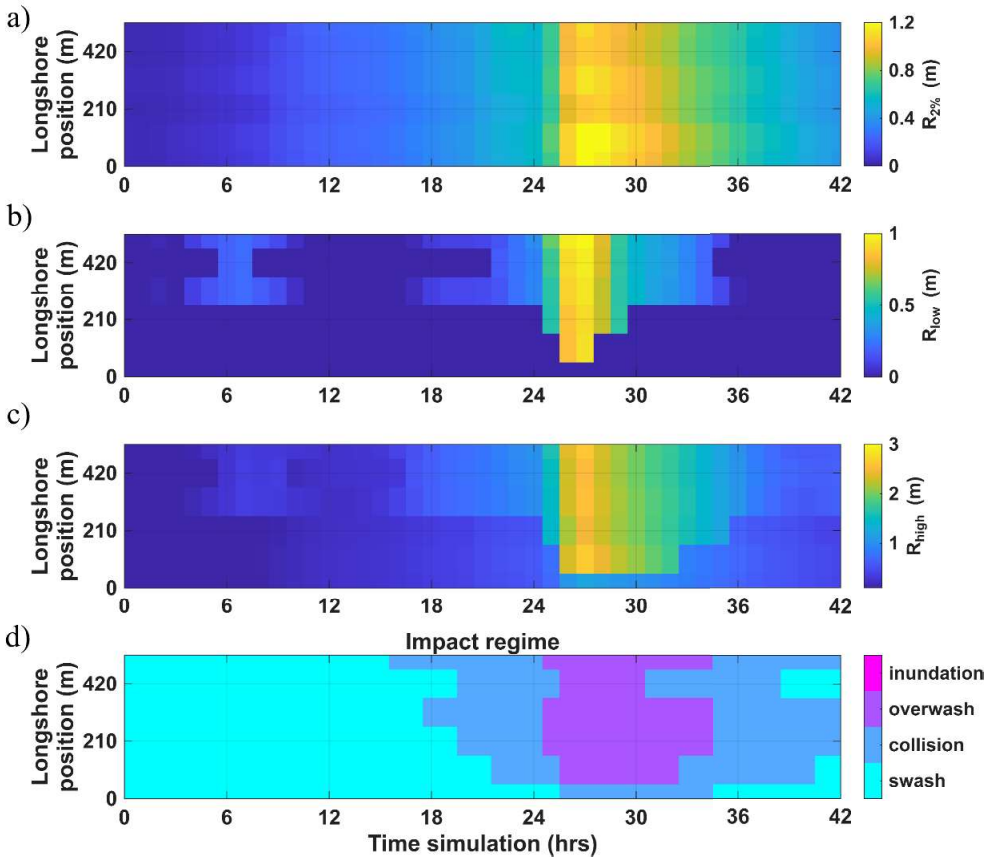


Figura 29. Respuesta de la playa de Manchaneel al paso del huracán Iota. a) Variación temporal en cada localización de perfil del wave runup (R2%). b) Rlow (marea astronómica+ marejada ciclónica+ wave setup). c) Rhigh (marea+marejada ciclónica + R2%). y d) el régimen de impacto costero para el huracán Iota.

Por último, el régimen de impacto extremo durante el huracán Iota fue el de *overwash*, el cual se presentó entre las 15 y 26 horas de simulación en la mayoría de los perfiles (Figura 29 d). La única excepción fue el perfil 1 al Suroeste de la playa, donde el impacto se mantuvo en régimen de *swash* durante todo el evento. La evolución temporal del impacto muestra una transición desde collision a partir de la hora 8, seguida por condiciones de *overwash* entre las horas 24 y 35, y un retorno a collision hacia el final de la simulación de la hidrodinámica de Iota.

4.5 Discusión

Los resultados del presente estudio indican que durante el paso del huracán Iota, el régimen de impacto extremo en la playa Manchaneel Bay fue el de *overwash* en la mayoría de los perfiles evaluados, sin que se alcanzaran condiciones de *inundation*, a pesar de tratarse de un evento de categoría 4. Esta observación contrasta parcialmente con estudios previos como los de Rey *et al*. (2021) y Osorio *et al*. (2024), quienes reportaron una alta susceptibilidad a la inundación en sectores expuestos de Providencia, incluyendo playas adyacentes a Manchaneel Bay. Rey *et al*. (2021) y Osorio *et al*. (2024) mediante el modelo XBeach, estimaron valores máximos de wave runup cercanos a 1.25 m para un sector al Noreste de la isla de Providencia, con una contribución del 56.65% a la máxima sobre-elevación del nivel del mar durante el paso de Iota. Aunque existen diferencias metodológicas, los valores estimados en este estudio —obtenidos mediante una formulación semiempírica previamente calibrada para entornos arrecifales (Liu *et al*., 2023)— son consistentes con los rangos reportados, lo que refuerza la robustez de la estimación del runup en este tipo de costas de baja altitud. No obstante, la ausencia del régimen de *inundation* en Manchaneel Bay se explica principalmente por un lado por los parámetros de la tormenta, especialmente la dirección de trayectoria pasó a 11 km al Norte de Providencia, si hubiese pasado al Sur de esta isla a una distancia de un radio máximo de vientos, las consecuencias hubiesen sido peores, pero dado que los vientos máximos hubiesen apilado más agua sobre la laguna arrecifal. Por otro lado, la planicie arrecifal (reef flat), actuó como una barrera natural que disipó una parte sustancial del oleaje durante el paso de Iota. Aunque se registró el rebase del sistema playa–duna, característico del régimen *overwash*, no se produjo una inmersión prolongada del perfil costero. Este comportamiento es coherente con las observaciones de Posada (2011), quien documentó que, a pesar del alto grado de erosión en el sector Norte, aún persisten elementos morfológicos —como acumulaciones de beachrocks y gravas— que ofrecen cierta resistencia. De forma concordante, Rey *et al*. (2021) señalaron que la existencia del arrecife frontal en la isla puede modificar significativamente la respuesta local frente a tormentas intensas. Por tanto, este estudio complementa y amplía dichos hallazgos al demostrar que, incluso bajo condiciones meteorológicas extremas, la interacción entre la morfología del reef flat y la configuración topográfica costera puede evitar la transición hacia escenarios de *inundation*. Esto resalta la importancia de conservación de los sistemas arrecifales y de duna para reducir el riesgo a inundación y erosión costera durante el paso de eventos extremos en la isla de Providencia.

CAPÍTULO 5 CONCLUSIONES Y FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN.

5.1 Conclusiones

Este estudio permitió evaluar, con una resolución espacial y temporal sin precedentes, la variabilidad estacional e interanual de la línea de costa en las playas de San Andrés y Providencia. De igual forma, se evaluó la variabilidad espacio-temporal de la playa de Manchaneel Bay, Providencia, ante el paso del huracán Iota.

La dinámica litoral de la costa en las islas de San Andrés y Providencia está controlada principalmente por la interacción entre los forzantes hidrodinámicos, la configuración geomorfológica y la funcionalidad de los ecosistemas costeros. En este trabajo se encontró que las playas con tendencia acrecional se asocian a condiciones que favorecen la retención sedimentaria, tales como sistemas lagunares con alta cobertura de pastos marinos, configuraciones de arrecife franjeante, presencia de manglares, beachrock (sedimentos litificados) y sistemas dunares más desarrollados, tales como las playas de Gough Bay, algunos sectores del Sureste de San Andrés y Manchaneel en Providencia. Por el contrario, las playas con tendencias erosivas presentan, en general, mayor exposición al oleaje, intervención antrópica, desconexión del sistema playa-duna y discontinuidad en las coberturas naturales (pastos marinos/manglares), lo que reduce su capacidad de disipar la energía del oleaje y estabilizar el perfil costero, como la playa de Sprat Bight. La playa South West, a pesar de ser una playa protegida de la dirección dominante del oleaje, ya que está ubicada al Suroeste de Providencia, con presencia de mangle y pastos marinos, el sector Norte de esta playa presentó erosión muy marcada, mientras que el Sur se evidencia acreción. Estos resultados evidencian que la efectividad de los ecosistemas costeros depende de su integridad y continuidad espacial, por lo que su conservación y restauración constituyen una estrategia clave para mitigar los procesos erosivos y fortalecer la resiliencia de los sistemas costeros frente a las presiones naturales y antrópicas.

La variabilidad espacio temporal de la línea de costa se realizó mediante el uso del toolkit CoastSat, y el análisis EOF para caracterizar los patrones dominantes de variabilidad costera en siete playas de interés. Se evidenciaron procesos tanto de transporte transversal como longitudinal de sedimentos en estas playas.

El análisis de EOF permitió identificar los principales modos de variabilidad espacio-temporal de la línea de costa en las playas de San Andrés y Providencia. El primer modo (EOF 1) explicó entre el 51.2% y el 76.6% de la varianza total en las diferentes playas, y se interpretó como el movimiento transversal (cross-shore), al no presentar cruces por cero en su patrón espacial, excepto para la playa de South West. Este modo reflejó desplazamientos oscilatorios de la línea de costa asociados al transporte de sedimentos mar-tierra y se relacionó con un comportamiento temporal estacional, particularmente marcado en playas como Sprat Bight, Sound Bay y Manchaneel Bay. El segundo modo (EOF 2), que explicó entre el 3.9% y el 18.4% de la varianza en todas las playas evaluadas, representó procesos de rotación de la playa, evidenciando la existencia de subceldas de transporte sedimentario, especialmente en sectores como Tom Hooker, Charquitos y Sound Bay, donde el patrón espacial mostró cruces por cero y nodos bien definidos. Finalmente, el tercer modo (EOF 3), con una varianza explicada entre el 3.1% y el 12.5%, fue interpretado como una señal de baja frecuencia asociada a cambios en la curvatura costera, o “respiración costera” para las playas de Sprat Bight, Gough Bay y Manchaneel Bay las playas como Sound Bay, Charquitos, Tom Hooker y South West evidenciaron procesos de rotación Aunque este modo presentó menor contribución relativa, su score temporal evidenció ciclos multianuales las playas estudiadas, revelando la influencia de procesos morfodinámicos de más largo plazo. Esta descomposición permite comprender mejor los mecanismos que controlan la evolución de la línea de costa, aportando una base sólida para el diseño de estrategias de gestión adaptativa en contextos insulares.

Con el fin de explorar posibles forzamientos climáticos sobre la dinámica de la línea de costa, se realizó un análisis de correlación entre el primer score temporales de los modos EOF y el Southern Oscillation Index (SOI), indicador representativo de la variabilidad asociada al fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENSO). Los resultados revelan asociaciones estadísticamente significativas ($p < 0.05$) entre el SOI y ciertos modos de variabilidad interanual para algunas playas. Las correlaciones inversas encontradas en playas como Charquitos, South West y Tom Hooker indican que, durante fases La Niña (SOI positivo), el aumento del forzamiento hidrodinámico se asocia a retrocesos

costeros. En contraste, Gough Bay y Sprat mostraron correlaciones positivas, lo que sugiere respuestas diferenciales al mismo forzamiento, posiblemente moduladas por la orientación de la playa o su grado de protección arrecifal. Estos resultados sugieren que el ENSO puede actuar como modulador de la variabilidad interanual en la rotación de las playas del Sureste de SAI y South West. mientras que el modo principal permanece asociado a procesos locales más persistentes.

La relación entre el score y los parámetros de oleaje en las playas Sprat Bight y Tom Hooker evidenció que los procesos sedimentarios locales están fuertemente condicionados por el régimen de oleaje y la morfología costera. En Sprat Bight, la correlación significativa entre el primer modo temporal $C_1(t)$ y el transporte longitudinal de sedimentos (Q_l) resalta el papel del forzamiento cross-shore en la acumulación sedimentaria, especialmente al Oeste de la playa. Las inversiones del transporte inducidas por eventos de oleaje del Norte, como las observadas durante DEF, refuerzan la naturaleza altamente dinámica del sistema. En contraste, Tom Hooker mostró correlaciones inversas entre $C_1(t)$ y variables como Q_l y F_{bc}, indicando que la orientación de la playa y la disponibilidad de sedimento controlan el transporte hacia el Sur.

El análisis del impacto del huracán Iota en la playa Manchaneel evidenció que, a pesar de tratarse de un evento de categoría 4, no se alcanzaron condiciones de *inundation*, el régimen extremo de impacto fue *overwash*. La aplicación de una parametrización semiempírica del wave runup adaptada a morfologías arrecifales permitió estimar con alta consistencia los niveles del runup generados en estudios previos para el mismo evento en la isla, basados en modelos numéricos más complejos. Estos resultados demuestran que incorporar explícitamente la estructura del arrecife en la estimación del runup mejora significativamente la precisión de los modelos paramétricos del wave runup, lo cual es clave para evaluar el riesgo costero en regiones insulares.

Este trabajo resalta la importancia de comprender la dinámica costera desde una perspectiva multiescalar, como base para una gestión del riesgo informada y adaptativa en contextos insulares vulnerables como San Andrés y Providencia. A través del uso del análisis EOF aplicado a series temporales satelitales, fue posible identificar patrones de variabilidad costera tanto estacionales como interanuales, revelando los modos dominantes de comportamiento de la línea de costa y su relación con forzamientos hidrodinámicos locales y regionales. Por otro lado, el análisis del impacto del huracán Iota en la playa de Manchaneel permitió abordar la respuesta costera en escalas horarias,

vinculando dinámica costera con los distintos regímenes de impacto. Esta integración de escalas aporta una visión más completa del funcionamiento del sistema playa–arrecife, clave para anticipar escenarios futuros en un contexto de cambio climático, ascenso del nivel del mar y eventos extremos cada vez más intensos. La capacidad de evaluar procesos costeros en diferentes horizontes temporales fortalece las bases técnicas para el diseño de medidas de adaptación basadas en la evidencia y contextualizadas a la realidad morfológica y ecológica de islas arrecifales como Providencia.

En territorios insulares como el área de estudio, las playas están en constante transformación debido a factores naturales, antropogénicos y el cambio climático. La degradación de los sistemas de arrecifales y de duna no solo afectan el paisaje sino también las barreras de protección natural ante el paso de eventos extremos, lo cual incide directamente en la infraestructura costera, el turismo y la seguridad de las comunidades. El observar y entender estas transformaciones permite proponer e implementar medidas de mitigación y/o adaptación en el área de estudio para incrementar la resiliencia costera.

Los resultados de este trabajo constituyen una herramienta estratégica para los tomadores de decisiones, facilitando la identificación de áreas críticas que requieren medidas de protección civil. Esto permitirá mitigar los efectos de la erosión costera en el área de estudio y, en consecuencia, fortalecer la resiliencia del socioecosistema.

5.2 Líneas futuras de investigación

Como proyección futura de esta investigación, se pueden identificar diversas líneas estratégicas orientadas al fortalecimiento del conocimiento y la gestión de los sistemas costeros insulares.

En primer lugar, se plantea la implementación de esquemas de monitoreo del sistema costero mediante el uso de vehículos autónomos y técnicas de fotogrametría, lo cual permitiría mejorar la resolución espacial y temporal de la información morfodinámica, así como optimizar la detección de cambios en la línea de costa y en la estructura de los ecosistemas arrecifales.

Asimismo, el desarrollo de sistemas autónomos para el monitoreo hidrodinámico costero, enfocados en la adquisición continua de variables como oleaje, corrientes y niveles del mar. Estas herramientas contribuirían a fortalecer la capacidad de observación en tiempo real y a mejorar la comprensión de los procesos físicos que controlan la dinámica sedimentaria y la respuesta costera frente a eventos extremos. En este contexto, resulta igualmente relevante el estudio detallado del régimen de mareas, así como la determinación del nivel medio del mar y el desarrollo de un modelo geoidal local de alta precisión, con el fin de mejorar la referencia vertical y la exactitud en la estimación de niveles del agua.

Adicionalmente, se considera pertinente avanzar en el desarrollo de plataformas inmersivas de simulación de impacto costero, basadas en tecnologías de realidad virtual y aumentada (RV/RVA). Estas plataformas permitirían integrar modelos hidrodinámicos y morfodinámicos en entornos interactivos, facilitando la visualización de escenarios de riesgo, la toma de decisiones y la apropiación del conocimiento por parte de actores institucionales y comunidades locales.

Estas líneas de investigación representan un enfoque integrado que combina innovación tecnológica, modelación avanzada y monitoreo continuo, con el objetivo de mejorar la resiliencia costera y fortalecer las estrategias de adaptación al cambio climático en territorios costeras.

CAPÍTULO 6 CONCLUSIONS AND FUTURE RESEARCH DIRECTIONS

6.1 Conclusions

This study enabled the assessment of seasonal and interannual shoreline variability at unprecedented spatial and temporal resolution along the beaches of San Andrés and Providencia Islands. Likewise, the spatiotemporal variability of Manchaneel Bay beach in Providencia in response to Hurricane Iota was evaluated.

The interactions among hydrodynamic forcing, geomorphological configuration, and the functioning of coastal ecosystems primarily control the coastal dynamics of San Andrés and Providencia Islands. This study found that accretional beaches are associated with conditions that favor sediment retention, such as lagoonal systems with high seagrass coverage, fringing reef configurations, the presence of mangroves, beachrock (lithified sediments), and more developed dune systems, as observed in Gough Bay, some sectors of southeastern San Andrés, and Manchaneel Bay in Providencia. In contrast, erosive beaches generally exhibit greater wave exposure, anthropogenic disturbance, disconnection of the beach–dune system, and discontinuity of natural coastal coverages (seagrasses/mangroves), reducing their capacity to dissipate wave energy and stabilize the coastal profile, as observed at Sprat Bight beach. South West beach, sheltered from the dominant wave direction by its southwestern location on Providencia Island and by mangroves and seagrasses, exhibited marked erosion in its northern sector. In contrast, accretion was observed in its southern sector. These results demonstrate that the effectiveness of coastal ecosystems depends on their spatial integrity and continuity; therefore, their conservation and restoration constitute key strategies for mitigating erosive processes and enhancing the resilience of coastal systems against natural and anthropogenic pressures.

The spatiotemporal variability of the shoreline was analyzed using the CoastSat toolkit and EOF analysis to characterize the dominant patterns of coastal variability across seven beaches of interest. Both cross-shore and alongshore sediment transport processes were identified in these beaches.

The EOF analysis identified the main spatiotemporal modes of shoreline variability on the beaches of San Andrés and Providencia. The first mode (EOF 1) explained between 51.2% and 76.6% of the

total variance across the different beaches and was interpreted as cross-shore movement, as no zero crossings were observed in its spatial pattern, except at South West beach. This mode reflected oscillatory shoreline displacements associated with landward and seaward sediment transport. It was related to seasonal temporal behavior, particularly evident at beaches such as Sprat Bight, Sound Bay, and Manchaneel Bay. The second mode (EOF 2), which explained between 3.9% and 18.4% of the variance across all evaluated beaches, represented beach rotation processes, evidencing the existence of sediment transport subcells, especially in sectors such as Tom Hooker, Charquitos, and Sound Bay, where the spatial pattern exhibited well-defined zero crossings and nodal points. Finally, the third mode (EOF 3), which explained between 3.1% and 12.5% of the variance, was interpreted as a low-frequency signal associated with changes in shoreline curvature, or "coastal breathing," in beaches such as Sprat Bight, Gough Bay, and Manchaneel Bay. In contrast, beaches such as Sound Bay, Charquitos, Tom Hooker, and South West exhibited rotational processes. Although this mode contributed less to the total variance, its temporal score revealed multiyear cycles across the studied beaches, highlighting the influence of longer-term morphodynamic processes. This decomposition provides a better understanding of the mechanisms controlling shoreline evolution and offers a robust basis for developing adaptive coastal management strategies in insular environments.

To explore possible climatic forcing on shoreline dynamics, a correlation analysis was conducted between the first temporal scores of the EOF modes and the Southern Oscillation Index (SOI), a representative indicator of El Niño–Southern Oscillation (ENSO) variability. The results revealed statistically significant associations ($p < 0.05$) between the SOI and certain interannual variability modes for some beaches. The inverse correlations identified at beaches such as Charquitos, South West, and Tom Hooker indicate that during La Niña phases (positive SOI), increased hydrodynamic forcing is associated with shoreline retreat. In contrast, Gough Bay and Sprat Bight showed positive correlations, suggesting differential responses to the same forcing mechanism, possibly modulated by beach orientation or degree of reef protection. These findings suggest that ENSO may modulated interannual variability in the rotational dynamics of beaches on southeastern San Andrés Island and South West beach, whereas the dominant mode remains associated with more persistent local processes.

The relationship between the temporal scores and wave parameters at Sprat Bight and Tom Hooker beaches demonstrated the wave regime and coastal morphology strongly condition local sedimentary processes. At Sprat Bight, the significant correlation between the first temporal mode $C_1(t)$ and

longshore sediment transport (Q_l) highlights the role of cross-shore forcing in sediment accumulation, particularly along the western sector of the beach. Transport reversals induced by northern wave events, such as those observed during cold fronts (DEF), further reinforce the system's highly dynamic nature. In contrast, Tom Hooker exhibited inverse correlations between $C_1(t)$ and variables such as Q_l and F_{bc}, indicating that beach orientation and sediment availability control southward sediment transport.

The analysis of Hurricane Iota's impacts at Manchaneel beach revealed that, despite being a Category 4 event, inundation conditions were not reached, and the predominant extreme impact regime was overwash. The application of a semi-empirical wave runup parameterization adapted to reef morphologies enabled highly consistent estimations of runup levels compared to previous studies conducted for the same event on the island using more complex numerical models. These results demonstrate that explicitly incorporating reef structure into wave runup estimations significantly improves the accuracy of parametric runup models, which is essential for coastal risk assessment in insular regions.

This study highlights the importance of understanding coastal dynamics from a multiscale perspective as a basis for informed and adaptive risk management in vulnerable insular environments such as San Andrés and Providencia. Through the application of EOF analysis to satellite-derived time series, it was possible to identify both seasonal and interannual patterns of coastal variability, revealing the dominant modes of shoreline behavior and their relationship with local and regional hydrodynamic forcing. Additionally, the analysis of Hurricane Iota's impacts on Manchaneel beach enabled the assessment of coastal response at hourly timescales, linking coastal dynamics with different storm impact regimes. This multiscale integration provides a more comprehensive understanding of the functioning of the beach–reef system, which is fundamental for anticipating future scenarios under climate change, sea-level rise, and increasingly intense extreme events. The ability to evaluate coastal processes across different temporal horizons strengthens the technical basis for designing evidence-based adaptation measures tailored to the morphological and ecological conditions of reef islands such as Providencia.

In insular territories such as the study area, beaches are constantly evolving due to natural processes, anthropogenic pressures, and climate change. The degradation of reef and dune systems not only affects the landscape but also compromises natural protective barriers against extreme events, directly impacting coastal infrastructure, tourism, and community safety. Monitoring and understanding these

transformations are essential for proposing and implementing mitigation and adaptation measures to increase coastal resilience in the study area.

The results of this study provide a strategic framework for decision-makers, facilitating the identification of critical areas requiring civil protection. Ultimately, these measures will mitigate coastal erosion and enhance the resilience of the local socio-ecological system.

6.2 Future Research Directions

As a future direction for this research, several strategic research lines can be identified to strengthen the understanding and management of insular coastal systems.

First, the implementation of coastal monitoring schemes based on the use of autonomous vehicles and photogrammetric techniques is proposed. These approaches would improve the spatial and temporal resolution of morphodynamic information, as well as optimize the detection of changes in shoreline position and reef ecosystem structure.

Likewise, the development of autonomous systems for coastal hydrodynamic monitoring is proposed, focused on the continuous acquisition of variables such as waves, currents, and sea levels. These tools would strengthen real-time observational capabilities and improve understanding of the physical processes controlling sediment dynamics and coastal response to extreme events. In this context, detailed studies of the tidal regime, the determination of mean sea level, and the development of a high-precision local geoid model are also considered highly relevant to improve vertical referencing and the accuracy of water-level estimates.

Additionally, it is considered pertinent to advance the development of immersive coastal impact simulation platforms based on virtual and augmented reality (VR/AR) technologies. These platforms would enable the integration of hydrodynamic and morphodynamic models within interactive environments, facilitating the visualization of risk scenarios, decision-making processes, and knowledge transfer among institutional stakeholders and local communities.

These research lines represent an integrated approach that combines technological innovation, advanced modeling, and continuous monitoring to improve coastal resilience and strengthen climate change adaptation strategies in coastal territories.

Referencias

Abdulsalam, M.B., Jaramillo, C., De Freitas, L., González, M., Antolínez, J.A.Á., 2025. Assessing shoreline orientation variation across diverse coastal environments. Coastal Engineering 200, 104770. https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2025.104770

Airy, G., 1842. Tides and waves. Encyclopaedia Metropolitana.

Almar, R., Boucharel, J., Graffin, M., Abessolo, G.O., Thoumyre, G., Papa, F., Ranasinghe, R., Montano, J., Bergsma, E.W.J., Baba, M.W., Jin, F.-F., 2023. Influence of El Niño on the variability of global shoreline position. Nat Commun 14, 3133. https://doi.org/10.1038/s41467-023-38742-9

Alpaca, C., Jigena Antelo, B., Quispe, C., Sarango, D., Contreras de Villar, A., Muñoz Pérez, J.J., 2024. Updated Review of Longshore Sediment Transport: Advantages, Disadvantages, and Comparisons Using a Satellite Image Methodology. Journal of Marine Science and Engineering 12, 1660.

Álvarez-Echeverry, A., Toro-Restrepo, L., Suárez-Gómez, J.A., Osorio-Cano, J.D., 2025. Multi-temporal analysis of land cover changes due to hurricanes Iota and Eta on the islands of San Andres, Providencia and Santa Catalina•. DYNA 92, 9–18.

Alvarez-Filip, L., Dulvy, N.K., Gill, J.A., Côté, I.M., Watkinson, A.R., 2009. Flattening of Caribbean Coral Reefs: Region-Wide Declines in Architectural Complexity. Proceedings: Biological Sciences 276, 3019–3025.

Anderson, D., Ruggiero, P., Antolínez, J.A.A., Méndez, F.J., Allan, J., 2018. A Climate Index Optimized for Longshore Sediment Transport Reveals Interannual and Multidecadal Littoral Cell Rotations. Journal of Geophysical Research: Earth Surface 123, 1958–1981. https://doi.org/10.1029/2018JF004689

Andrade, C., 2000. The circulation and variability of the Colombian Basin in the Caribbean Sea. The circulation and variability of the Colombian Basin in the Caribbean Sea.

Andrade, C., Barton, E., 2000. Eddy development and motion in the Caribbean Sea. Journal of Geophysical Research: Oceans 105, 26191–26201. https://doi.org/10.1029/2000jc000300

Antolínez, J., Méndez, F., Anderson, D., Ruggiero, P., Kaminsky, G., 2019. Predicting Climate-Driven Coastlines With a Simple andEfficient Multiscale Model. Journal of Geophysical Research: Earth Surface 124, 1596–1624. https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2018JF004790

Appendini, C.M., Hernández-Lasheras, J., Meza-Padilla, R., Kurczyn, J., 2018. Effect of climate change on wind waves generated by anticyclonic cold front intrusions in the Gulf of Mexico. Clim Dym 51, 3747–3763.

Arkwright, D., 2011. Application of empirical orthogonal function models to analyze shoreline change at Bangkalan. Makara, Tekcnologi 15, 153–160.

Ashton, A., Murray, A.B., Arnoult, O., 2001. Formation of coastline features by large-scale instabilities induced by high-angle waves. Nature 414, 296–300.

Barbier, E.B., Hacker, S.D., Kennedy, C., Koch, E.W., Stier, A.C., Silliman, B.R., 2011. The value of estuarine and coastal ecosystem services, Ecological Monographs.

Barnard, P.L., Short, A.D., Harley, M.D., Splinter, K.D., Vitousek, S., Turner, I.L., Allan, J., Banno, M., Bryan, K.R., Doria, A., Hansen, J.E., Kato, S., Kuriyama, Y., Randall-Goodwin, E., Ruggiero, P., Walker, I.J., Heathfield, D.K., 2015. Coastal vulnerability across the Pacific dominated by El Niño/Southern Oscillation. Nature Geoscience 2015 8:10 8, 801–807. https://doi.org/10.1038/ngeo2539

Beetham, E., Kench, P.S., 2018. Predicting wave overtopping thresholds on coral reef-island shorelines with future sea-level rise. Nat Commun 9, 3997. https://doi.org/10.1038/s41467-018-06550-1

Bernet, M., Torres, L., 2022. Rising sea level and increasing tropical cyclone frequency are threatening the population of San Andrés Island, Colombia, western Caribbean. BSGF - Earth Sciences Bulletin 193. https://doi.org/10.1051/bsgf/2022003

Beuzen, T., Harley, M.D., Splinter, K.D., Turner, I.L., 2019. Controls of Variability in Berm and Dune Storm Erosion. JGR Earth Surface 124, 2647–2665. https://doi.org/10.1029/2019JF005184

Blossier, B., Bryan, K.R., Daly, C.J., Winter, C., 2017. Shore and bar cross-shore migration, rotation, and breathing processes at an embayed beach. JGR Earth Surface 122, 1745–1770. https://doi.org/10.1002/2017JF004227

Bodde, W., Pomeroy, A., Dongeren, A., Lowe, R., Thiel de Vries, J., 2014. Hydrodynamic drivers of sediment transport across a fringing reef, in: Coastal Engineering Proceedings. https://doi.org/10.9753/icce.v34.currents.37

Bosboom, J., Stive, M., 2021. Coastal Dynamics. TU Delft Open.

Bryan, K.R., Foster, R., MacDonald, I., 2013. Beach Rotation at Two Adjacent Headland-Enclosed Beaches. Journal of Coastal Research 165, 2095–2100. https://doi.org/10.2112/SI65-354.1

Cabarcas-Mier, A., Jigena-Antelo, B., Rey, W., Vidal, J., 2020. Determinación preliminar de los peligros de origen marino, aplicando la metodología Rueda de Peligros Costeros en el Archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina, Colombia., in: Libro de Actas. 6.as Jornadas de Engenharia Hidrográfica / 1.as Jornadas Luso-Espanholas de Hidrografia. Presented at the Jornadas de Engenharia Hidrográfica / 1.as Jornadas Luso-Espanholas de Hidrografia, Instituto Hidrografico, Lisboa.

Cabarcas-Mier, A., Rey, W., Torrecillas, C., Paladio-Hernandez, A., Cahuich-López, M., Salles, P., Muñoz-Perez, J.J., De Santos-Medina, L., Jigena-Antelo, B., 2025. Assessment of the shoreline dynamics in San Andres Island: A remote sensing and EOF analysis approach. Regional Studies in Marine Science 90, 104435. https://doi.org/10.1016/j.rsma.2025.104435

Camus, P., Menéndez, M., Méndez, F.J., Izaguirre, C., Espejo, A., Cánovas, V., Pérez, J., Rueda, A., Losada, I.J., Medina, R., 2014. A weather-type statistical downscaling framework for ocean wave climate. Journal of Geophysical Research: Oceans 119, 7389–7405. https://doi.org/10.1002/2014JC010141

Carvajal-Arenas, L.C., Mann, P., 2018. Western Caribbean intraplate deformation: Defining a continuous and active microplate boundary along the San Andres rift and Hess Escarpment fault zone, Colombian Caribbean Sea. AAPG Bulletin 102, 1523–1563. https://doi.org/10.1306/12081717221

CERC, 2002. Longshore Sediment Transport-III-2-113. US Army Corps of Engineers.

Cheriton, O.M., Storlazzi, C.D., Rosenberger, K.J., 2016. Observations of wave transformation over a fringing coral reef and the importance of low-frequency waves and offshore water levels to runup, overwash, and coastal flooding. JGR Oceans 121, 3121–3140. https://doi.org/10.1002/2015JC011231

Cipolletti, M.P., Delrieux, C.A., Perillo, G.M.E., Cintia Piccolo, M., 2012. Superresolution border segmentation and measurement in remote sensing images. Computers & Geosciences 40, 87–96. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2011.07.015

Clarke, D.J., Eliot, I.G., 1982. Description of littoral, alongshore sediment movement from empirical eigen-function analysis. Journal of the Geological Society of Australia 29, 327–341. https://doi.org/10.1080/00167618208729217

Coca, O., Ricaurte, C., Morales, D., Luna, K., 2019. Estado de las playas de San Andrés, Providencia y Santa Catalina (2015-2019). Serie de Publicaciones Generales INVEMAR-CORALINA 108, 48.

Coco, G., Senechal, N., Rejas, A., Bryan, K.R., Capo, S., Parisot, J.P., Brown, J.A., MacMahan, J.H.M., 2014. Beach response to a sequence of extreme storms. Geomorphology 204, 493–501. https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2013.08.028

Conlin, M., Adams, P., Jaeger, J., MacKenzie, R., 2020. Quantifying Seasonal-to-Interannual-Scale Storm Impacts on Morphology Along a Cuspate Coast With a Hybrid Empirical Orthogonal Function Approach. Journal of Geophysical Research: Earth Surface 125. https://doi.org/10.1029/2020JF005617

Dagua, C., Lonin, S., Patricia, C., Latorre, U., Orfila Forster, A., 2013. Calibración del modelo SWaN y validación de reanálisis del oleaje en el Caribe SWaN Model calibration and wave reanalysis validation in the Caribbean Sea. Boletín Científico CIOH 31, 12–28.

Davidson, M.A., Splinter, K.D., Turner, I.L., 2013. A simple equilibrium model for predicting shoreline change. Coastal Engineering 73, 191–202. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2012.11.002

Dean, R., Dalrymple, R., 1991. Water Wave Mechanics for Engineers and Scientists. World Scientific.

Dean, R.G., 1991. Equilibrium Beach Profiles: Characteristics and Applications. Journal of Coastal Research 7, 53–84.

Dean, R.G., Dalrymple, R.A., 2001. Coastal Processes with Engineering Applications. Cambridge University Press.

DHI, 2022. Mike 21 flow model FM: hydrodynamic and transport module, scientific Documentation.

DHI, 2014. MIKE 21 SW: Spectral Waves FM Module, User Guide.

Díaz, J., Díaz-Pulido, G., Garzón-Ferreira, J., Gesiter, J., Sánchez, J., Zea, S., 1996. Atlas de los Arrecifes Coralinos del Caribe Colombiano. I Complejos arrecifales oceánicos. Instituo de Investigaciones MArinas y Costeras Jose B. Vives de Andreis-INVEMAR, Santa Marta.

Diaz, J.M., Garzón, J., Barrios, L., Cendales, M., Geister, J., Mateo, V., Ospina, G., Parra, F., Pinzón, J., Bernardo, A., Zapata, F., Sea, S., 2000. Áreas Coralinas de Colombia.

Dick, J., Dalrymple, R., 1984. COASTAL CHANGES AT BETHANY BEACH, DELAWARE, in: Coastal Engineering Proceedings. p. 112.

Dissanayake, P., Brown, J., Wisse, P., Karunarathna, H., 2015. Effects of storm clustering on beach/dune evolution. Marine Geology 370, 63–75. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.10.010

Durán, O., Moore, L.J., 2013. Vegetation controls on the maximum size of coastal dunes. Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A. 110, 17217–17222. https://doi.org/10.1073/pnas.1307580110

Escudero, M., Silva, R., Hesp, P.A., Mendoza, E., 2019. Morphological evolution of the sandspit at Tortugueros Beach, Mexico. Marine Geology 407, 16–31. https://doi.org/10.1016/J.MARGEO.2018.10.002

Fairley, I., Davidson, M., Kingston, K., Dolphin, T., Phillips, R., 2009. Empirical orthogonal function analysis of shoreline changes behind two different designs of detached breakwaters. Coastal Engineering 56, 1097–1108. https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2009.08.001

Fajardo, O., Lonin, S., 2021. Dinámica costera en la barrera arrecifal localizada en el sector nororiental de la isla de San Andrés, Caribe colombiano. Boletín Científico CIOH 40, 13–33. https://doi.org/10.26640/22159045.2021.525

Fenster, M., Dolan, R., Elder, J., 1993. A new method for predicting Shoreline positions from historical data. Journal of Coastal Research 9, 147–171.

Ferrario, F., Beck, M.W., Storlazzi, C.D., Micheli, F., Shepard, C.C., Airoldi, L., 2014. The effectiveness of coral reefs for coastal hazard risk reduction and adaptation. Nat Commun 5, 3794. https://doi.org/10.1038/ncomms4794

FINDETER, 2020. Proyecto para la Recuperacion del las playas de North End (Spratt Bight), Isla de San Andres (Departamento Archipielago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina, Colombia). FINEDTER, Bogotá.

Fonseca, M.S., Cahalan, J.A., 1992. A preliminary evaluation of wave attenuation by four species of seagrass. Estuarine, Coastal and Shelf Science 35, 565–576. https://doi.org/10.1016/S0272-7714(05)80039-3

Franklin, G.L., Torres-Freyermuth, A., 2022. On the runup parameterisation for reef-lined coasts. Ocean Modelling 169, 101929. https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2021.101929

Franklin, G.L., Torres-Freyermuth, A., Medellin, G., Allende-Arandia, M.E., Appendini, C.M., 2018. The role of the reef-dune system in coastal protection in Puerto Morelos (Mexico). Natural Hazards and Earth System Sciences 18, 1247–1260. https://doi.org/10.5194/nhess-18-1247-2018

Gamboa, L., Posada, B., 2012. Descripción física del archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina, in: Gómez-López, D., Segura-Quintero, C., Sierra-Correa, P., Garay-Tinoco, J. (Eds.), Atlas de La Reserva de Biósfera Seaflower. Archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina. Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras “José Benito Vives De

Andréis" -INVEMAR- y Corporación para el Desarrollo Sostenible del Archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina -CORALINA, pp. 35–60.

Geister, J., 1992. Modern reef development and cenozoic evolution of an oceanic island/reef complex: Isla de Providencia (Western Caribbean sea, Colombia). Facies 27, 1–69. https://doi.org/10.1007/BF02536804

Geister, J., 1975. Riffbau und geologische Entwicklungsgeschichte der Insel San Andrrs (wesliches Karibisches Meer, Kolumbien. Stuttg. Beitr. Naturk. (Geol. Palaeont.) 15, 1–203.

Geister, J., 1972. Zur Ökologie und Wuchsform der Säulenkoralle Dendrogyra cylindrus Ehrenberg Beobachtungen in den Riffen der Insel San Andrés (Karibisches Meer, Kolumbien).

Geister, J., Díaz, J.M., 2007. AMBIENTES ARRECIFALES Y GEOLOGÍA DE UN ARCHIPIÉLAGO OCEÁNICO: SAN ANDRÉS, PROVIDENCIA Y SANTA CATALINA (MAR CARIBE, COLOMBIA) con Guía Campo.

Gómez, C., Millán, S., Acosta, A., Abril, A., Navas, R., 2022. Evaluación preliminar del impacto del huracán Iota en arrecifes coralinos de las islas de Providencia y Santa Catalina. Boletín de Investigaciones Marinas y Costeras 51, 193–200. https://doi.org/10.25268/bimc.invemar.2022.51.1.1164

Gómez- López, D., Segura-Quintero, P., Sierra-Correa, C., Sierra-Correa, J., 2012. Atlas de la Reserva de Biósfera Seaflower, Primera Edición. ed. Coralina-Invemar, Archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina.

Gracia, A., Rangel-Buitrago, N., Oakley, J.A., Williams, A.T., 2018. Use of ecosystems in coastal erosion management. Ocean and Coastal Management 156, 277–289. https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2017.07.009

Guza, R.T., Thornton, E.B., 1981. Wave set-up on a natural beach. J. Geophys. Res. 86, 4133–4137. https://doi.org/10.1029/JC086iC05p04133

Hapke, C.J., Plant, N.G., Henderson, R.E., Schwab, W.C., Nelson, T.R., 2016. Decoupling processes and scales of shoreline morphodynamics. Marine Geology 381, 42–53. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.08.008

Harley, M., Turner, I., Short, A., Ranasinghe, R., 2011a. A reevaluation of coastal embayment rotation: The dominance of cross-shore versus alongshore sediment transport processes, Collaroy-Narrabeen Beach, southeast Australia. J. Geophys. Res. 116, F04033. https://doi.org/10.1029/2011JF001989

Harley, M., Turner, I., Short, A., Ranasinghe, R., 2011b. Assessment and integration of conventional, RTK-GPS and image-derived beach survey methods for daily to decadal coastal monitoring. Coastal Engineering 58, 194–205. https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2010.09.006

Harley, M.D., Turner, I.L., Short, A.D., 2015. New insights into embayed beach rotation: The importance of wave exposure and cross-shore processes. Journal of Geophysical Research: Earth Surface 120, 1470–1484. https://doi.org/10.1002/2014JF003390

Henao, William., Morales, D.Fernando., 2011. Diagnóstico de la Erosión Costera del Territorio Insular Colombiano.

Herrington, T., Miller, J., Dean, R., 2006. Characteristic shoreline change patterns identified using EOF analysis. Coastal Engineering 3516–3528.

Hoagland, S.W.H., Jeffries, C.R., Irish, J.L., Weiss, R., Mandli, K., Vitousek, S., Johnson, C.M., Cialone, M.A., 2023. Advances in Morphodynamic Modeling of Coastal Barriers: A Review. J. Waterway, Port, Coastal, Ocean Eng. 149, 03123001. https://doi.org/10.1061/JWPED5.WWENG-1825

Hoeke, R.K., McInnes, K.L., Kruger, J.C., McNaught, R.J., Hunter, J.R., Smithers, S.G., 2013. Widespread inundation of Pacific islands triggered by distant-source wind-waves. Global and Planetary Change 108, 128–138. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.06.006

Holcombe, T.L., Ladd, J.W., Westbrook, G., Edgar, N.T., Bowland, C.L., 1991. Caribbean marine geology; Ridges and basins of the plate interior. The Caribbean Region 231–260. https://doi.org/10.1130/DNAG-GNA-H.231

Holland, G., 1980. An analytical model of the wind and pressure profiles in hurricanes. Mon. Weather Rev. 108, 1212–1218.

Holman, R.A., 1986. Extreme value statistics for wave run-up on a natural beach. Coastal Engineering 9, 527–544. https://doi.org/10.1016/0378-3839(86)90002-5

Holthuijsen, L.H., 2007. Waves in oceanic and coastal waters. Cambridge university press, Cambridge.

Houser, C., 2013. Alongshore variation in the morphology of coastal dunes: Implications for storm response. Geomorphology 199, 48–61. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.10.035

Hunt, J., 1979. Direct Solution of Wave Dispersion Equation. Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Division 105.

Ibaceta, R., Harley, M.D., Turner, I.L., Splinter, K.D., 2023. Interannual variability in dominant shoreline behaviour at an embayed beach. Geomorphology 433. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2023.108706

INVEMAR, 2002. Informe del estado de los ambientes marinos y costeros en Colombia: Año 2001.

Invemar-GEO, 2015. Erosión costera en la isla de San Andrés. Informe técnico final. Actividad GEO-BPIN INVEMAR. Santa Marta.

IPCC, 2021. Summary for Policymakers. In: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.

Jelesnianski, C., Chen, J., Shaffer, W., 1992. SLOSH: Sea, Lake, and Overland Surges from Hurricanes.

Jigena-Antelo, B., Estrada-Ludeña, C., Howden, S., Rey, W., Paz-Acosta, J., Lopez-García, P., Salazar-Rodriguez, E., Endrina, N., Muñoz-Pérez, J., 2023. Evidence of sea level rise at the Peruvian coast (1942–2019). Science of The Total Environment 859, 160082.

Jigena-Antelo, B., Berrocoso, M., Torrecillas, C., Vidal, J., Barbero, I., Fernandez-Ros, A., 2016. Determination of an experimental geoid at Deception Island, South Shetland Islands, Antarctica. Antarctic Science 28, 277–292. https://doi.org/https://doi.org/10.1017/S095410201500068

Jigena, B., Vidal, J., Berrocoso, M., 2015. Determination of the tide constituents at Livingston and Deception Islands (South Shetland Islands, Antarctica), using annual time series. DYNA 82, 209–218. https://doi.org/10.15446/dyna.v82n191.45207.

Jigena, B., Vidal, J., Berrocoso, M., 2014. Determination of the Mean Sea Level at Deception and Livingston Islands. Antarctic Science 27, 101–102. https://doi.org/10.1017/S0954102014000595

Kjerfve, B., 1981. Tides of the Caribbean Sea. Journal of Geophysical Reseach 86, 4243–4247.

Klein, A., Schumacher, L., 2002. Short-term beach rotation processes in distinct headland bay beach systems. Journal of Coastal Research 18, 442–458.

Komar, P.D., 1939. Beach processes and sedimentation, 2nd ed. Prentice Hall.

Latandret-Solana, S.A., Torres Parra, R.R., Herrera Moyano, D.P., 2023. Ocean tides in the colombian basin and atmospheric contribution to S2. Dynamics of Atmospheres and Oceans 102, 101356. https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2023.101356

Le Cozannet, G., Bulteau, T., Castelle, B., Ranasinghe, R., Wöppelmann, G., Rohmer, J., Bernon, N., Idier, D., Louisor, J., Salas-y-Mélia, D., 2019. Quantifying uncertainties of sandy shoreline change projections as sea level rises. Scientific Reports 9. https://doi.org/10.1038/s41598-018-37017-4

Leach, C., Kennedy, D.M., Pucino, N., Doumtsis, S., Sorrell, K.J., Allan, B., Carvalho, R.C., Liu, J., Ierodiaconou, D., 2023. Measuring drivers of shoreline and subaerial beach change using limited datasets in a temperate, wave-dominated sandy system: Inverloch, Australia. Ocean & Coastal Management 240, 106641. https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2023.106641

Lemke, L., Miller, J.K., 2017. EOF analysis of shoreline and beach slope variability at a feeder beach constructed within a groin field at Long Branch, New Jersey. Coastal Engineering 121, 14–25. https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2016.11.001

Lemke, L., Miller, J.K., Mahon, A., Livermont, E., 2014. EOF ANALYSIS OF SHORELINE CHANGES FOLLOWING AN ALTERNATIVE BEACH FILL WITHIN A GROIN FIELD. Int. Conf. Coastal. Eng. 1, 83. https://doi.org/10.9753/icce.v34.sediment.83

Liu, Q., Trinder, J.C., Turner, I.L., 2017. Automatic super-resolution shoreline change monitoring using Landsat archival data: a case study at Narrabeen–Collaroy Beach, Australia. JARS 11, 016036. https://doi.org/10.1117/1.JRS.11.016036

Liu, Y., Li, S., Liao, Z., Liu, Q., Zou, Q., Liu, W., 2023. Explicit wave-runup formula for beaches fronted by coral reefs using tree-based models. Coastal Engineering 183, 104308. https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2023.104308

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

Lopera, L., Cardona, Y., Zapata-Ramírez, P.A., 2020. Circulation in the Seaflower Reserve and Its Potential Impact on Biological Connectivity. Frontiers in Marine Science 7, 477314. https://doi.org/10.3389/FMARS.2020.00385/BIBTEX

López, V., Díaz, J., 2000. Morfología y estructura de las formaciones coralinas del Archipiélago de San Bernardo, Caribe Colombiano. Revista Académica Colombiana de Ciencias Exactas y Naturales 24, 219–230.

Lowe, R.J., Falter, J.L., Bandet, M.D., Pawlak, G., Atkinson, M.J., Monismith, S.G., Koseff, J.R., 2005. Spectral wave dissipation over a barrier reef. J. Geophys. Res. 110, 2004JC002711. https://doi.org/10.1029/2004JC002711

Lugo-Fernández, A., Roberts, H.H., Suhayda, J.N., 1998. Wave transformations across a Caribbean fringing-barrier Coral Reef. Continental Shelf Research 18, 1099–1124. https://doi.org/10.1016/S0278-4343(97)00020-4

Luijendijk, A., Hagenaars, G., Ranasinghe, R., Baart, F., Donchyts, G., Aarninkhof, S., 2018. The State of the World's Beaches. Scientific Reports 2018 8:1 8, 1–11. https://doi.org/10.1038/s41598-018-24630-6

Martín-Prieto, J.A., Roig-Munar, F.X., Pons, G.X., Rodríguez-Perea, A., Alvarado, M., Mir-Gual, M., 2013. Description of erosion processes in Spratt Bight (San Andrés Island, Colombia) using Sequential End Point Rates (EPR). Journal of Coastal Research 65, 997–1002. https://doi.org/10.2112/si65-169.1

Mase, H., Tamada, T., Yasuda, T., Hedges, T.S., Reis, M.T., 2013. Wave Runup and Overtopping at Seawalls Built on Land and in Very Shallow Water. J. Waterway, Port, Coastal, Ocean Eng. 139, 346–357. https://doi.org/10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000199

Masselink, G., Lazarus, E., 2019. Defining Coastal Resilience. Water 11, 2587. https://doi.org/10.3390/w11122587

Medellín, G., Brinkkemper, J.A., Torres-Freyermuth, A., Appendini, C.M., Mendoza, E.T., Salles, P., 2016. Run-up parameterization and beach vulnerability assessment on a barrier island: A downscaling approach. Natural Hazards and Earth System Sciences 16, 167–180. https://doi.org/10.5194/nhess-16-167-2016

Méhauté, B., 1979. An Introduction to Hydrodynamics and Water Waves. Springer Berlin, Heidelberg.

Mentaschi, L., Vousdoukas, M.I., Pekel, J.-F., Voukouvalas, E., Feyen, L., 2018. Global long-term observations of coastal erosion and accretion OPEN 8, 12876. https://doi.org/10.1038/s41598-018-30904-w

Meoded-Stern, L., Silva, A.P., Foo, S.A., Waller, A., Byrne, M., Vila-Concejo, A., 2025. Reef geomorphology, hydrodynamic energy and coral morphology influence recovery after bleaching. Marine Environmental Research 212, 107554. https://doi.org/10.1016/j.marenvres.2025.107554

Mil-Homens, J., Ranasinghe, R., van Thiel de Vries, J.S.M., Stive, M.J.F., 2013. Re-evaluation and improvement of three commonly used bulk longshore sediment transport formulas. Coastal Engineering 75, 29–39. https://doi.org/10.1016/J.COASTALENG.2013.01.004

Miller, J.K., Dean, R.G., 2007. Shoreline variability via empirical orthogonal function analysis: Part II relationship to nearshore conditions. Coastal Engineering 54, 133–150. https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2006.08.014

Molina, R., Manno, G., Villar, A.C.D., Jigena-Antelo, B., Muñoz-Pérez, J.J., Cooper, J.A.G., Pranzini, E., Anfuso, G., 2025. The Effects of Anthropic Structures on Coastline Morphology: A Case Study from the Málaga Coast (Spain). JMSE 13, 319. https://doi.org/10.3390/jmse13020319

Monroy, J., Pico, S., Dagua, P., Herrera, D., 2018. Boletín Meteomarino del Caribe Colombiano No 72. Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Caribe, Cartagena.

Morris, R.L., Konlechner, T.M., Ghisalberti, M., Swearer, S.E., 2018. From grey to green: Efficacy of eco-engineering solutions for nature-based coastal defence. Global Change Biology 24, 1827–1842. https://doi.org/10.1111/gcb.14063

Morton, R.A., 2002. Factors Controlling Storm Impacts on Coastal Barriers and Beaches: A Preliminary Basis for near Real-Time Forecasting Factors Controlling Storm Impacts on Coastal Barriers and Beaches-A Preliminary Basis for Near Real-Time Forecasting, Source: Journal of Coastal Research.

Muñoz, J., Medina, R., Tejedor, B., 2001. Determination of longshore variations by EOF method in Victoria Beach (SW Spain). Scientia Marina 65, 392–402.

Muñoz, J.J., Navarro, M., Roman-Sierra, J., Tejedor, B., Rodriguez, I., Gomez-Pina, G., 2009. Long-term evolution of a transgressive migrating dune using reconstruction of the EOF method. Geomorphology 112, 167–177. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.05.016

Navarro, W., Orfila, A., Orejarena-Rondón, A., Vélez, J.C., Lonin, S., 2021. Wave Energy Dissipation in a Shallow Coral Reef Lagoon Using Marine X-Band Radar Data. Journal of Geophysical Research: Oceans 126.

Nawarat, K., Reyns, J., Vousdoukas, M.I., Duong, T.M., Kras, E., Ranasinghe, R., 2024. Coastal hardening and what it means for the world's sandy beaches. Nature Communications 15. https://doi.org/10.1038/s41467-024-54952-1

Newton, A.P., 1914. The colonizing activities of the English Puritans. The last phase of the Elizabethan struggle with Spanish - XI. Yale Historical Publications Miscellany, New Haven, Connecticut.

OHI, O.H.I., 2024. Normas de la Organización Hidrográfica Internacional para los Levantamientos Hidrográficos, Edición 6.2.0. ed, Publicación S-44. Publicado por la Organización Hidrográfica Internacional.

Olarte, P., 2019. Climatología del transporte potencial de sedimentos costeros inducido por oleaje en la Isla San Andrés. Universidad Nacional de Colombia, Medellín.

Oppenheimer, M., Glavovic, B.C., 2022. Sea Level Rise and Implications for Low-Lying Islands, Coasts and Communities. The Ocean and Cryosphere in a Changing Climate: Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change 321–446. https://doi.org/10.1017/9781009157964.006

Ortiz, J., 2012. Exposure of the Colombian Caribbean coast, including San Andrés Island, to tropical storms and hurricanes, 1900-2010. Natural Hazards 61, 815–827.

Ortiz, J., Otero, L., Restrepo, J., 2013. Cold fronts in the Colombian Caribbean Sea and their relationship to extreme wave events. Natural HazardsNat Hazards Earth Syst Sci 13, 2797–2804.

Ortiz, J., Plazas, J., Lizano, O., 2015. Evaluation of Extreme Waves Associated with Cyclonic Activity on San Andrés Island in the Caribbean Sea since 1900. Journal of Coastal Research 31, 557–568.

Osorio-Cano, J.D., Alcérreca-Huerta, J.C., Navarro, B.A., Álvarez-Silva, O., 2024. The Seaflower Biosphere Reserve: Research advances on ocean and coastal processes and related hazards for the regional management. Ocean & Coastal Management 258, 107414. https://doi.org/10.1016/J.OCECOAMAN.2024.107414

Osorio-Granada, A.M., Jigena-Antelo, B., Vidal-Perez, J., Zambianchi, E., Osorio-Granada, E.G., Torrecillas, C., Romero-Cozar, J., Leon-Rincón, H., Oviedo-Prada, K., Muñoz-Perez, J.J., 2023. Acoustic Evidence of Shallow Gas Occurrences in the Offshore Sinú Fold Belt, Colombian Caribbean Sea. Journal of Marine Science and Engineering 2023, Vol. 11, Page 2121 11, 2121. https://doi.org/10.3390/JMSE11112121

Oviedo-Prada, K., Jigena-Antelo, B., Otálora-Murillo, N., Romero-Cózar, J., Contreras-de-Villar, F., Muñoz-Pérez, J., 2021. A New Method for the Collection of Marine Geomagnetic Information: Survey Application in the Colombian Caribbean. Journal of Marine Science and Engineering 9, 1–21.

Oviedo-Prada, K., Muñoz-Perez, J.J., Escobar-Olaya, G., Osorio-Granada, A.M., Howden, S., Torrecillas-Lozano, C., Romero-Cozar, J., Contreras-de-Villar, A., Leon-Rincon, H., Jigena-

Antelo, B., 2024. Results of high-resolution technologies applied in the acquisition of seafloor information in the Colombian Caribbean Sea. Geocarto International 39. https://doi.org/10.1080/10106049.2024.2321365

Pajak, M.J., Leatherman, S., 2002. The high water line as shoreline indicator. Journal of Coastal Research 8, 329–337.

Palalane, J., Fredriksson, C., Marinho, B., Larson, M., Hanson, H., Coelho, C., 2016. Simulating cross-shore material exchange at decadal scale. Model application. Coastal Engineering 116, 26–41. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2016.05.007

Parsons, J.J., 1956. San Andres and Providencia. English speaking islands in the western Caribbean. University of California, Berkeley Publications in Geography, Berkeley, California.

Péquignet, A., Becker, J., Merrifield, M., Aucan, J., 2009. Forcing of resonant modes on a fringing reef during tropical storm Man-Yi. GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS 36, 1–6.

Pianca, C., Holman, R., Siegle, E., 2015. Shoreline variability from days to decades: Results of long-term video imaging. JGR Oceans 120, 2159–2178. https://doi.org/10.1002/2014JC010329

Pomeroy, A.W.M., Lowe, R.J., Ghisalberti, M., Winter, G., Storlazzi, C., Cuttler, M., 2018. Spatial Variability of Sediment Transport Processes Over Intratidal and Subtidal Timescales Within a Fringing Coral Reef System. JGR Earth Surface 123, 1013–1034. https://doi.org/10.1002/2017JF004468

Posada, B., Henao, W., 2007. Diagnóstico de la erosión en la zona del Caribe Colombiano. INVEMAR Serie de Publicaciones Especiales, Santa Marta.

Posada, B., Henao, W., Morales, D., 2011. Diagnóstico de la Erosión Costera del Territorio Insular Colombiano.

Prato-Valderrama, J., Santos-Martínez, A., Morales-de-Anda, D., Schuhmann, P.W., Castaño, D., Cupul-Magaña, A.L., 2025. Barrier reefs may provide a high wave energy natural refuge for large-sized endangered parrotfish species in the Caribbean. Discov Oceans 2. https://doi.org/10.1007/s44289-025-00049-6

Quataert, E., Storlazzi, C., Van Rooijen, A., Cheriton, O., Van Dongeren, A., 2015. The influence of coral reefs and climate change on wave-driven flooding of tropical coastlines. Geophysical Research Letters. https://doi.org/10.1002/2015GL064861

Quesada, B., Esteban Cantillo, O.J., Clerici, N., Quesada, B., Esteban Cantillo, O.J., Clerici, N., 2022. Hydroclimatic extremes regulation by mangroves in a highly vulnerable small Caribbean Island. EGUGA EGU22-5891. https://doi.org/10.5194/EGUSPHERE-EGU22-5891

Quick, M.C., 1991. Onshore-offshore sediment transport on beaches.

Rangel-Buitrago, N., Gracia C., A., Galgani, F., Neal, W.J., 2025. The environmental legacy of coastal sandbags. Marine Pollution Bulletin 220, 118440. https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2025.118440

Rangel-Buitrago, N., Williams, A.T., Anfuso, G., 2018. Hard protection structures as a principal coastal erosion management strategy along the Caribbean coast of Colombia. A chronicle of pitfalls. Ocean and Coastal Management 156, 58–75. https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2017.04.006

Rangel-Buitrago, N.G., Anfuso, G., Williams, A.T., 2015. Coastal erosion along the Caribbean coast of Colombia: Magnitudes, causes and management. Ocean and Coastal Management 114, 129–144. https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2015.06.024

Ratliff, K.M., Murray, A.B., 2014. Modes and emergent time scales of embayed beach dynamics. Geophysical Research Letters 41, 7270–7275. https://doi.org/10.1002/2014GL061680

Rey, W., Mendoza, E.T., Salles, P., Zhang, K., Teng, Y.C., Trejo-Rangel, M.A., Franklin, G.L., 2019a. Hurricane flood risk assessment for the Yucatan and Campeche State coastal area. Natural Hazards 96, 1041–1065. https://doi.org/10.1007/s11069-019-03587-3

Rey, W., Monroy, J., Quintero, J., Escobar, G., Salles, P., Ruíz, P., Appendini, C., 2019b. Evaluación de áreas susceptibles a la inundación por marea de tormenta generada por ciclones tropicales en el archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina, Colombia. Bol. Cient. CIOH In Press.

Rey, W., Ruiz-Salcines, P., Salles, P., Urbano-Latorre, C.P., Escobar-Olaya, G., Osorio, A.F., Ramírez, J.P., Cabarcas-Mier, A., Jigena-Antelo, B., Appendini, C.M., 2021. Hurricane Flood Hazard Assessment for the Archipelago of San Andres, Providencia and Santa Catalina, Colombia. Frontiers in Marine Science 8. https://doi.org/10.3389/fmars.2021.766258

Richardson, P.L., 2005. Caribbean Current and eddies as observed by surface drifters. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 52, 429–463. https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2004.11.001

Richman, M.B., 1986. Rotation of principal components. J. Climatol. 6, 293–335. https://doi.org/10.1002/joc.3370060305

Robinet, A., Castelle, B., Idier, D., Harley, M.D., Splinter, K.D., 2020. Controls of local geology and cross-shore/longshore processes on embayed beach shoreline variability. Marine Geology 422, 106118. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2020.106118

Rodrigues Romero, P., Riano Suarez, D., Ramirez Riano, L., Lopez Porras, G., Escobar Oviedo, C., Espanol Nino, W., Ayure Alba, L., 2020. Estudio Ambiental Estrategico sobre el Estado del Arte del fenómeno de erosión costera en el Archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina y recomendaciones en el marco del. Bogotá.

Rodríguez, A., Reyes, M., 2008. EVALUACIÓN RÁPIDA DE LOS EFECTOS DEL HURACÁN BETA EN LA ISLA PROVIDENCIA (CARIBE COLOMBIANO). Bol. Invest. Mar. Cost. 37, 215–222.

Roeber, V., Bricker, J.D., 2015. Destructive tsunami-like wave generated by surf beat over a coral reef during Typhoon Haiyan. Nat Commun 6, 7854. https://doi.org/10.1038/ncomms8854

Roelvink, D., de Vries, T., Lescinski, J., McCall, R., 2010. XBeach Model Description and Manual.

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, 1133–1152. https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2009.08.006

Rutten, J., Dubarbier, B., Price, T.D., Ruessink, B.G., Castelle, B., 2019. Alongshore Variability in Crescentic Sandbar Patterns at a Strongly Curved Coast. JGR Earth Surface 124, 2877–2898. https://doi.org/10.1029/2019JF005041

Sallenger, A.H., 2013. Coastal of Florida Summer Storm Impact Scale for Barrier Islands. Coastal Education and Research Foundation, Inc. 16, 890–895.

Sallenger, A.H., 2000. Storm Impact Scale for Barrier Islands, Source: Journal of Coastal Research.

Sanford, L.P., Gao, J., 2018. Influences of Wave Climate and Sea Level on Shoreline Erosion Rates in the Maryland Chesapeake Bay. Estuaries and Coasts 41, 19–37. https://doi.org/10.1007/s12237-017-0257-7

Santamaría-del-angel, E., Millan, R., Gonzalez, A., 2011. Comparison of In Situ and Remotely-Sensed Chl- a Concentrations : A Statistical Examination of the Match-up Approach Comparison of In Situ and Remotely-Sensed Chl- a Concentrations : A Statistical Examination of the, in: PRESPO, E., IOCCG (Eds.), Handbook of Satellite Remote Sensing Image Interpretation: Marine Applications. pp. 221–238.

Senechal, N., Coco, G., Bryan, K.R., Holman, R.A., 2011. Wave runup during extreme storm conditions. J. Geophys. Res. 116, 2010JC006819. https://doi.org/10.1029/2010JC006819

Senechal, N., Coco, G., Castelle, B., Marieu, V., 2015. Storm impact on the seasonal shoreline dynamics of a meso- to macrotidal open sandy beach (Biscarrosse, France). Geomorphology 228, 448–461. https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2014.09.025

Seneviratne, S., et al., 2012. Changes in Climate Extremes and their Impacts on the Natural Physical Environment, Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation (SREX). ntergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge, UK.

Serafin, K.A., Ruggiero, P., 2014. Simulating extreme total water levels using a time-dependent, extreme value approach. Journal of Geophysical Research: Oceans 119, 6305–6329. https://doi.org/10.1002/2014JC010093

Short, A.D., Trembanis, A.C., 2004. Decadal Scale Patterns in Beach Oscillation and Rotation Narrabeen Beach, Australia—Time Series, PCA and Wavelet Analysis. Journal of Coastal Research 202, 523–532. https://doi.org/10.2112/1551-5036(2004)020%5B0523:DSPIBO%5D2.0.CO;2

Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Marquis, M., Averyt, K., M. B Tignor, M., LeRoy Miller, H., 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Cambridge University Press, U.K.

Soloy, A., Turki, I., Lecoq, N., Solano, C.L., Laignel, B., 2022. Spatio-temporal variability of the morpho-sedimentary dynamics observed on two gravel beaches in response to hydrodynamic forcing. Marine Geology 447. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2022.106796

Stockdon, H., Sallenger Jr, A., Jeffrey H, L., Holman, R.A., 2002. Estimation of shoreline position and change using airborne topographic lidar data. Journal of Coastal Research 18, 502–513.

Stockdon, H.F., Holman, R.A., Howd, P.A., Sallenger, A.H., 2006. Empirical parameterization of setup, swash, and runup. Coastal Engineering 53, 573–588. https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2005.12.005

Storlazzi, C.D., Mcmanus, M.A., Logan, J.B., Mclaughlin, B.E., 2006. Cross-shore velocity shear , eddies and heterogeneity in water column properties over fringing coral reefs : West Maui , Hawaii 26, 401–421. https://doi.org/10.1016/j.csr.2005.12.006

Stronkhorst, J., Levering, A., Hendriksen, G., Rangel-Buitrago, N., Rosendahl, L., 2018. Regional coastal erosion assessment based on global open access data: a case study for Colombia. Journal of Coastal Conservation 22, 787–798. https://doi.org/10.1007/s11852-018-0609-x

Symonds, G., Huntley, D.A., Bowen, A.J., 1982. Two-dimensional surf beat: Long wave generation by a time-varying breakpoint. J. Geophys. Res. 87, 492–498. https://doi.org/10.1029/JC087iC01p00492

Thomas, T., Phillips, M.R., Williams, A.T., 2010. Mesoscale evolution of a headland bay: Beach rotation processes. Geomorphology 123, 129–141. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.06.018

Thomas, Y.F., Nicolae Lerma, A., Durand, P., Posada, B.O., García Valencia, C., Andrade Amaya, C.A., 2011. Altura significativa del oleaje en la Cuenca Colombiana del Caribe, datos de altimetría radar. Boletín Científico CIOH 27–45. https://doi.org/10.26640/01200542.29.27_45

Torrecillas, C., Zarzuelo, C., De La Fuente, J., Jigena-Antelo, B., Prates, G., 2024. Evaluation and Modelling of the Coastal Geomorphological Changes of Deception Island since the 1970 Eruption and Its Involvement in Research Activity. Remote Sensing 16, 512. https://doi.org/10.3390/rs16030512

Torrence, C., Compo, G.P., 1998. A Practical Guide to Wavelet Analysis. Bull. Amer. Meteor. Soc. 79, 61–78. https://doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079%3C0061:APGTWA%3E2.0.CO;2

Torres, R., Sánchez, D., Moreno, M., 2017. Variación estacional del nivel del mar en el Archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina, Mar Caribe. Revista de Biologia Marina y Oceanografia 52, 343–352. https://doi.org/10.4067/S0718-19572017000200013

Torres, R., Tsimplis, M.N., 2012. Seasonal sea level cycle in the Caribbean Sea. Journal of Geophysical Research: Oceans 117. https://doi.org/10.1029/2012JC008159

Turki, I., Medina, R., Gonzalez, M., Coco, G., 2013. Natural variability of shoreline position: Observations at three pocket beaches. Marine Geology 338, 76–89. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.10.007

Turner, I., Harley, M., Short, A., Simmons, J., Bracs, M., Phillips, M., Splinter, K., 2016. A multi-decade dataset of monthly beach profile surveys and inshore wave forcing at Narrabeen, Australia. Scientific Data 3, 1–13. https://doi.org/10.1038/sdata.2016.24

UNGRD, 2018. Atlas de Riesgo de Colombia: revelando los desastres latentes. Gobierno de Colombia, Bogotá DC.

USACE, 2013. Coastal Risk Reduction and Resilience, CWTS 2013-3.

Van Dongeren, A., Battjes, J., Janssen, T., Van Noorloos, J., Steenhauer, K., Steenbergen, G., Reniers, A., 2007. Shoaling and shoreline dissipation of low-frequency waves. J. Geophys. Res. 112, 2006JC003701. https://doi.org/10.1029/2006JC003701

Van Overeem, J., 2022. Coastal Erosion at Spratt Bight Beach, San Andrés A study on its cause and the applicability of the Building with Nature approach. Delft University of Technology.

Vos, K., Harley, M., Splinter, K., Simmons, J., Turner, I., 2019a. Sub-annual to multi-decadal shoreline variability from publicly available satellite imagery. Coastal Engineering 150, 160–174. https://doi.org/10.1016/J.COASTALENG.2019.04.004

Vos, K., Harley, M.D., Turner, I.L., Splinter, K.D., 2023. Pacific shoreline erosion and accretion patterns controlled by El Niño/Southern Oscillation. Nat. Geosci. 16, 140–146. https://doi.org/10.1038/s41561-022-01117-8

Vos, K., Splinter, K.D., Harley, M.D., Simmons, J.A., Turner, I.L., 2019b. CoastSat: A Google Earth Engine-enabled Python toolkit to extract shorelines from publicly available satellite imagery. Environmental Modelling and Software 122, 104528. https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2019.104528

Vousdoukas, M.I., Ranasinghe, R., Mentaschi, L., Plomaritis, T.A., Athanasiou, P., Luijendijk, A., Feyen, L., 2020. Sandy coastlines under threat of erosion. Nature Climate Change 10, 260–263. https://doi.org/10.1038/s41558-020-0697-0

Wang, P., Roberts Briggs, T.M., 2015. Storm-Induced Morphology Changes along Barrier Islands and Poststorm Recovery, in: Coastal and Marine Hazards, Risks, and Disasters. Elsevier Inc., pp. 271–306. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-396483-0.00010-8

Wiedemann, H., 1973. Reconnaissance of the Ciénaga Grande de Santa Marta, Colombia: physical parameters and geological history. Mitt. Inst. Col. Alemán Invest Cient 7, 85–119.

Wiens, H., 1962. Atoll Environment and Ecology. Yale Univ. Press, New Haven, Conn.

Yates, M.L., Guza, R.T., O'Reilly, W.C., 2009. Equilibrium shoreline response: Observations and modeling. J. Geophys. Res. 114, 2009JC005359. https://doi.org/10.1029/2009JC005359

Yuan, T., Yao, Y., Li, Z., Xu, C., 2023. An Investigation of Wave-Driven Current Characteristics across Fringing Reefs under Monochromatic Waves. JMSE 11, 1843. https://doi.org/10.3390/jmse11101843

Zacharioudaki, A., Reeve, D.E., 2011. Shoreline evolution under climate change wave scenarios. Climatic Change 108, 73–105. https://doi.org/10.1007/s10584-010-0011-7

Universidad de Cádiz

ANEXOS

EVALUACIÓN DE LA DINÁMICA COSTERA Y SU RESPUESTA AL IMPACTO POR TORMENTAS EXTREMAS EN LAS ISLAS DE SAN ANDRÉS Y PROVIDENCIA, COLOMBIA.

TESIS DOCTORAL

Autor: ***Angélica María Cabarcas Mier***

Directores: ***Bismarck Jigena Antelo***
Wilmer Rey Sánchez

Abril de 2026

Anexo A

Publicaciones científicas

Anexo A

a. Publicaciones científicas

a.1 Artículo científico. Regional Studies in Marine Science

Cabarcas-Mier, A., Rey, W., Torrecillas, C., Paladio-Hernandez, A., Cahuich-López, M., Salles, P., Muñoz-Perez, J.J., De Santos-Medina, L., Jigena-Antelo, B., 2025. Assessment of the shoreline dynamics in San Andres Island: A remote sensing and EOF analysis approach. Regional Studies in Marine Science 90, 104435. https://doi.org/10.1016/j.rsma.2025.104435

(Publicado)

Este estudio investiga la variabilidad espacial y temporal de la línea de costa de la isla de San Andrés (SAI), ubicada en un área protegida reconocida internacionalmente en el mar Caribe colombiano, utilizando imágenes satelitales Sentinel-2 que cubren seis años (2015–2021). Los datos fueron descargados mediante Google Earth Engine y procesados con la herramienta CoastSat. Se calcularon los indicadores costeros NSM, EPR y LRR. Posteriormente, se implementó un análisis de Funciones Empíricas Ortogonales (EOF) para comprender los patrones espaciales predominantes de la costa en dos regiones significativas de la isla y su correspondiente variación temporal. Como resultado, los indicadores estadísticos revelaron que más del 60 % de los transectos presentaron tendencias erosivas en ambas áreas de estudio. Este estudio encontró tres patrones predominantes que explican una parte significativa de la variabilidad en los datos. El primer modo EOF reveló un movimiento transversal de la línea de costa, como se muestra por una estructura espacial sin cruces por cero en las dos zonas analizadas. El segundo modo EOF presentó cruces por cero o ubicaciones nodales, representando movimiento longitudinal. El tercer modo EOF estuvo relacionado con un fenómeno costero conocido como “respiración”, que influyó en la curvatura de la línea de costa. La variabilidad espacial se explica, por tanto, por el oleaje incidente (primer y segundo modo) y la forma de la playa (tercer

modo). Para ambas zonas, los modos temporales de variabilidad se correlacionaron con los parámetros de oleaje y, con menor significancia, con la velocidad del viento. Adicionalmente, se generaron patrones de acreción y erosión basados en teledetección para dichas zonas. Los resultados obtenidos en este estudio tienen un gran potencial para los responsables de la toma de decisiones que buscan mitigar la erosión costera y mejorar la resiliencia de la isla de San Andrés. Al integrar estos hallazgos en los procesos de toma de decisiones, se pueden desarrollar estrategias efectivas para proteger y sostener este importante ecosistema costero para las futuras generaciones.

frontiers in Marine Science

ORIGINAL RESEARCH
published: 15 November 2021
doi: 10.3389/fmars.2021.766258

Hurricane Flood Hazard Assessment for the Archipelago of San Andres, Providencia and Santa Catalina, Colombia

Wilmer Rey[1,2], Pablo Ruiz-Salcines[2], Paulo Salles[2,3], Claudia P. Urbano-Latorre[1], Germán Escobar-Olaya[1], Andrés F. Osorio[4], Juan Pablo Ramírez[4], Angélica Cabarcas-Mier[1,5], Bismarck Jigena-Antelo[5] and Christian M. Appendini[2,3]**

[1] Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Caribe (CIOH), Cartagena, Colombia, [2] Laboratorio de Ingeniería y Procesos Costeros (LIPC), Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), Sisal, Mexico, [3] Laboratorio Nacional de Resiliencia Costera (LANRESC), Laboratorios Nacionales CONACyT, Sisal, Mexico, [4] Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín – Grupo de Investigación OCEANICOS, Medellín, Colombia, [5] Departamento de Ciencias y Técnicas de la Navegación y Construcciones Navales, Escuela de Ingenierías Marina, Náutica y Radioelectrónica, Universidad de Cádiz, Puerto Real, Spain

OPEN ACCESS

Edited by:
Ivica Vilibic,
Rudjer Boskovic Institute, Croatia

Reviewed by:
Wei-Bo Chen,
National Science and Technology Center for Disaster Reduction (NCDR), Taiwan
Guoxiang Wu,
Ocean University of China, China

***Correspondence:**
Wilmer Rey
w.reysanchez@gmail.com;
wreys@iingen.unam.mx
Christian M. Appendini
cappendinia@iingen.unam.mx

Specialty section:
This article was submitted to Coastal Ocean Processes, a section of the journal Frontiers in Marine Science

Received: *28 August 2021*
Accepted: *11 October 2021*
Published: *15 November 2021*

Citation:
Rey W, Ruiz-Salcines P, Salles P, Urbano-Latorre CP, Escobar-Olaya G, Osorio AF, Ramírez JP, Cabarcas-Mier A, Jigena-Antelo B and Appendini CM (2021) Hurricane Flood Hazard Assessment for the Archipelago of San Andres, Providencia and Santa Catalina, Colombia. Front. Mar. Sci. 8:766258. doi: 10.3389/fmars.2021.766258

Despite the low occurrence of tropical cyclones at the archipelago of San Andres, Providencia, and Santa Catalina (Colombia), Hurricane Iota in 2020 made evident the area vulnerability to tropical cyclones as major hazards by obliterating 56.4 % of housing, partially destroying the remaining houses in Providencia. We investigated the hurricane storm surge inundation in the archipelago by forcing hydrodynamic models with synthetic tropical cyclones and hypothetical hurricanes. The storm surge from synthetic events allowed identifying the strongest surges using the probability distribution, enabling the generation of hurricane storm surge flood maps for 100 and 500 year return periods. This analysis suggested that the east of San Andres and Providencia are the more likely areas to be flooded from hurricanes storm surges. The hypothetical events were used to force the hydrodynamic model to create worst-case flood scenario maps, useful for contingency and development planning. Additionally, Hurricane Iota flood levels were calculated using 2D and 1D models. The 2D model included storm surge (SS), SS with astronomical tides (AT), and SS with AT and wave setup (WS), resulting in a total flooded area (percentage related to Providencia's total area) of 67.05 ha (3.25 %), 65.23 ha (3.16 %), and 76.68 ha (3.68%), respectively. While Hurricane Iota occurred during low tide, the WS contributed 14.93 % (11.45 ha) of the total flooded area in Providencia. The 1D approximation showed that during the storm peak in the eastern of the island, the contribution of AT, SS, and wave runup to the maximum sea water level was –3.01%, 46.36%, and 56.55 %, respectively. This finding provides evidence of the water level underestimation in insular environments when modeling SS without wave contributions. The maximum SS derived from Iota was

a.2 Artículo científico. Frontiers in Marine Science.

Rey, W., Ruiz-Salcines, P., Salles, P., Urbano-Latorre, C.P., Escobar-Olaya, G., Osorio, A.F., Ramírez, J.P., Cabarcas-Mier, A., Jigena-Antelo, B., Appendini, C.M., 2021. Hurricane Flood Hazard Assessment for the Archipelago of San Andres, Providencia and Santa Catalina, Colombia. Frontiers in Marine Science 8. https://doi.org/10.3389/fmars.2021.766258

(Publicado)

A pesar de la baja ocurrencia de ciclones tropicales en el archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina (Colombia), el huracán Iota en 2020 evidenció la vulnerabilidad del área frente a estos eventos como amenazas mayores, al destruir el 56.4 % de las viviendas y afectar parcialmente las restantes en Providencia. En este estudio se investigó la inundación por marejada ciclónica en el archipiélago mediante la forzante de modelos hidrodinámicos con ciclones tropicales sintéticos y huracanes hipotéticos. Las marejadas ciclónicas generadas a partir de eventos sintéticos permitieron identificar las más intensas mediante la distribución de probabilidad, posibilitando la generación de mapas de inundación por marejada ciclónica para periodos de retorno de 100 y 500 años. Este análisis sugiere que el sector oriental de San Andrés y Providencia corresponde a las áreas con mayor probabilidad de inundación por marejada ciclónica asociada a huracanes. Los eventos hipotéticos fueron utilizados para forzar el modelo hidrodinámico con el fin de generar escenarios de inundación de peor caso, útiles para la planificación de contingencias y desarrollo. Adicionalmente, los niveles de inundación asociados al huracán Iota fueron estimados mediante modelos 2D y 1D. El modelo 2D incluyó la marejada ciclónica (SS), la marejada ciclónica combinada con marea astronómica (AT), y la combinación de marejada ciclónica, marea astronómica y wave setup (WS), resultando en áreas inundadas totales (porcentaje respecto al área total de Providencia) de 67.05 ha (3.25 %), 65.23 ha (3.16 %) y 76.68 ha (3.68 %), respectivamente. Aunque el huracán Iota ocurrió durante marea baja, el wave setup contribuyó con el 14.93 % (11.45 ha) del área total inundada en Providencia.

La aproximación 1D mostró que, durante el pico de la tormenta en el sector oriental de la isla, la contribución de la marea astronómica (AT), la marejada ciclónica (SS) y el wave runup al nivel máximo del mar fue de −3.01 %, 46.36 % y 56.55 %, respectivamente. Este resultado evidencia la subestimación del nivel del agua en ambientes insulares cuando se modela la marejada ciclónica sin

considerar las contribuciones del oleaje. La máxima marejada ciclónica derivada de Iota fue de 1.25 m en el sector oriental de Providencia, la cual, según este estudio, tiene un periodo de retorno asociado de 3,234 años. La metodología propuesta en este estudio puede ser aplicada a otras zonas costeras y puede incorporar el efecto del cambio climático sobre las marejadas ciclónicas y el aumento del nivel del mar. Los resultados obtenidos son de utilidad para gestores de emergencias, entidades gubernamentales, comunidades costeras y responsables de la formulación de políticas, como insumo para la implementación de medidas de protección civil.

Regional Studies in Marine Science 90 (2025) 104435

Contents lists available at ScienceDirect

Regional Studies in Marine Science

journal homepage: www.elsevier.com/locate/rsma

Assessment of the shoreline dynamics in San Andres Island: A remote sensing and EOF analysis approach

Angélica Cabarcas-Mier [a,b], Wilmer Rey [b,c,d,*], Cristina Torrecillas [e], Alejandro Paladio-Hernandez [c,j], Miguel Cahuich-López [g,h], Paulo Salles [c,f], Juan J. Muñoz-Perez [a], Lucia de Santos-Medina [i], Bismarck Jigena-Antelo [a]

[a] Universidad de Cádiz, Escuela de Ingenierías Marina, Náutica y Radioelectrónica (EIMANAR), Puerto Real Campus, CASEM, Puerto Real, Cádiz 11510, Spain
[b] Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Caribe (CIOH), Cartagena de Indias 130001, Colombia
[c] Laboratorio de Ingeniería y Procesos Costeros (LIPC), Instituto de ingeniería, Universidad Autónoma de México (UNAM), Sisal, Yucatán 97356, Mexico
[d] Escuela Nacional de Estudios Superiores, Unidad Mérida, Universidad Autónoma de México, Mérida-Tetiz Carretera km 4, Ucu, Yucatán 97357, Mexico
[e] Universidad de Sevilla, Departamento de Ingeniería Gráfica, Escuela Superior Técnica de Ingeniería, Sevilla 41092, Spain
[f] Laboratorio Nacional de Resiliencia Costera, Secihti, Sisal, Yucatán, Mexico
[g] Cooperative Institute for Satellite Earth System Studies (CISESS)/Earth System Science Interdisciplinary Center (ESSIC), University of Maryland, College Park, MD, USA
[h] Atmospheric Sciences Modeling Division, NOAA/Air Resources Laboratory, College Park, MD, USA
[i] Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), Baja California, Mexico
[j] Consiglio Nazionale delle Ricerche, Istituto di Scienze Marine (CNR-ISMAR), Venice, Italy

ARTICLE INFO

Keywords:
Coastsat
Shoreline variability
Sediment transport
Satellite images
Wavelet
Sandy beaches

ABSTRACT

This study investigates the spatial and temporal variability of the shoreline of San Andres Island (SAI), located in an internationally recognized protected area in the Colombian Caribbean Sea, using Sentinel-2 satellite images covering six years (2015–2021). The data were downloaded using Google Earth Engine and processed with the CoastSat tool. Coastal indicators NSM, EPR, and LRR were calculated. Afterward, an Empirical Orthogonal Functions (EOF) analysis was implemented to comprehend the favored spatial patterns of the coasts in two significant regions of the island and their corresponding temporal fluctuation. As a result, the statistical indicators revealed that more than 60 % of the transects displayed erosional trends in both study areas. This study found three prevailing patterns that account for a significant portion of the variability in the data. The first EOF mode revealed a cross-shore movement of the shoreline, as shown by a spatial structure with no crossings by zero in the two zones analyzed. The second EOF mode had zero crossings or nodal locations, representing alongshore movement. The third EOF mode was related to a coastal phenomenon known as "breathing," which influenced the curvature of the coastline. The spatial variability is thus explained by the incoming waves (first and second phase) and the beach form (third phase). For both zones, the temporal modes of variability were correlated with wave parameters and with less significance by the wind speed. Additionally, accretion and erosion patterns based on remote sensing were generated for those zones. The insights gained from this study hold significant promise for policymakers aiming to mitigate coastal erosion and enhance the resilience of San Andres Island. By integrating these findings into decision-making processes, effective strategies can be developed to protect and sustain this vital coastal ecosystem for future generations.

1. Introduction

San Andres Island (SAI) is a Colombian island located in the Caribbean Sea, about 700 kilometers northwest of the Colombian Caribbean coast. This island is part of the Archipelago of San Andres, Providencia, and Santa Catalina (SPSC), which is distinguished for its wide diversity of tropical coastal and marine ecosystems, including mangroves, reef lagoons, sand beaches, seagrass beds, and tropical dry forest

* Corresponding author at: Laboratorio de Ingeniería y Procesos Costeros (LIPC), Instituto de ingeniería, Universidad Autónoma de México (UNAM), Sisal, Yucatán 97356, México.
E-mail address: wreys@iingen.unam.mx (W. Rey).

https://doi.org/10.1016/j.rsma.2025.104435
Received 26 January 2025; Received in revised form 25 July 2025; Accepted 19 August 2025
Available online 23 August 2025
2352-4855/© 2025 The Author(s). Published by Elsevier B.V. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/).

b. Comunicaciones a Congreso

b.1 Comunicación oral. SENALMAR 2024

Evaluación de la variabilidad de la línea de costa en la playa spratt bight, en San Andrés Isla. Autores: Angélica María Cabarcas Mier, Wilmer Rey Sanchez, Bismarck Jigena Antelo, Alejandro Paladio-Herandez; Miguel Cahuich-López, Ana Lucia Santos, Paulo Salles y Juan J. Muñoz-Pérez. XX Seminario Nacional de Ciencias y Tecnologías del Mar – SENALMAR. Septiembre 2024, Santa Marta-Colombia. Comunicación oral.


SENALMAR
XX SEMINARIO NACIONAL
DE CIENCIAS Y TECNOLOGÍAS DEL MAR
11 al 14 de Sep. 2024
Santa Marta - U. del Magdalena
Memorias
Defensa
Ciencias
UTADEO
UNIVERSIDAD DEL NORTE
COLOMBIA

Evaluación de la variabilidad de la línea de costa en la playa spratt bight, en San Andrés Isla
Assessment of shoreline variability at Spratt Bight Beach, San Andrés Island

Autores: Angélica María Cabarcas Mier, Wilmer Rey Sanchez, Bismarck Jigena Antelo, Alejandro Paladio-Herandez, Miguel Cahuich-López, Ana Lucia Santos, Paulo Salles and Juan J. Muñoz-Perez.
1 University of Cadiz, School of Marine, Nautical and Radioelectronic Engineering, Puerto Real Campus, CASEM, 11510, Puerto Real, Cadiz, angelica.cabarcasmi@alum.uca.es, bismarck.jigena@gm.uca.es
2 Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Caribe
3 Laboratorio de Ingeniería y Procesos Costeros (LIPC), Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). Sisal, Yucatán 97356, México; wreys@iingen.unam.mx
4 Escuela Nacional de Estudios Superiores, Unidad Mérida, Universidad Nacional Autónoma de México, Carretera Mérida-Tetiz, km 4, 97357 Ucu, Yucatán, México, wilmer.rey@enesmerida.unam.mx
5Atmospheric Sciences Modeling Division, NOAA/Air Resources Laboratory, College Park, Maryland, USA.
6 Cooperative Institute for Satellite Earth System Studies (CISESS)/Earth System Science Interdisciplinary Center (ESSIC)
7 Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California

Resumen

La importancia de entender la dinámica litoral es crucial para establecer estrategias de planificación y control en las zonas costeras, además de implementar estrategias efectivas para la adaptación del cambio climático. En el presente trabajo evaluaron los cambios de la línea de costa por medio de la percepción remota en la playa Spratt Bight, ubicada en la isla de San Andrés, en el periodo de 2015 al 2021. Para el análisis temporal se usaron imágenes satelitales, de las cuales se extrajeron las líneas de costa en el periodo indicado, usando el software CoastSat, que es una herramienta de código abierto que permite tomar imágenes Sentinel y Landsat y extraer automáticamente las líneas de costa a partir de una referencia.

Para el análisis de la variabilidad se usó la técnica de Funciones Empíricas Ortogonales (EOF, por sus siglas en inglés) pueden para descomponer las fluctuaciones de la línea de costa en una serie de nodos ortogonales, donde cada uno representa un patrón espacial y temporal distinto. Para el análisis EOF, los datos se organizaron en la matriz rectangular donde las variables son las estaciones (columnas), el tiempo es el parámetro individual (filas), y la entidad fija es el campo (valores de posición de línea de costa en metros.

Además, con el fin de comprender mejor la variabilidad temporal descrita por las series de tiempo resultantes del análisis EOF, se aplicó la transformada Wavelet tipo Ricker. De igual manera, se propagó en un perfil batimétrico el oleaje desde aguas profundas hasta la costa con un modelo paramétrico, para estimar la energía del oleaje y posteriormente el transporte de sedimentos en la zona de rompientes. Por último, se correlacionaron parámetros oceanográficos y atmosféricos con los modos de variabilidad de la línea de costa. Los resultados muestran una tendencia a la erosión en del centro hacia el extremo Este de la playa, y del centro hacia el extremo Oeste se evidencia una tendencia a la acreción, en parte debido a la presencia de estructuras costeras de origen antropogénico.

b.2 Comunicación oral. II Curso de verano CEI-Mar 2020

Desarrollo costero sostenible y amenazas de origen marino. Caso Archipiélago San Andrés, Providencia y Santa Catalina". Autores: Angélica María Cabarcas Mier, Wilmer Rey Sanchez, Bismarck Jigena Antelo. II Curso de verano CEI-Mar "Costas de Andalucia 2020" del 20-24 julio/2020. Comunicación oral.



cei·mar
campus de excelencia internacional del mar

II Curso de Verano CEI·Mar
"Costas de Andalucía"
2020

UNIVERSIDAD DE ALMERÍA
UNIVERSIDAD DE GRANADA
UCA Universidad de Cádiz
Universidad de Huelva
UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

II Curso de Verano CEI·Mar: 'Costas de Andalucía 2020'

El Coordinador General de Cei·Mar, D. Juan José Muñoz Pérez **CERTIFICA** que Dña. Angélica María Cabarcas Mier ha participado con la ponencia titulada: "Desarrollo costero sostenible y amenazas de origen marino. Caso: Archipiélago San Andrés, Providencia y Santa Catalina" durante el curso celebrado en las Universidades CEI·Mar Andaluzas, del 20 al 24 de julio de 2020.

El Coordinador General de CEI·Mar

cei·mar

D. Juan José Muñoz Pérez

b.3 Comunicación oral y Publicación Capitulo de Libro. 6.as Jornadas de Engenharia Hidrográfica / 1.as Jornadas Luso-Espanholas de Hidrografia. Lisboa, Portugal, 3 al 5 de noviembre de 2020.

Angelica Cabarcas, Bismarck Jigena, Wilmer Rey, Juan Vidal. 2020. Determinación preliminar de los peligros de origen marino, aplicando la metodología Rueda de Peligros Costeros en el Archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina, Colombia. In: Libro de Actas. 6.as Jornadas de Engenharia Hidrográfica / 1.as Jornadas Luso-Espanholas de Hidrografia, Editor: Instituto Hidrografico, Fecha de publicación: 2020/11/5, páginas 85-88, ISBN – 978-989-705-144-9. https://www.hidrografico.pt/atividade/jornadas-de-engenharia-hidrografica-de-2020 .

Resumen

El Archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina, es parte del territorio colombiano, por su ubicación geográfica está muy expuesto a los peligros causados por los sistemas hidrometereológicos que afectan principalmente a playas y zonas costeras. En este trabajo usaremos la metodología de la Rueda de Peligros Costeros (RPC), diseñada para facilitar la detección de peligros e identificación de puntos críticos en las zonas costeras, a partir de la clasificación de la costa con respecto a diferentes variables como la geomorfología, oleaje, régimen mareal, balance sedimentario, clima de tormentas, entre otros. Como resultado obtendremos una identificación de los peligros más significativos, teniendo en cuenta que el archipiélago y la isla de San Andrés están en una situación muy comprometida con respecto a la gestión de sus recursos. Este trabajo proveerá un análisis preliminar que podría ser usado como herramienta para la toma de decisiones en materia de gestión costera.

Determinación preliminar de los peligros de origen marino, aplicando la metodología Rueda de Peligros Costeros en el Archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina, Colombia

Cabarcas, A. (1,2); Jigena, B. (2); Rey, W. (1); Vidal, J. (2)

(1) Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Caribe. Cartagena Colombia. acabarcasm@dimar.mil.co

(2) Universidad de Cádiz. Puerto Real. Cádiz. España .

Resumen: El Archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina, es parte del territorio colombiano, por su ubicación geográfica está muy expuesto a los peligros causados por los sistemas hidrometereológicos que afectan principalmente a playas y zonas costeras. En este trabajo usaremos la metodología de la Rueda de Peligros Costeros (RPC), diseñada para facilitar la detección de peligros e identificación de puntos críticos en las zonas costeras, a partir de la clasificación de la costa con respecto a diferentes variables como la geomorfología, oleaje, régimen mareal, balance sedimentario, clima de tormentas, entre otros. Como resultado obtendremos una identificación de los peligros más significativos, teniendo en cuenta que el archipiélago y la isla de San Andrés están en una situación muy comprometida con respecto a la gestión de sus recursos. Este trabajo proveerá un análisis preliminar que podría ser usado como herramienta para la toma de decisiones en materia de gestión costera.

Palabras clave: clasificación costera, islas, geomorfología, mar Caribe, peligro, zona costera.

1. INTRODUCCIÓN

El cambio climático global trae consigo impactos en las características físicas, biológicas y biogeoquímicas de las zonas costeras, modificando su estructura ecológica y funcional; es por esto que día tras día las zonas costeras han enfrentado diferentes peligros, vulnerabilidades y riesgos, radicando aquí la importancia del estudio de estos conceptos y su dinámica en el ámbito costero para poder así determinar políticas y opciones de manejo (Khan and Chatterjee, 2018).

Según el DANE (2018), Colombia es un país con una población aproximada de 48 millones de habitantes, donde costa Caribe habita el 20,6 % de la población nacional, en comparación con el interior de Colombia, estas zonas son las principales receptoras de las poblaciones desplazadas; por lo tanto, tienen la mayor tasa de crecimiento poblacional y niveles de vida más bajos respecto a la media nacional (INVEMAR, 2002). El rápido crecimiento demográfico, el desarrollo de muchas actividades económicas y los escasos procedimientos de ordenamiento territorial en las costas colombianas, han modificado la base natural y física de la zona costera a lo largo de la historia y ha generado una competencia por los bienes y servicios ofrecidos por esta (PNUMA, 1997; Alonso *et al*., 2003). El Caribe es uno de los destinos turísticos mundiales más importantes; durante el 2012, recibió casi 25 millones de turistas, un 5,4 % más que en 2011, y en el 2013 en la costa Caribe colombiana aumentó en un 13 % aportando una contribución del Producto Nacional Bruto (PNB) de US 3 400 millones (ANATO, 2013), el Departamento de San Andrés, entre el año 2000 y 2016, la actividad turística tuvo una participación promedio de 22,4 % en el PIB departamental.

La Rueda de Peligros Costeros (RPC) constituye una clave para determinar las características de un litoral, su perfil de peligro y las posibles opciones de manejo, y el sistema puede usarse para la detección y manejo de peligros a nivel local, regional y nacional. El sistema está desarrollado para evaluar los principales peligros costeros en un solo proceso y cubre los peligros de alteración del ecosistema, inundación gradual, intrusión de la cuña de agua salina, erosión e inundaciones, además aborda una brecha en las metodologías actuales que demandan muchos datos de entrada; por lo que el sistema es adecuado en la gestión de amenazas costeras en países en vía de desarrollo donde la disponibilidad de datos es limitada (Rosendahl and Balstrom, 2014, 2016; Rosendahl and Halsnæs, 2015). La metodología abarca tres grandes pasos: la clasificación de la costa, la identificación de los niveles de peligros y la identificación de las opciones de manejo. La clasificación de la costa se basa en los componentes bio-geofísicos que se consideran más importantes para las características de un entorno costero genérico. Los componentes incluidos son las características geomorfológicas, la exposición al oleaje, el rango de marea, presencia de flora / fauna, el balance sedimentario y el clima de tormenta, y cada entorno costero genérico tiene una combinación específica de estas variables (Rosendahl et al., 2016), ver Figura 1.

Los peligros incluidos en el sistema RPC se definen como inherentes de las propiedades bio-geofísicas