



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE COLOMBIA

**Patrones de circulación de corrientes en
una zona insular del Caribe y su influencia
en la descarga de efluentes. Caso de
estudio San Andrés, Colombia**

Paula Andrea Espinosa Ordoñez

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Minas
Departamento de Geociencias y Medio Ambiente
Medellín, Colombia
2023

Patrones de circulación de corrientes en una zona insular del Caribe y su influencia en la descarga de efluentes. Caso de estudio San Andrés, Colombia

Paula Andrea Espinosa Ordoñez

Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de:
Magister en Recursos Hidráulicos

Director:

Ph.D., Andrés Fernando Osorio Arias

Codirector:

Ph.D., Juan David Osorio Cano

Línea de Investigación:

Ingeniería de puertos y costas

Grupo de Investigación:

Oceánicos

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Minas

Departamento de Geociencias y Medio Ambiente

Medellín, Colombia

2023

Dedicatoria

A mi sobrino

Declaración de obra original

Yo declaro lo siguiente:

He leído el Acuerdo 035 de 2003 del Consejo Académico de la Universidad Nacional. «Reglamento sobre propiedad intelectual» y la Normatividad Nacional relacionada al respeto de los derechos de autor. Esta disertación representa mi trabajo original, excepto donde he reconocido las ideas, las palabras, o materiales de otros autores.

Cuando se han presentado ideas o palabras de otros autores en esta disertación, he realizado su respectivo reconocimiento aplicando correctamente los esquemas de citas y referencias bibliográficas en el estilo requerido.

He obtenido el permiso del autor o editor para incluir cualquier material con derechos de autor (por ejemplo, tablas, figuras, instrumentos de encuesta o grandes porciones de texto).

Por último, he sometido esta disertación a la herramienta de integridad académica, definida por la universidad.

Paula Andrea Espinosa Ordoñez

Nombre

01/08/2023

Fecha

Agradecimientos

- A mi hermana y a mi novio por su apoyo incondicional y fortaleza emocional.
- A mis directores y profesores Juan David y Andrés por guiarme y brindarme sus grandes conocimientos.
- A mis compañeros del grupo Oceánicos, Camilo, Natalia, y Juan Diego por su amistad y conocimientos en programación.
- Al Ministerio de Ciencia Tecnología e Innovación, a la Universidad Nacional de Colombia y a la Fundación Universidad del Norte de Barranquilla por el financiamiento para elaborar el presente estudio

Resumen

Patrones de circulación de corrientes en una zona insular del Caribe y su influencia en la descarga de efluentes. Caso de estudio San Andrés, Colombia

Los patrones de circulación de corrientes en aguas poco profundas pueden controlar procesos claves como el transporte y difusión de efluentes. En este estudio, se investigaron los patrones de circulación de corrientes y la influencia sobre las descargas de efluentes en la isla de San Andrés ubicada al noroeste del mar Caribe. Para caracterizar estos patrones se empleó el modelo numérico acoplado de olas y corrientes Delft Wave-Flow, calibrado y validado con datos de campo de corrientes, olas y marea. Los resultados revelaron que la marea ejerce una mayor influencia en la laguna arrecifal con velocidades entre 0.01 ms^{-1} y 0.04 ms^{-1} . Las corrientes influenciadas por las olas alcanzaron velocidades entre 0.3 ms^{-1} - 0.75 ms^{-1} sobre la cresta de la barrera arrecifal. El viento ejerce influencia sobre las corrientes generando magnitudes de velocidad que oscilan entre 0.2 ms^{-1} y 0.8 ms^{-1} en la cresta de los arrecifes y en aguas poco profundas del oeste de la isla. En el análisis de estacionalidad de las corrientes, se encontró que durante el trimestre de diciembre, enero y febrero las magnitudes de las corrientes son máximas y pueden variar entre 0.6 ms^{-1} a 0.8 ms^{-1} , mientras que para el trimestre de septiembre, octubre y noviembre las corrientes son mínimas con valores entre 0.15 ms^{-1} a 0.35 ms^{-1} . Los escenarios de eventos sintéticos extremos muestran que las corrientes pueden alcanzar velocidades entre 0.75 ms^{-1} y 1.2 ms^{-1} cuando se propagan olas desde el norte con una altura de ola significativa de 3.5 m . Finalmente se evaluó el transporte de las descargas de efluentes en el costado oeste y al norte de la isla, bajo condiciones estacionales y extremas. En condiciones extremas se encontró que el 10% de la concentración de la descarga en el norte cubre áreas de la isla con presencia de ecosistemas marinos sensibles tales como, corales, pastos y manglares. El presente estudio permitiría contribuir a la formulación de lineamientos técnicos y toma de decisiones informadas en relación con la protección y conservación de los ecosistemas costeros, así como la gestión sostenible de los recursos marinos.

Palabras clave: Circulación, corrientes, olas, marea, vientos, descargas.

Abstract

Currents and circulation patterns in a Caribbean Island and their influence on effluent discharge. Case study: San Andrés, Colombia

Current circulation patterns in shallow waters can control key processes such as effluent transport and diffusion. This study investigated current circulation patterns and their influence on effluent discharge on San Andres Island in the northwestern Caribbean Sea. The Delft Wave-Flow coupled numerical wave-current model, calibrated, and validated with current, wave, and tidal field data, was used to characterize these patterns. The results revealed that the tide exerts an influence on the reef lagoon with velocities between 0.01 ms^{-1} and 0.04 ms^{-1} . Wave-influenced currents reached velocities between 0.3 ms^{-1} to 0.75 ms^{-1} at the coral reef crest. Wind influences the currents, generating velocity magnitudes ranging from 0.2 ms^{-1} to 0.8 ms^{-1} . In the analysis of the seasonality of currents, we found that during the December, January, and February quarters, the magnitudes of currents are maximum and can vary between 0.6 ms^{-1} to 0.8 ms^{-1} , while for the September, October, and November quarters, the currents are minimal, with values between 0.15 ms^{-1} to 0.35 ms^{-1} . The extreme synthetic event scenarios show that currents can reach velocities of 0.75 ms^{-1} and 1.2 ms^{-1} whit waves from the north with a significant wave height of 3.5m. Finally, we evaluated the transport of effluent discharges on the west and north sides of the island under seasonal and extreme conditions. Under extreme conditions, 10% of the discharge concentration in the north covers areas of the island with marine ecosystems such as corals, grasses, and mangroves. This study contributes to the formulation of technical guidelines and informed decision-making concerning the protection and conservation of coastal ecosystems and the sustainable management of marine resources.

Keywords: Current circulation, wave-driven, wind-driven, tide-driven, discharge, ecosystems, oceanic island.

Contenido

	Pág.
Contenido	IX
Lista de figuras.....	X
Lista de tablas.....	XIII
Introducción	14
Objetivos.....	17
Área de estudio	17
Contexto geológico	18
Descripción del complejo arrecifal	19
Condiciones climáticas.....	20
1. Capítulo 1: Metodología	23
1.1 Mediciones de campo	25
1.2 Modelación Numérica.....	27
1.2.1 Marco teórico.....	27
1.2.2 Configuración del modelo Delft 3D	30
1.2.3 Calibración y validación del modelo Delft 3D	34
2. Capítulo 2: Resultados	43
2.1 Análisis de información de campo.....	43
2.1.1 Análisis de corrientes, olas, marea y viento.....	43
2.1.2 Análisis de la columna de agua	52
2.2 Escenarios de modelación de corrientes para San Andrés isla.....	62
2.2.1 Corrientes impulsadas por cada forzador.....	63
2.2.2 Estacionalidad de las corrientes y descargas de efluentes.....	68
2.2.3 Circulación de corrientes en condiciones extremas	72
2.2.4 Descargas de efluentes y ecosistemas marinos	76
3. Capítulo 3: Discusión	79
Conclusiones y recomendaciones	89
Bibliografía	97

Lista de figuras

	Pág.
Figura 1 Ubicación de la isla de San Andrés.	18
Figura 2 Evolución geológica de la isla de San Andrés. Fuente: Geister y Díaz (2007a); Olarte (2019).....	19
Figura 3 Mapa geomorfológico del complejo arrecifal de San Andrés. Fuente: Diaz et al. (2000).....	20
Figura 1.1 Esquema metodológico para abordar los objetivos propuestos.....	24
Figura 1.2. FONDEO de sensores en campaña de campo del 4 al 14 de noviembre de 2021. a) frente arrecifal y ubicación del sensor Doppler AWAC621, b) fondeo del sensor AWAC121 sobre fondos arenosos, c) sensor CTD utilizado para el levantamiento de perfiles de salinidad y temperatura. (Ver ubicación de sensores en Figura 1.3).	25
Figura 1.3 Localización de los puntos de muestreo.....	27
Figura 1.4. Batimetría de la zona de estudio y ubicación de los sensor usados en la calibración y validación del modelo (AW118, AW618, AW621 y AW121).....	31
Figura 1.5 Ubicación de los forzadores y condiciones de contorno en los dominios de modelación de los modelos Deflt2D Flow-Wave (rectángulo rojo) y SWAN (rectángulo negro).	32
Figura 1.6 Comparación entre la serie de marea medida en campo (línea negra) y modelada (línea roja).	36
Figura 1.7 Diagrama de dispersión entre la marea modelada y la marea registrada en campo (durante el el 6 y 14 de noviembre de 2021).....	37
Figura 1.8 Comparación entre la altura de ola significativa obtenida de los datos de campo (línea negra) y la altura de ola predicha por el modelo (línea roja).....	37
Figura 1.9 Diagramas de dispersión entre H_s de campo y H_s predicha por el modelo.....	38
Figura 1.10 Comparación entre direcciones de las olas obtenidas de los datos de campo (línea punteada negra) y las direcciones predichas por el modelo (línea punteada roja)	38
Figura 1.11 Comparación entre las velocidades (promediadas en profundidad) de campo (línea negra) y las velocidades (promediadas en profundidad) predichas por el modelo (línea roja).....	39
Figura 1.12 Comparación de H_s : serie de campo (línea negra), y series predichas por el modelo (líneas rojas).....	40
Figura 1.13 Serie de marea medida en campo (color negro) y serie de marea predicha (color rojo) por el modelo validado.	41
Figura 1.14 Diagrama de dispersión de la marea mediada en campo vs la modelada.....	41
Figura 1.15 Comparación entre las velocidades de campo y las velocidades predichas por el modelo para los sensores AW618 y AW118.....	42
Figura 2.1 Velocidades y direcciones de los puntos a) AW621 y b) AW121	44

Figura 2.2 Parámetros del oleaje: a) altura de ola significativa (H_s), b) periodo pico (T_p) y c) dirección incidente de las olas. Las líneas de color azul representan el punto AW121, y la línea verde el punto AW618	45
Figura 2.3 a) Velocidad y dirección del viento y velocidad superficial en los puntos en b) AW621 y c) AW121.....	47
Figura 2.4 a) Nivel del agua, b) marea astronómica y c) marea meteorológica en la isla de San Andrés.	49
Figura 2.5 Análisis de marea, a) componentes diurna y semidiurna para AQ01, b) componentes diurna y semidiurna para AQ02.	50
Figura 2.6 Marea y velocidades a 0, 5 y 10 m en los puntos a) AW621, b) AW121	52
Figura 2.7. a) Diagrama T-S y dispersión de los datos de campo.	53
Figura 2.8 Ubicación de los perfiles de salinidad y temperatura alrededor de la isla de San Andrés.	55
Figura 2.9 Perfiles de temperatura y salinidad alrededor de la isla.....	57
Figura 2.10. Gradientes de temperatura y salinidad el perfil 16 y velocidades en la columna de agua del punto AW121.	58
Figura 2.11 Localización de los perfiles de salinidad y temperatura en el emisario submarino.	59
Figura 2.12 Perfiles de salinidad y temperatura en la zona del emisario submarino.....	60
Figura 2.13 Sección transversal en el emisario submarino.	61
Figura 2.14 Ubicación de los perfiles de salinidad y temperatura en el islote Johnny Cay	62
Figura 2.15 Perfiles de salinidad y temperatura en el islote Johnny Cay	62
Figura 2.16 Instantes de Corrientes forzadas por la marea: a) corrientes en vaciante, b) corrientes en bajamar, c) corrientes en llenante, d) corrientes en pleamar.....	64
Figura 2.17 Instantes de corrientes forzadas por la marea, durante marea muerta: a) corrientes en vaciante, b) corrientes en bajamar, c) corrientes en llenante, d) corrientes en pleamar.....	65
Figura 2.18. Corrientes impulsadas por el viento durante el periodo de campo: a) instante del viento soplando con una magnitud de $10ms - 1$ dirigiéndose hacia el SSW y b) viento soplando hacia el SW con magnitud de $5.0ms - 1$	66
Figura 2.19 Corrientes impulsadas por las olas durante el periodo de campo: a) instante de mayor magnitud del oleaje y b) instante en condición media de la magnitud y dirección del oleaje.....	68
Figura 2.20 Diagramas de caja de los parámetros del oleaje: a) altura de ola significativa, b) dirección y c) periodo pico.....	69
Figura 2.21 Diagramas de cajas de a) la velocidad del viento y b) dirección del viento....	70
Figura 2.22 Modelación de corrientes superficiales medias por trimestre.....	70
Figura 2.23 Diferencias de velocidades con respecto al trimestre DEF.	71
Figura 2.24 Corrientes medias en la estación seca y húmeda.....	71
Figura 2.25 Descargas medias por trimestre.....	72

Figura 2.26 Corrientes bajo condiciones extremas: a) cuando las olas provienen del norte, b) cuando las olas se propagan desde el noroeste.74

Figura 2.27 Corrientes generadas por vientos con velocidad de 21ms-1: a) hacia el suroeste b) hacia el noroeste.....75

Figura 2.28 Modelación de descargas bajo condiciones extremas.....77

Lista de tablas

	Pág.
Tabla 1.1 Principales características de los sensores instalados en la campaña de campo..	26
Tabla 1.2 Resumen de las mallas de modelación y del viento	33
Tabla 1.3 Parámetros físicos del modelo Delft3D-Flow	35
Tabla 1.4 Condiciones establecidas para la calibración del modelo Delft Wave	35
Tabla 1.5 Configuración y parámetros finales del modelo Delft Flow-Wave	41
Tabla 2.1 Principales componentes armónicos de marea	48
Tabla 2.2 Condiciones extremas de los forzadores para los escenarios de modelación. La dirección del oleaje indica desde donde viene. La dirección del viento indica hacia dónde va.	73

Introducción

La circulación de corrientes en aguas poco profundas es impulsada por diversos mecanismos, entre ellos la marea, las olas, el viento y los efectos boyantes (Lowe et al., 2009b). La importancia de cada mecanismo dependerá de las condiciones locales del cuerpo de agua analizado. En estudios de corrientes sobre estuarios o bahías, los efectos más relevantes suelen ser los de la marea, el viento y los gradientes de densidad (Akter & Tanim, 2021; Martyr-Koller et al., 2017). Mientras que, en regiones costeras expuestas al mar abierto, como islas oceánicas, los efectos de las olas en las corrientes se suman a los efectos del viento, la marea y los gradientes de densidad.

En particular, los sistemas arrecifales han sido objeto de estudio para entender las corrientes inducidas por oleaje en zonas costeras expuestas al mar abierto y su influencia sobre la cresta de los arrecifes (Coronado et al., 2007; Lentz et al., 2016; Lowe et al., 2009b, 2009a; Monismith et al., 2013; Yao et al., 2020; Zheng et al., 2020). En la misma línea, algunos estudios como Aucan et al. (2021); Chevalier et al. (2015); Moustapha et al. (2021) también han abordado el patrón de corrientes impulsado por los cambios de nivel del mar, junto con las corrientes impulsadas por las olas. En menor medida se han estudiado los efectos del viento sobre las corrientes, sin embargo, estudios como Coronado et al. (2007); Yamano et al. (1998) concluyen que los efectos del viento pueden ser significativos en la circulación de corrientes en los sistemas arrecifales con amplias lagunas como las de los atolones o barreras arrecifales.

Las corrientes en áreas costeras representan una dinámica compleja del movimiento del agua. Su variabilidad influye en diversos procesos de gran importancia para el entorno marino. Entre ellos, se destacan el transporte y dispersión de contaminantes o nutrientes en el agua de mar, los procesos de erosión y sedimentación, y la gestión y calidad de los recursos hídricos. En este contexto, se han llevado a cabo estudios enfocados en entender la acción de las corrientes sobre aplicaciones específicas. Por ejemplo, investigaciones como las de Chow et al. (2019); Fallatah et al. (2021); Lee & Kaihatu (2018); Lykkebo et al. (2019); Martyr-Koller et al. (2017); Niepelt et al. (2008), se centran en analizar cómo las corrientes afectan la mezcla de la descarga de salmuera proveniente de plantas desalinizadoras en el mar. Además, en el estudio de Gómez Giraldo et al. (2009), se analiza el patrón de corrientes y su influencia en

el transporte de sedimentos. De igual manera, la investigación de García-Rentería et al. (2023) integra un modelo hidrodinámico de corrientes con un modelo de calidad de agua para evaluar el impacto de las descargas de aguas residuales en una bahía.

A pesar de los numerosos estudios que se han centrado en explicar cómo se desarrollan las corrientes debido a la interacción entre la marea, las olas y el viento en sistemas arrecifales (p.e. Egon, 2009; Grimaldi et al., 2022; Lowe et al., 2009; Moustapha et al., 2021; Yamano et al., 1998), aún no se ha realizado un análisis integral que permita comprender la contribución de cada uno de estos mecanismos forzantes de flujo. El presente estudio sienta las bases para comprender el desarrollo de las corrientes en islas oceánicas bordeadas por entornos arrecifales, donde los forzadores experimentan alteraciones constantes debido a las condiciones del océano, la atmósfera y la morfología de los arrecifes. Investigaciones como las realizadas por Coronado et al. 2007; Ezer et al. 2012 en entornos arrecifales del mar Caribe revelan que los cambios del nivel del mar adquieren relevancia bajo condiciones de huracanes. De igual forma, el estudio de Mariño-Tapia et al. 2010 resalta que los patrones de circulación, en gran medida, están dominados por los procesos del oleaje en arrecifes periféricos.

Por lo tanto, llevar a cabo un análisis del impacto que cada mecanismo forzante genera en el flujo dentro de un sistema arrecifal de barrera representa una línea base para comprender cómo la interacción de estos forzantes incide en las corrientes y en los procesos hidrodinámicos. Este análisis también contribuiría a la formulación de lineamientos técnicos que simplificarían la toma de decisiones informadas en relación con la protección y conservación de los ecosistemas costeros, así como la gestión sostenible de los recursos marinos. En este sentido, el objetivo principal del presente estudio es analizar el patrón de circulación de corrientes en la isla de San Andrés, ubicada al occidente del mar Caribe y al noroeste del territorio continental de Colombia. Esta isla se caracteriza por albergar una gran diversidad de ecosistemas marinos, como manglares, arrecifes de coral, pastos marinos, entre otros (Coralina, 2008). Como consecuencia de su gran diversidad ecosistémica en el año 2000 se incluyó en la “*Reserva de la Biósfera SeaFlower*” y posteriormente en el 2005 se declaró como “*Área Marina Protegida*”.

Los arrecifes coralinos de San Andrés, de acuerdo con Díaz et al. (2000) ocupan un área de 97.5 km^2 y se dividen en cuatro grandes complejos arrecifales que comprenden, la terraza prearrecifal, el arrecife barrera, la cresta arrecifal, la laguna y las formaciones coralinas del costado oeste. La configuración de estos complejos arrecifales es producto de la ubicación de la isla en el mar abierto y la exposición al oleaje de fondo generado por los trenes de vientos (Lopera et al., 2020).

Pese a la gran diversidad de ecosistemas marinos, la isla enfrenta importantes retos ambientales y sociales. Entre estos desafíos, uno de los más significativos es el alto estrés hídrico, que ha desencadenado protestas sociales por parte de la comunidad (Velásquez, 2020). Esta problemática se evidencia en los informes estadísticos de DANE, (2020), los cuales revelan que solo el 24% de la población tiene acceso a acueducto y el 17.3% a alcantarillado. Dada esta premisa, surge la necesidad de encontrar soluciones sostenibles para abordar esta problemática. Una alternativa para solventar la escasez de agua es la instalación de plantas desalinizadoras (Velásquez, 2020). Sin embargo, la implementación de esta medida plantea interrogantes en términos del impacto ambiental que se pueda generar por las descargas de efluentes sobre los ecosistemas marinos circundantes. Para responder a estos interrogantes y tomar decisiones informadas, se requiere llevar a cabo estudios hidrodinámicos que permitan comprender cómo interactúan los forzadores ambientales con las descargas de efluentes.

Aun considerando la importancia de estos estudios, se ha observado una falta de investigación en esta área específica alrededor de la isla. Recientemente en el estudio de Rey et al. (2021) se abordaron temas relacionados con el impacto de los ciclones tropicales sobre las inundaciones de la isla y en el estudio de Lopera et al. (2020) se investigó la influencia de las corrientes oceánicas en la conectividad de las poblaciones marinas de la reserva SeaFlower. Si bien, estos estudios complementan el conocimiento alrededor de la isla en temas relacionados con eventos extremos y corrientes oceánicas, aún es necesario entender los patrones de corrientes costeras inducidas por la marea, las olas y el viento en la isla de San Andrés. Un estudio de los patrones de corrientes costeras en la isla puede sentar las bases para abordar importantes problemáticas. Por ejemplo, permitiría comprender el transporte de la descarga de efluentes, lo cual es necesario para garantizar la protección de hábitats y ecosistemas marinos. Además, se aportaría información para enfrentar los problemas de erosión y sedimentación en las playas, lo cual contribuiría a la conservación de la costa y su biodiversidad. Igualmente, resultaría útil para la gestión de riesgos relacionados con la calidad del agua en la zona de influencia de la descarga del emisario submarino.

Los desafíos que la isla enfrenta desde una perspectiva técnica y científica también representan retos para otras islas del mar Caribe. Estas dificultades abarcan no solo problemas de acceso a agua potable y saneamiento básico, sino también la contaminación por microplásticos o efluentes, y constantes problemas de erosión costera (Telesford, 2021). En este sentido, el análisis de los patrones de corrientes en el contexto de la isla de San Andrés puede extrapolarse a otras áreas insulares con características similares. De esta manera, el presente estudio amplía el espectro de conocimiento para afrontar problemas hidrodinámicos, puesto que contribuye al entendimiento de la circulación de corrientes en aguas poco profundas, impulsadas por cada forzador (olas, marea y viento), y por las interacciones entre estos forzadores bajo diferentes condiciones, estacionales y extremas. De esta manera, con el propósito de establecer una línea

base sobre los patrones de circulación de corrientes en la isla de San Andrés, en el presente trabajo se plantean los siguientes objetivos:

Objetivos

Objetivo general

Identificar la dinámica de los patrones de circulación de corrientes y su influencia sobre la descarga de efluentes en la isla de San Andrés.

Objetivos específicos

1. Caracterizar los procesos **hidrodinámicos** involucrados en la circulación de corrientes alrededor de la isla de San Andrés.
2. Identificar la **estacionalidad** de las principales variables físicas (olas, marea, corrientes y vientos) y su efecto en las descargas de efluentes.
3. Analizar el efecto de implementar escenarios climáticos **extremos** (oceanográficos y/o atmosféricos) sobre los patrones de circulación de corrientes.
4. Evaluar el efecto del cambio en las **propiedades del agua de mar asociados a descargas de trazadores pasivos** y su posible impacto sobre los **ecosistemas marinos**.

El presente trabajo se ha estructurado en tres capítulos para abordar los objetivos planteados. En el primer capítulo (**Capítulo 1: Metodología**), se describe la metodología utilizada, que incluye la recopilación de datos en campo, un marco teórico sobre las ecuaciones de gobierno de los modelos hidrodinámicos empleados, así como la calibración y validación de dichos modelos. El segundo capítulo (**Capítulo 2: Resultados**) presenta los hallazgos derivados del análisis de los datos de campo y los resultados obtenidos de los escenarios de modelación implementados para alcanzar cada uno de los objetivos establecidos. En el tercer capítulo (**Capítulo 3: Discusión**), se lleva a cabo una discusión detallada de los resultados, haciendo comparaciones con otros estudios y explorando las posibles implicaciones que estos pueden tener en la resolución de problemáticas específicas. Finalmente, en la sección de conclusiones, se resumen los hallazgos más relevantes de cada objetivo y se proponen trabajos futuros que podrían complementar y enriquecer el este estudio.

Área de estudio

La isla de San Andrés (**Figura 1**), se encuentra ubicada en el sector occidental del mar Caribe, al noroeste (NW) del territorio continental de Colombia, aproximadamente a 700 km

de la costa norte. Forma parte del archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina (Ricaurte et al., 2015). Se localiza entre las coordenadas $12^{\circ}28'50.61$ – $12^{\circ}35'42.21$ de latitud norte y $81^{\circ}41'13.14$ – $81^{\circ}44'15.72$ longitud oeste, cuenta con un área superficial de 27 km^2 , y una longitud de 12.5 km. De acuerdo con DANE (2019) la población de la isla de San Andrés representa un 93.2% del total de los habitantes del archipiélago (aproximadamente 70.000 habitantes). Es la región insular más importante del mar Caribe colombiano, y de mayor densidad poblacional con respecto a Providencia y Santa Catalina. Se caracteriza por poseer una amplia diversidad de ecosistemas tropicales marinos, como playas, manglares, lagunas arrecifales, pastos marinos, y bosque tropical (Coralina, 2008). En 2005 fue declarada como “Área Marina protegida”, debido a su valor ecosistémico marino.

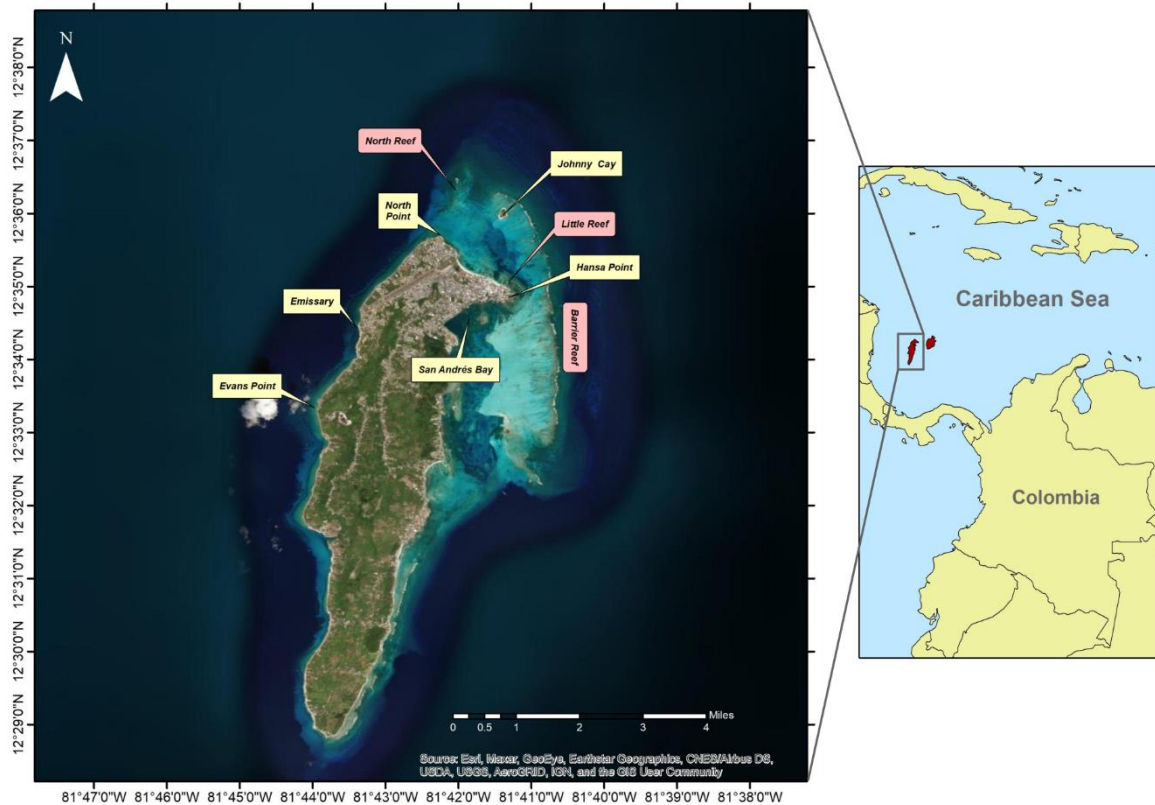


Figura 1 Ubicación de la isla de San Andrés.

Contexto geológico

Desde un contexto geológico, en la **Figura 2** se indica el origen del archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina, que inicialmente se constituyó como un conjunto de islas oceánicas, atolones y bancos coralinos, que se originaron debido a la actividad de volcanes submarinos (Geister y Díaz, 2007a; Olarte, 2019). La historia geológica de la isla de San Andrés corresponde a un antiguo atolón que se formó por la subsidencia del basamento

volcánico. Es decir, hace tres millones de años, dicho atolón comenzó a bascularse hacia el este, produciendo que el costado oeste quedara emergido para formar así una isla calcárea. Esta formación insular se encuentra bordeada en el lado este por un complejo arrecifal dispuesto en sentido NE, el cual sirve como barrera protectora ante intenso oleaje proveniente del mismo sentido (Olarte, 2019).

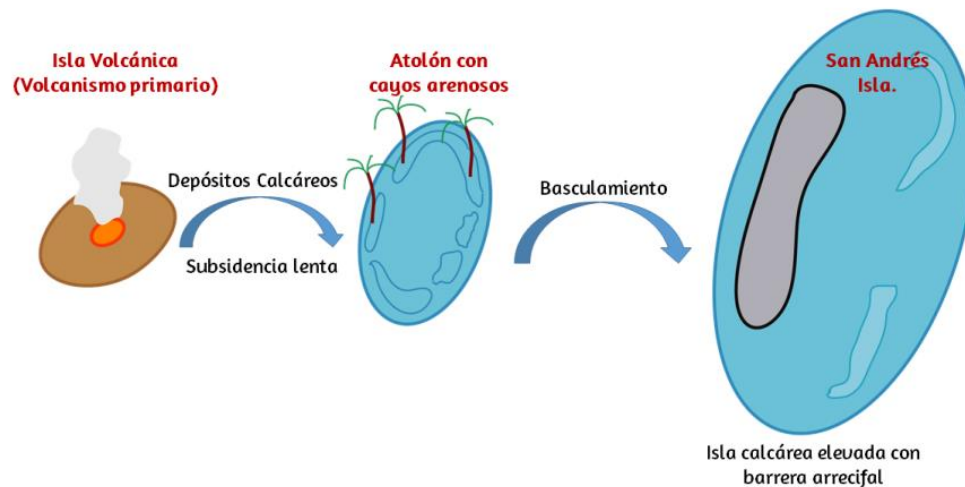


Figura 2 Evolución geológica de la isla de San Andrés. Fuente: Geister y Díaz (2007a); Olarte (2019)

Descripción del complejo arrecifal

En la **Figura 3** se presenta el mapa geomorfológico del complejo arrecifal del sector Noreste, el cual continuamente está expuesto al viento y las olas provenientes de zonas profundas. Este sistema arrecifal se configura como un cinturón que forma una barrera arrecifal continua separada de la isla por una cuenca y terraza lagunar. De acuerdo con Díaz et al. (2000), esta barrera emerge desde 4 m de profundidad en la terraza prearrecifal hasta acercarse a la superficie. En algunos tramos, la cresta de esta barrera está bien consolidada, mientras que en otros se ve interrumpida por surcos arenosos y espolones de coral. Asimismo, sobre la transición hacia la terraza prearrecifal, la cresta exhibe una inclinación gradual y los surcos se ensanchan.

En el costado frontal de la barrera, a profundidades entre 4 y 5 m, se encuentra la terraza prearrecifal, caracterizada por la presencia de algunos espolones coralinos aislados y amplios surcos arenosos. Posteriormente a la cresta, se extiende la terraza lagunar (o plato arrecifal), conformado por una gran llanura arenosa en la que emerge el islote Johny Cay. Entre la

terrazza lagunar y la costa se encuentra la cuenca lagunar, que puede alcanzar profundidades de hasta 9 m, donde algunos parches arrecifales se elevan hasta la superficie.

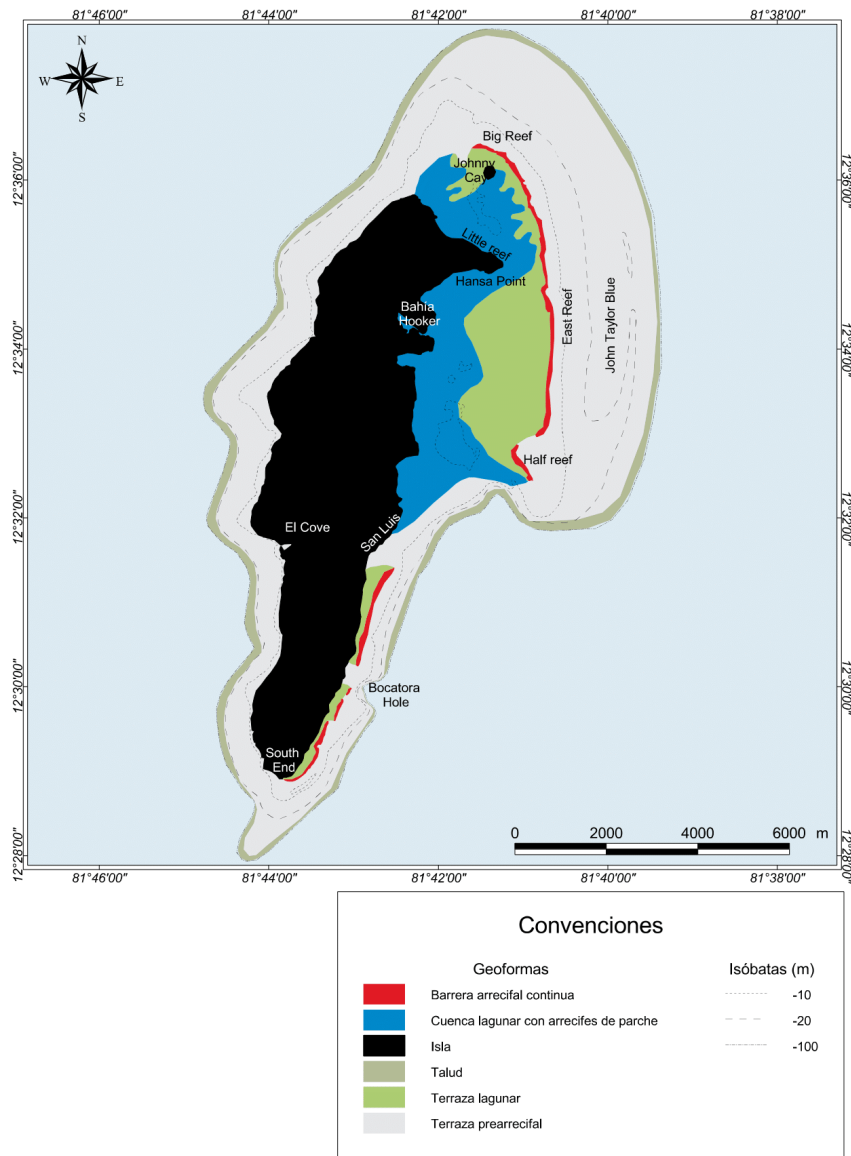


Figura 3 Mapa geomorfológico del complejo arrecifal de San Andrés. Fuente: Díaz et al. (2000)

Condiciones climáticas

La isla se encuentra situada en la zona intertropical, caracterizada por un clima cálido y húmedo, influenciado por los vientos alisios que soplan desde el noreste y por el paso de la zona de convergencia intertropical. Además, este clima marítimo se ve afectado por fenómenos extremos, incluyendo el paso de ciclones tropicales y frentes fríos (Ortiz et al., 2015; Rey

et al., 2021). La distribución de las variables atmosféricas, como la precipitación, sigue un ciclo monomodal, con un período de lluvias que abarca desde mayo hasta diciembre, y un período seco que comprende los meses de enero a abril. Por otra parte, la temperatura promedio del aire es aproximadamente 27.4°C , y la humedad atmosférica se mantiene en valores promedios que oscilan entre 79% y 83% a lo largo de todo el año. En promedio el viento presenta una magnitud de 4.5 ms^{-1} soplando desde el NE. Las magnitudes máximas del viento, entre 6.3 ms^{-1} y 7.0 ms^{-1} , se presentan durante la estación seca, que se extiende desde diciembre hasta mayo. En contraste, las magnitudes mínimas, entre 4.5 ms^{-1} y 6.2 ms^{-1} , ocurren en los meses de la temporada húmeda, que comprenden los meses de junio a noviembre (González & Hurtado, 2012; IDEAM, 2015).

Los valores medios de las variables oceanográficas, como la temperatura y la salinidad superficial, se encuentran en un rango que abarca desde 26°C hasta 29.5°C para la temperatura y de 35.5 g/kg a 37 g/kg para la salinidad. Por otra parte, de acuerdo con Thomas et al. (2012), el oleaje proveniente de aguas profundas incidiendo desde el noreste, en condiciones medias, registra alturas de ola entre 0.5 m y 2.25 m y periodos de 6 a 8 s . Estas olas, al aproximarse a la isla, experimentan procesos de transformación debido a la presencia de la barrera, que actúa como un rompeolas. Paralelamente, las alturas de ola significativa en la laguna, en promedio oscilan entre 0.3 m y 0.6 m , con periodos que van de 4 a 5 s (Ortiz Royero et al., 2015).

1. Capítulo 1: Metodología

En el presente capítulo, se describe detalladamente de la metodología empleada para abordar los objetivos de investigación. La primera parte proporciona información relacionada con el desarrollo de la campaña de mediciones de campo de las principales variables hidrodinámicas en la isla de San Andrés, donde se incluye la ubicación geográfica de los puntos de medición y los detalles logísticos que se tuvieron en cuenta para el fondeo de equipos y toma de datos. La segunda parte se centra en la modelación numérica de los forzadores físicos, donde se presenta en detalle la base teórica y las ecuaciones de gobierno más representativas de los modelos numéricos utilizados. En esta sección, también se explica cómo se implementaron estos modelos numéricos para simular los fenómenos hidrodinámicos. Además, se aborda de manera detallada el proceso de calibración y validación de los modelos, con el fin de garantizar su confiabilidad en la reproducción de las condiciones hidrodinámicas alrededor de la isla.

El esquema de la metodología empleada en este estudio se resume en la **Figura 1.1**. Inicialmente, se estableció el objetivo general de identificar la dinámica de los patrones de circulación de corrientes y su influencia sobre la descarga de efluentes en la isla de San Andrés, donde se reconoció la importancia de desarrollar mediciones de campo para entender localmente la dinámica de los forzadores como las olas, el viento y la marea. Posteriormente, se procedió a calibrar y validar un modelo numérico con el fin de representar de manera confiable la circulación de corrientes bajo las condiciones de interés. Una vez validado el modelo, se configuraron escenarios de modelación enfocados en alcanzar los objetivos específicos establecidos.

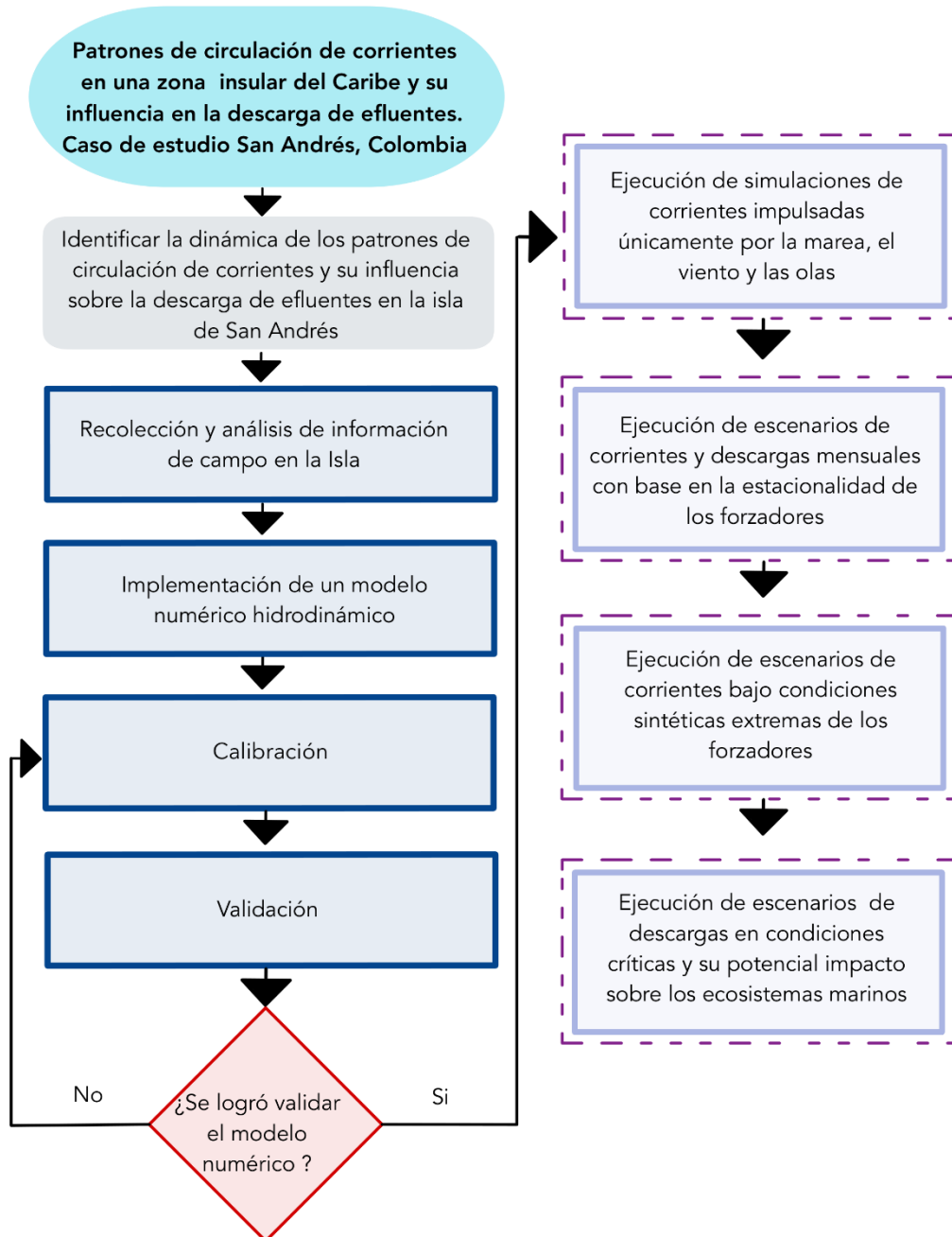


Figura 1.1 Esquema metodológico para abordar los objetivos propuestos.

1.1 Mediciones de campo

Para analizar las condiciones locales de las variables de estudio (olas, marea, corrientes), se diseñó y se ejecutó una campaña de campo entre el 4 y el 14 de noviembre de 2021 liderada por investigadores del grupo oceánicos de Universidad Nacional (sede Caribe y sede Medellín). Durante este periodo de campo se recopilieron diferentes variables oceanográficas con distintos instrumentos de medición mostrados en la **Figura 1.2** y en diversas posiciones al noreste de la isla y alrededor de la misma, tal como se representa en la **Figura 1.3**. Para almacenar datos de corrientes se usaron sensores AWAC, instalados afuera de la barrera arrecifal y en el sector del cove; AW621 (**Figura 1.2a**), AW121 (**Figura 1.2b**) respectivamente. También se hicieron mediciones de perfiles de salinidad y temperatura mediante el dispositivo CTD-CastAway (**Figura 1.2c**) en las ubicaciones que rodean la isla en la **Figura 1.3**, en el sector del islote Johnny Cay (**Figura 1.3a**) y cerca del emisario submarino (**Figura 1.3b**). Adicionalmente se midieron las variaciones del nivel del mar con sensores Aqualoggers ubicados en el costado noreste (AQ01 en **Figura 1.3**, cerca del Club Náutico) y al costado oeste (AQ02 en **Figura 1.3**, sobre el sector Bahía Cove). Paralelamente se instaló una estación meteorológica (MET en **Figura 1.3**) en el lado noreste en el hotel Calipso.

a)



b)



c)



Figura 1.2. Fondeo de sensores en campaña de campo del 4 al 14 de noviembre de 2021. a) frente arrecifal y ubicación del sensor Doppler AWAC621, b) fondeo del sensor AWAC121 sobre fondos

arenosos, c) sensor CTD utilizado para el levantamiento de perfiles de salinidad y temperatura. (Ver ubicación de sensores en **Figura 1.3**).

Complementariamente en la **Tabla 1.1** se resumen las principales características de los sensores usados en la campaña de campo, resaltando la profundidad o altura a la cual fueron instalados, la frecuencia de muestreo y el periodo durante el cual se recopilaron las mediciones.

Tabla 1.1 Principales características de los sensores instalados en la campaña de campo

<i>Punto de referencia</i>	<i>ID</i>	<i>Sensor</i>	<i>msn</i>	<i>Resolución</i>	<i>Latitud [°]</i>	<i>Longitud [°]</i>	<i>Fecha inicio</i>	<i>Fecha fin</i>
Barrera	AW621	AWAC 600 kHz	-18,0	30 min	12,603483	-81,678766	6/11/2021 10:30:00	14/11/2021 5:00:00
Cove	AW121	AWAC 1000 kHz	-20,0	30 min	12,555738	-81,738463	6/11/2021 13:00:00	14/11/2021 5:00:00
Club náutico	AQ01	AQUAlogger	-2,5	10 min	12,579783	-81,692133	6/11/2021 10:30:00	14/11/2021 5:00:00
Cove	AQ02	AQUAlogger	-4,5	10 min	12,52599	-81,729481	6/11/2021 13:00:00	14/11/2021 5:00:00
Hotel Calipso	MET	David Vantage vue	30	30 min	12,585006	-81,693396	8/11/2021 10:00:00	13/11/2021 16:30:00

La ubicación de los perfiles de salinidad y temperatura se centró en considerar dos aspectos principales: la profundidad máxima alcanzable por el CTD y los puntos de descargas de efluentes; específicamente en la zona del emisario submarino (costado noroeste de la isla) y en la zona del islote Johnny Cay donde se prevé la eventual instalación de una planta desalinizadora. Como resultado, se llevaron a cabo mediciones siguiendo la cota batimétrica de 80 m (**Figura 1.3b**) y en los sitios puntuales de descarga de efluentes con el fin de analizar si existen alteraciones en los perfiles de salinidad o temperatura asociados a estas descargas.

Por otro lado, para contrastar las mediciones realizadas en la campaña de campo previamente descrita, se usaron los datos medidos y enmarcados en la investigación de Olarte (2019). Particularmente en esta investigación se instalaron dos sensores AWAC-Nortek entre el 5 y 10 de mayo de 2019, ubicados de la siguiente manera; el primero fuera de la barrera, y el segundo en la laguna arrecifal, cuyas ubicaciones se representa mediante los indicadores AW618 y AW118 en la figura **Figura 1.3**.

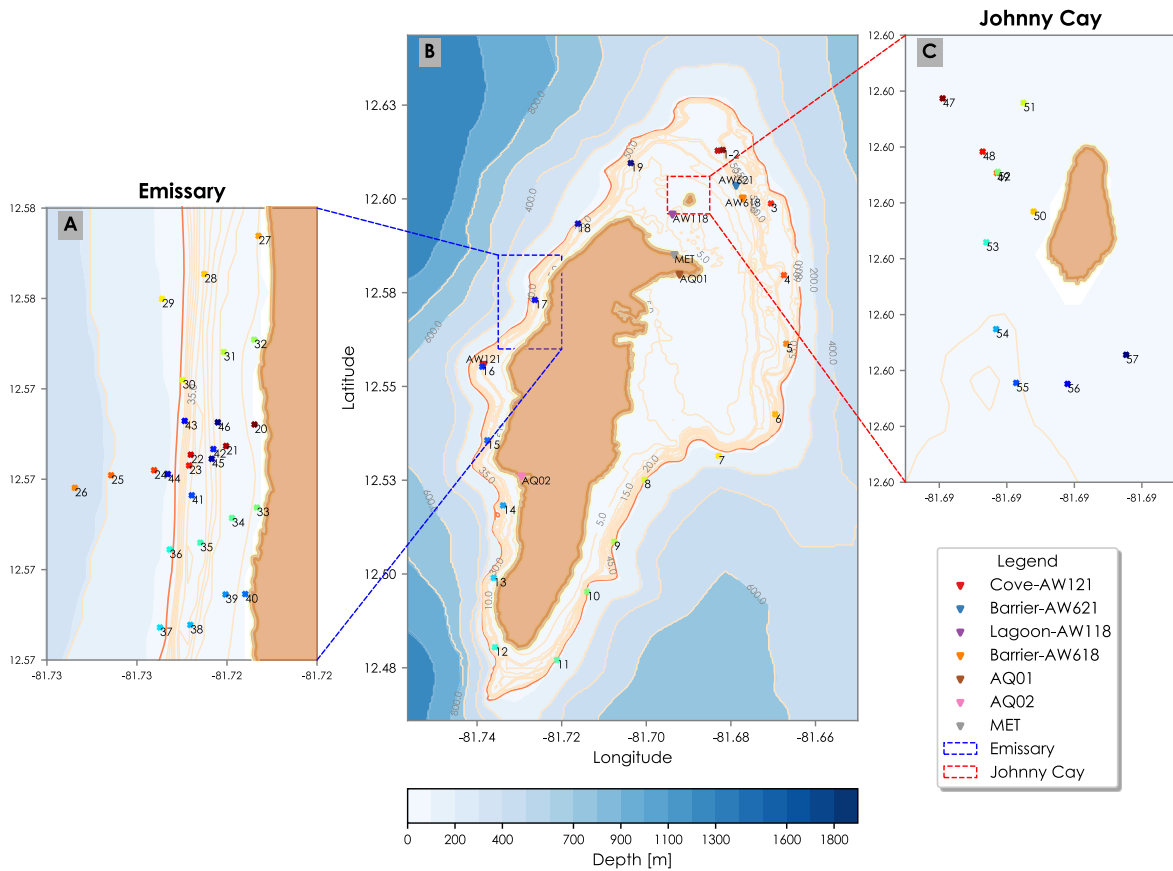


Figura 1.3 Localización de los puntos de muestreo.

1.2 Modelación Numérica

En esta sección, se presentan las principales ecuaciones de gobierno de los modelos numéricos empleados para la simulación de escenarios de análisis, así como los detalles de la calibración y validación del modelo numérico a partir de las mediciones de campo disponibles por el grupo OCEANICOS.

1.2.1 Marco teórico

Para modelar las corrientes impulsadas por la marea, las olas y el viento, se utilizó el modelo de simulación Delft 3D Flow acoplado con Delft Wave (Deltares, 2014). Mediante este modelo se pueden tratar diferentes procesos físicos, químicos y biológicos en estuarios o áreas costeras. Usualmente se aplica en tópicos hidrodinámicos, relacionados con el transporte de sedimentos, morfología y calidades del agua (Egon, 2009). El modelo Delf3D-Flow es una herramienta que simula el movimiento del agua en respuesta a factores como las olas, el viento, la marea y las fuerzas boyantes (Lowe et al., 2009a). Para simular el movimiento del agua resuelve las

ecuaciones de aguas poco profundas no estacionarias en dos (promediadas en la profundidad) o tres dimensiones. Está diseñado para modelar fenómenos de flujo en los cuales la longitud horizontal es significativamente mayor a la escala vertical (Lesser et al., 2004).

Para el desarrollo de este trabajo, se implementó un modelo promediado en profundidad (2D), el cual se resuelve las ecuaciones de momentum horizontal, a través de las siguientes expresiones:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + v \frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\omega}{h} \frac{\partial U}{\partial \sigma} - fV = -\frac{1}{\rho_0} P_x + F_x + M_x + \frac{1}{h^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\nu_v \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) \quad (1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\omega}{h} \frac{\partial V}{\partial \sigma} - fU = -\frac{1}{\rho_0} P_y + F_y + M_y + \frac{1}{h^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\nu_v \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) \quad (2)$$

$$U = u + u_s \quad (3)$$

$$V = v + v_s \quad (4)$$

donde h representa la profundidad, σ representa la coordenada vertical. V y U representan las velocidades en el marco de referencia medio lagrangiano (GLM), el cual se relaciona con el marco de referencia euleriano mediante las ecuaciones (3) y (4), donde u y v representan las componentes eulerianas y u_s y v_s las componentes de deriva de Stokes (Lesser et al., 2004; Walstra et al., 2000). Los términos P_x y P_y representan las presiones horizontales, bajo la aproximación de Boussinesq. En la misma línea, los términos F_x y F_y se refieren a los esfuerzos horizontales de Reynolds, los cuales son determinados bajo el concepto de la viscosidad de Eddy. Por último, los términos M_x y M_y representan la contribución de momento debido a fuentes o sumideros externos, como fuerzas externas, descargas o de agua, tensor de las olas, entre otras (Lesser et al., 2004).

Paralelamente el modelo resuelve la ecuación de continuidad promediada en profundidad mediante la siguiente ecuación:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial [h\bar{U}]}{\partial x} + \frac{\partial [h\bar{V}]}{\partial y} = S \quad (5)$$

donde ζ se refiere al nivel del agua sobre un plano de referencia, \bar{U} y \bar{V} a las velocidades promediadas y S hace referencia a las contribuciones por unidad de superficie debidas a las descargas o extracción de agua, a la precipitación y a la evaporación.

Simultáneamente, cuando se evalúa el transporte de sustancias constitutivas, el modelo resuelve la ecuación de transporte advectivo y difusivo promediado en profundidad siguiendo la ecuación (6), en la cual el término de izquierda representa el cambio local de la sustancia y los términos de la derecha se refieren al transporte y términos fuente o sumidero.

Específicamente el término negativo representa el transporte advectivo, el segundo término el transporte difusivo, donde D_H es la difusividad horizontal y S los términos fuente y/o sumidero.

$$\frac{\partial[hc]}{\partial t} = -\left(\frac{\partial[hUc]}{\partial x} + \frac{\partial[hVc]}{\partial y} + \frac{\partial[\omega c]}{\partial \sigma}\right) + h\left[\frac{\partial}{\partial x}\left(D_H \frac{\partial c}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(D_H \frac{\partial c}{\partial y}\right)\right] + hS \quad (6)$$

Cuando el modelo de corrientes se acopla con el modelo de olas, éstas empiezan a tomar acción importante gracias a diversos procesos. Entre ellos, los procesos de mezcla vertical aumentan debido a la turbulencia generada cerca de la superficie donde las olas rompen y cerca del fondo donde las olas se disipan por fricción. Paralelamente en esta zona, se genera un flujo neto de masa, el cual tiene efectos en el perfil de las corrientes, especialmente en la dirección transversal a la costa. Adicionalmente, el esfuerzo cortante se fortalece, lo cual afecta la agitación de los sedimentos e incrementa la fricción del fondo (Deltares, 2019).

La fuerza externa sobre las ecuaciones de momento (1) y (2) inducida por las olas representa el gradiente del tensor de radiación, el cual se expresa de la siguiente manera:

$$M_i = \frac{\partial S_{ij}}{\partial x_j} \text{ donde } i, j = x, y, z \quad (7)$$

A través del uso del modelo de propagación de las olas se puede expresar S_{ij} en términos de los parámetros de las olas, como la energía, la fase y velocidad de grupo, la longitud de la ola y el periodo. Sin embargo, para tener en cuenta la disipación de las olas en los gradientes del tensor de radiación, se puede recurrir a formulaciones como la pendiente suave “*Mild Slope*” (Booij, 1983). En este contexto, la fuerza externa de las olas puede expresarse en términos de la disipación mediante las siguientes ecuaciones:

$$M_x = -\frac{\partial S_{xx}}{\partial x} - \frac{\partial S_{yx}}{\partial y} = D \frac{k_x}{\omega} \quad (8)$$

$$M_y = -\frac{\partial S_{xy}}{\partial x} - \frac{\partial S_{yy}}{\partial y} = D \frac{k_y}{\omega} \quad (9)$$

donde k_x representa el número de la ola y ω la frecuencia. La tasa de disipación D es calculada por el modelo de olas SWAN, el cual calcula esta disipación a partir de la fricción del fondo ($S_{ds,b}$), la rotura inducida por la profundidad ($S_{ds,br}$) y la disipación por Whitecapping. En este contexto, la ecuación (10) representa la disipación por fricción del fondo, que depende, de los parámetros de la ola, de la densidad de energía en el espacio espectral ($E(\sigma, \theta)$) y del factor de disipación de energía C_b que a su vez se relaciona con la fricción del fondo mediante diversas teorías como las estudiadas en Jonsson, (1966); Madsen et al., (1988); Madsen, (1995); Nielsen, (1992).

$$S_{ds,b} = -C_b \frac{\sigma^2}{g^2 \sinh^2 kd} E(\sigma, \theta) \quad (10)$$

En la misma línea, la ecuación (11) representa la disipación rotura inducida por la profundidad, que se calcula mediante la tasa media de energía disipada ($\frac{D_{tot}}{E_{tot}}$) en el espacio espectral.

$$S_{ds,br} = \frac{D_{tot}}{E_{tot}} E(\sigma, \theta) \quad (11)$$

Por otra parte, a medida que el viento sopla transfiere momento a la superficie del agua, la interfaz entre el agua y el aire hace que la velocidad horizontal del viento disminuya verticalmente. Este gradiente de velocidad crea un tensor en la superficie que transfiere momento horizontal al agua, actuando como una fuerza externa (Valle-Levinson, 2022c). La ecuación que representa el tensor del viento viene dada por la expresión (12), donde ρ_a indica la densidad del aire, A_z la viscosidad vertical de Eddy y u_w la velocidad horizontal del viento. Típicamente para calcular este tensor se usan los valores de la velocidad del viento a 10 m de la superficie, sin embargo, esto depende de las características locales y la finalidad del estudio.

$$\tau_S = \rho_a A_z \frac{\partial u_w}{\partial z} (z = 10m) \quad (12)$$

Paralelamente a la ejecución del modelo de corrientes se ejecutó el modelo completó WAVE, en el cual se integra al modelo SWAN (Simulating Waves Near Shore). SWAN es un modelo costero de simulación de olas que predice la acción de la onda en el espacio espectral (en las frecuencias σ y direcciones θ) y en el tiempo (Booij et al., 1999). Por lo tanto, resuelve la ecuación de acción de la onda que se expresa de la siguiente manera:

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial c_{g,x} N}{\partial x} + \frac{\partial c_{g,y} N}{\partial y} + \frac{\partial c_{g,\sigma} N}{\partial \sigma} + \frac{\partial c_{g,\theta} N}{\partial \theta} = \frac{S_{tot}}{\sigma} \quad (13)$$

donde, el lado izquierdo representa la propagación (c_g) de la densidad de energía de la onda distribuida en las frecuencias ($N = E/\sigma$) en el tiempo t , en el espacio (x, y) y en el campo espectral (σ, θ) . El lado derecho de la ecuación se refiere a los procesos fuente o sumidero indicados en la expresión (14) los cuales pueden ser la suma del crecimiento de las olas por el viento (S_{in}), la transferencia de energía por las interacciones triples y cuádruples (S_{nl3} y S_{nl4} respectivamente) y los procesos disipativos por rotura del olaje ($S_{ds,br}$), fricción con el fondo ($S_{ds,b}$) y disipación por “whitecapping” ($S_{ds,w}$):

$$S_{tot} = S_{in} + S_{nl3} + S_{nl4} + S_{ds,w} + S_{ds,b} + S_{ds,br} \quad (14)$$

1.2.2 Configuración del modelo Delft 3D

Para configurar el modelo, se accedieron a diversas bases de datos que proporcionaron la información batimétrica y los campos de forzadores. Específicamente, para configurar la

batimetría en las zonas profundas, se tomó la información de la base de datos GEBCO “*General Bathymetric Chart of the Oceans*” (https://www.gebco.net/data_and_products/). Para las zonas cercanas a la costa, se unieron los datos de esta base de datos, con la información registrada en las cartas batimétricas del Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH) e información de las cartas náuticas Sonar Charts (SAS PLANET). Particularmente para la zona de estudio indicada en la **Figura 1.4** se utilizó la batimetría proporcionada por el CIOH, medida con una ecosonda multihaz a una resolución de 6×6 m. Finalmente, toda esta información se integró, mediante herramientas SIG, para obtener dos batimetrías. La primera representa la parte general de la isla con un dominio de 41.5×41.5 km (batimetría enmarcada por el rectángulo negro en **Figura 1.5**) y la segunda se configuró cerca de la costa con un dominio de 8×8 km (batimetría enmarcada por el rectángulo rojo en **Figura 1.5**).

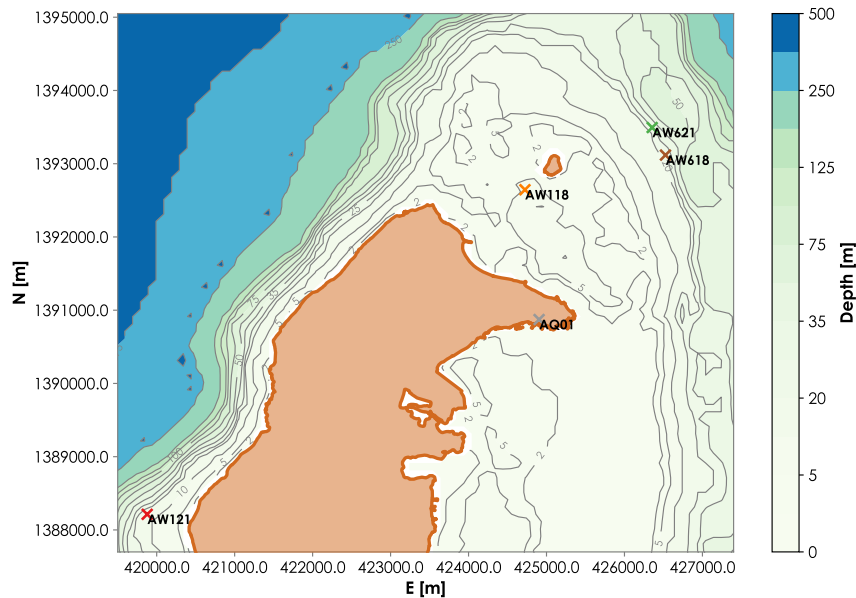


Figura 1.4. Batimetría de la zona de estudio y ubicación de los sensores usados en la calibración y validación del modelo (AW118, AW618, AW621 y AW121)

Los campos de los forzadores tanto viento como olas se descargaron de la base de datos ERA5 (Copernicus, 2018). La información atmosférica de esta base de datos tiene una resolución espacial de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, mientras que la oceánica cuenta con una resolución de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. Sin embargo, durante la descarga de información, esta base de datos permite ajustar la resolución a una en particular, teniendo en cuenta que las interpolaciones de una resolución diferente se basan en la resolución original de sus reanálisis. En este contexto, tanto los campos de vientos como los campos de olas se descargaron a una resolución espacial de $0.125^\circ \times 0.125^\circ$ y temporal horaria. Por otra parte, para obtener la información de las

principales componentes de marea se llevó a cabo el análisis que se mostrará en la siguiente sección (2.1 Análisis de información de campo).

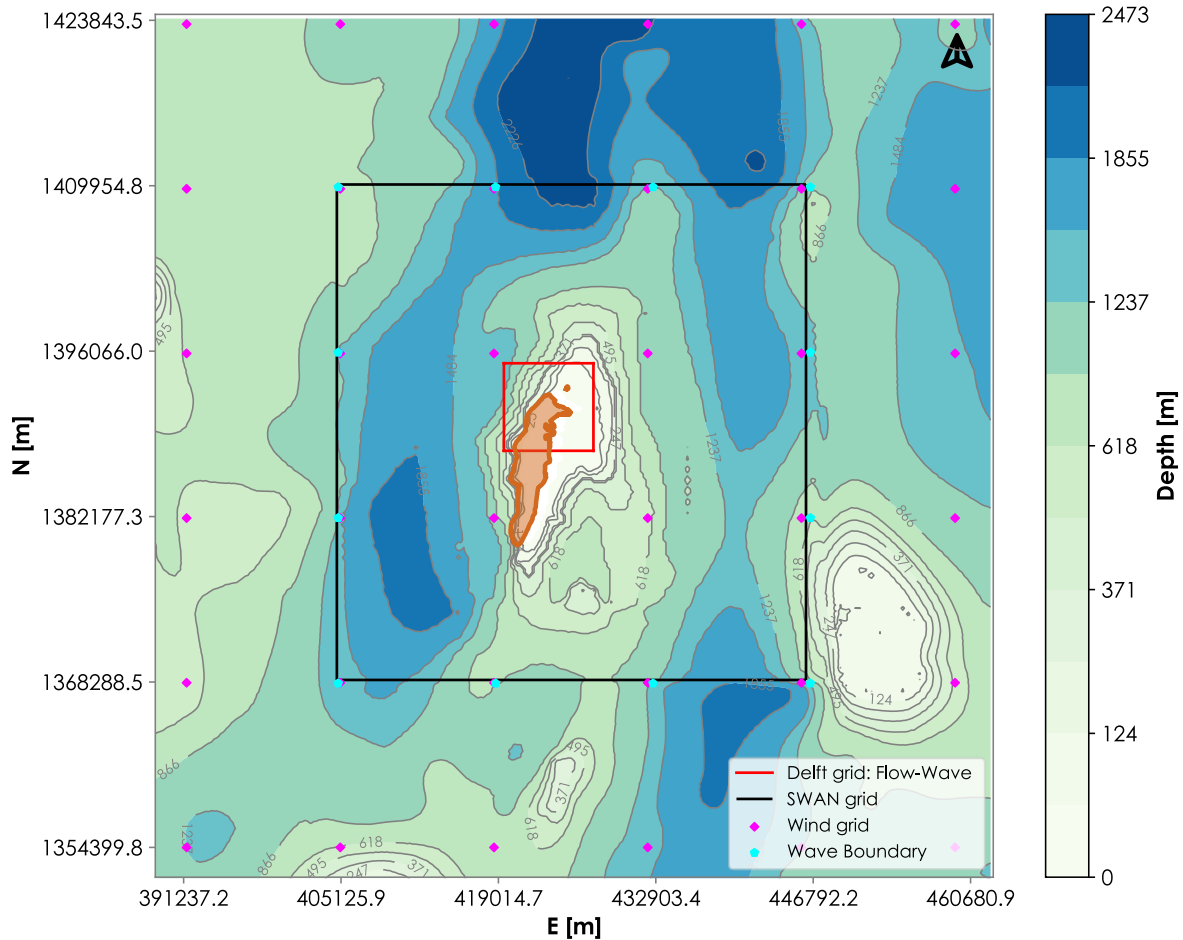


Figura 1.5 Ubicación de los forzadores y condiciones de contorno en los dominios de modelación de los modelos Delft2D Flow-Wave (rectángulo rojo) y SWAN (rectángulo negro).

Para la implementación del modelo Delft, se ejecutaron simulaciones previas con el fin de realizar un análisis de sensibilidad en la respuesta del modelo ante diferentes batimetrías y grillas computacionales (con resoluciones de 200, 100 y 50 m) comprendidas entre los dominios negro y rojo que se indican en la **Figura 1.5** (ver **Anexo A**).

Posteriormente a este análisis, se llegó a la conclusión de que las grandes profundidades cerca de la isla, en especial las superiores a 400 m generaban incrementos nivel del mar superiores a 5 m y magnitudes de velocidades del orden de 3 a 5 ms^{-1} , lo cual difiere de los valores encontrados en las mediciones de campo y los reportados por los estudios de Olarte (2019) y Valle-Levinson (2022b) para zonas del mar Caribe. De acuerdo con el manual del módulo

Flow (Deltares, 2014) a grandes profundidades se pueden generar vórtices ficticios, por lo tanto, tras más de 20 simulaciones de prueba (no presentadas acá), se eligió el dominio cercano a la costa, encerrado por el rectángulo rojo de la **Figura 1.5**, que considera profundidades menores a 200 m.

Puesto que la información de oleaje de ERA5, que se encuentra más cerca de las fronteras del dominio elegido, corresponden a celdas de aguas profundas, se implementó el modelo SWAN, calibrado y validado en el estudio previo de Espinosa-Ordoñez (2020), sobre el dominio que encierra el rectángulo negro en la **Figura 1.5**. Esto se hizo con el fin de establecer información de los parámetros del oleaje de aguas poco profundas sobre las fronteras del modelo acoplado Flow -Wave.

Para configurar el modelo SWAN, se establecieron las condiciones de contorno en cada frontera abierta, distanciándose cada 0.125° (equivalente a **13.889 km**), como se muestra en los marcadores “cyan” en la **Figura 1.5**. Además, se estableció la malla de vientos, con resolución de 0.125° y dominio de 68×68 km, representada por los marcadores “magenta”, tanto para el modelo SWAN como para el modelo Delft. Las configuraciones de las mallas de los forzadores y las mallas de computación se resumen en la siguiente tabla.

Tabla 1.2 Resumen de las mallas de modelación y del viento

<i>Modelo/Forzador</i>	<i>Resolución (x,y)</i>	<i>Dominio</i>
SWAN	100 m	41.5×41.5 km
Delft Flow-Wave	100 m	8×8 km
Vientos (ERA5)	13.889 km	68×68 km,

Dado que el modelo resuelve las ecuaciones de gobierno usando diferencias finitas a través del método explícito, es necesario garantizar la estabilidad numérica. Para esto, se debe cumplir la condición de Courant-Friedrichs-Lewy, establecida por la siguiente ecuación:

$$C_r = \Delta t \sqrt{g H_{max}} \sqrt{\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2}} \leq 1 \quad (15)$$

donde H_{max} es la profundidad máxima, Δx y Δy la resolución del tamaño de celda en su respectiva dirección, g la gravedad y Δt la resolución temporal. Cumpliendo esta condición se determinó que el paso de tiempo óptimo para la simulación fue de 0.2 segundos.

1.2.3 Calibración y validación del modelo Delft 3D

Para la calibración y validación se usó la información registrada por los sensores de corrientes Doppler (Nortek, 2017) que fueron fondeados en la isla durante las campañas de campo descritas en la sección 1.1. Además de contar con las velocidades en la columna de agua, mediante el registro de las series de presión se obtuvieron los parámetros del oleaje; como la altura de ola significativa (H_s), el periodo pico (T_p) y la dirección incidente del oleaje. Para obtener estas variables se llevó a cabo un análisis espectral siguiendo la metodología propuesta por Karimpour & Chen, (2017). En este sentido, los datos fueron analizados en el dominio de las frecuencias mediante la aplicación de la transformada rápida de Fourier (FFT). Las propiedades se calcularon con base en la densidad espectral de potencia de la superficie de elevación del agua ($S_{\eta\eta}$), que representa la cantidad de energía contenida en las ondas a diferentes frecuencias. De esta manera, la altura de ola se calculó en función del momento de orden cero ($4.04\sqrt{m_0}$) y el periodo pico a través la frecuencia pico que corresponde al valor máximo de la densidad espectral de potencia. En cuanto a la dirección del oleaje, esta fue estimada usando el software QuickWaves de la compañía Nortek AS. El método empleado fue MLMST, el cual consiste en estimar las direcciones a partir de separación de las celdas, que mide las velocidades orbitales en la superficie y el AST (“*Acoustic Surface Tracking*”), que rastrea la distancia del sensor a la superficie libre del agua (Nortek, 2017).

Para calibrar el modelo Delft2D Flow-Wave, se usó la información recolectada en la campaña de campo llevada a cabo entre el 6 y el 14 de noviembre de 2021 a través de las mediciones capturas con los sensores AWAC en el sitio AW621 y en AW121, ubicados respectivamente al noreste de la isla; después de la barrera de coral (costa afuera) y en el costado oeste de la isla (**Figura 1.4**). Inicialmente, se llevaron a cabo pruebas para evaluar la respuesta del modelo ante diferentes tipos de condiciones de frontera. La primera condición que se probó fue la de tipo Riemman, dado que el manual Deltares (2014) sugiere usar esta condición en las fronteras abiertas. Bajo el uso de esta frontera se tiene en cuenta la celeridad de la onda incidente considerando las corrientes y se expresa mediante la ecuación (16), donde R , representa la invariante de Riemann, U la velocidad de la corriente, d la profundidad y ζ la variación de la superficie libre.

$$R = U + \sqrt{2gd} + \zeta \sqrt{\frac{g}{d}} \quad (16)$$

Alternativamente se probó la condición que considera las componentes armónicas de la marea. Para ello se analizaron las series de presión de seis meses registrada por los sensores de presión AQ01 y AQ02 (**Figura 1.3**). La diferencia entre estas condiciones fue la predicción del nivel del agua. Al usar la condición Riemann, las variaciones de la superficie eran nulas, mientras que, al utilizar la condición de las componentes armónicas de la marea, el nivel del agua

mostró las variaciones del rango de marea que se registran en la isla (entre 20 y 40 cm). Por lo tanto, se optó por usar las componentes armónicas en las fronteras.

Considerando los parámetros físicos, tanto el coeficiente de dragado del viento, el valor de la difusividad horizontal y la viscosidad de Eddy permanecieron por defecto, con los valores indicados en la **Tabla 1.3**, verificando el rango de valores que sugiere el manual del modelo (Deltares, 2014).

Tabla 1.3 Parámetros físicos del modelo Delft3D-Flow

<i>Parámetro</i>	<i>Valor</i>
Difusividad horizontal D_H [m^2s^{-1}]	10
Viscosidad horizontal de Eddy [m^2s^{-1}]	1
Coefficiente de dragado del viento [ms^{-1}]	0.00063 - 0.00723

Para evaluar el tiempo de calentamiento se configuraron modelaciones que iniciaron 10 días antes de la fecha de inicio de registro en campo. Sin embargo, se observó que este tiempo se podía reducir a 4 días ya que los resultados después de este periodo no dependían de las condiciones iniciales, tanto en la H_s modelada por el módulo Wave como en la marea modelada en el módulo Flow.

Para acoplar el módulo *Wave*, se activaron todos los procesos fuente y sumidero que fueron previamente mencionados en la descripción de la ecuación (14), considerando los parámetros por defecto. Sin embargo, para la disipación por fricción del fondo, se modificó el parámetro K_N que representa la longitud de rugosidad del fondo de Nikuradse. La elección de este valor es relevante para el estudio en entornos arrecifales y ha sido ampliamente investigado en estudios anteriores (p.e., Lowe et al., 2009a; Monismith et al., 2015; Osorio-Cano et al., 2018; Rogers et al., 2016; Taebi et al., 2012). En estos estudios, se ha encontrado que el valor de este parámetro puede variar desde 0.05 m hasta 2.5 m, donde un valor de 0.05 m representa condiciones de rugosidad proporcionadas por la arena del fondo, mientras que un valor de 2.5 m podría representar áreas de corales grandes donde la fricción es alta. Inicialmente para el proceso de calibración se eligió el parámetro K_N por defecto (0.05 m). En la **Tabla 1.4** se resumen las condiciones y parámetros establecidos durante la calibración del modelo acoplado Delft Flow-Wave

Tabla 1.4 Condiciones establecidas para la calibración del modelo Delft Wave

<i>Dominio de malla</i>	<i>de</i>	<i>Resolución de celdas (x × y)</i>	<i>Parámetros físicos del modelo Flow</i>	<i>Parámetros físicos del modelo Wave</i>	<i>Paso de tiempo</i>
8 × 8 km		100 m	Defecto	Defecto	0.2 segundos

Una vez configurado el modelo acoplado y revisados los parámetros que se incluyen en cada proceso, se procedió a ejecutar un escenario de modelación. En este escenario, se habilitaron las corrientes inducidas por el viento, las olas y las variaciones del nivel del agua. Además de garantizar que las corrientes promediadas en profundidad estuvieran en el rango de las velocidades medidas en campo, también fue importante evaluar la predicción de los forzadores, como el nivel del mar, y los parámetros del oleaje. Dado que estos forzadores inducen el movimiento del agua, una buena predicción de ellos podría indicar un modelo calibrado en cual se obtienen velocidades de magnitudes coherentes.

La métrica utilizada para evaluar el rendimiento del modelo corresponde a la raíz del error cuadrático medio (*rmse*). El (*rmse*) expresado matemáticamente mediante la ecuación (17), es una medida del nivel de dispersión de los errores de predicción que indica el ajuste absoluto de los datos del modelo (y_j) a los datos de campo (\hat{y}_j) y se puede interpretar como la desviación estándar de la varianza inexplicada, por lo tanto, valores más bajos de *rmse* representan un mejor ajuste. Adicionalmente, se observó y cuantificó la intensidad de la relación lineal entre las variables del modelo y de campo mediante el coeficiente de determinación *R*².

$$rmse = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{j=1}^n (y_j - \hat{y}_j)^2} \quad (17)$$

Con base a los resultados de la calibración, modelados durante un periodo 8 días entre el 6 y 14 de noviembre de 2021, en la **Figura 1.6** se observa la variación del nivel del mar del modelo (línea roja) y de los datos de campo (línea negra). En estas series de marea se puede notar que el modelo sobrestima los valores en máximo en 3 cm de la serie de campo, específicamente durante pleamar el primer día de modelación y en bajamar el 12 de noviembre. A pesar de estas pequeños sobrestimaciones y subestimaciones, los datos del modelo se ajustan linealmente con los datos de campo, como se muestra en la **Figura 1.7**, obteniendo un *rmse* de 5×10^{-4} m y un coeficiente de ajuste lineal de 0.96.

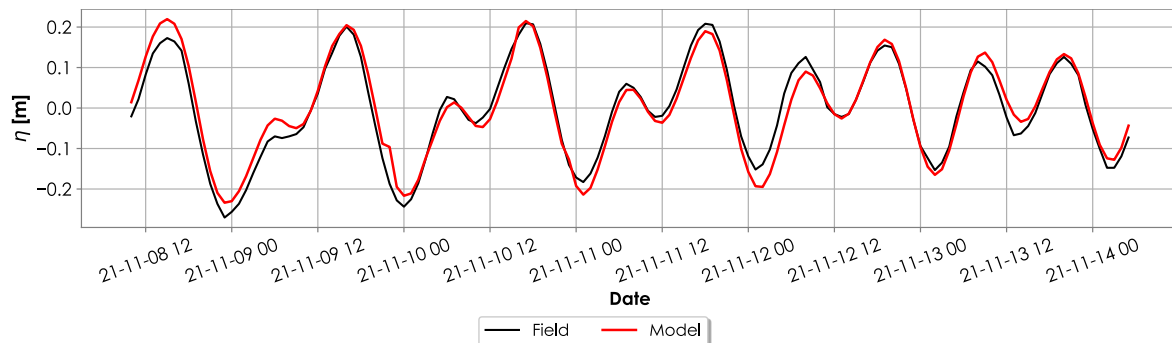


Figura 1.6 Comparación entre la serie de marea medida en campo (línea negra) y modelada (línea roja).

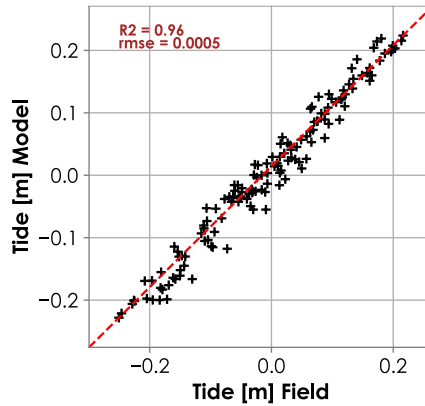


Figura 1.7 Diagrama de dispersión entre la marea modelada y la marea registrada en campo (durante el 6 y 14 de noviembre de 2021).

En la misma línea, la **Figura 1.8** muestra la comparación entre la serie de H_s del sensor AW621 y el sensor AW121. En estos gráficos, se observa que el modelo logra predecir la tendencia de las series registradas por ambos sensores. Sin embargo, se identifican comportamientos particulares en la predicción del modelo en ciertos periodos. Por ejemplo, para el sensor AW621, del 10 al 13 de noviembre, la serie del modelo subestima los valores de H_s con respecto a los valores de campo. De manera similar, durante el pico de H_s , que se registra entre el 7 y 8 de noviembre, los resultados del modelo también subestiman este incremento de la altura de ola del punto AW121. No obstante, de acuerdo con la **Figura 1.9**, para los sensores AW621 y AW121, se obtuvieron valores del *rmse* inferiores a 0.1 m (0.04m y 0.07m respectivamente). Además, los valores del coeficiente de determinación en ambos sensores fueron superiores a cero (0.18 y 0.55 respectivamente), lo cual indica que el modelo captura la tendencia del oleaje durante el periodo registrado por los sensores en campo.

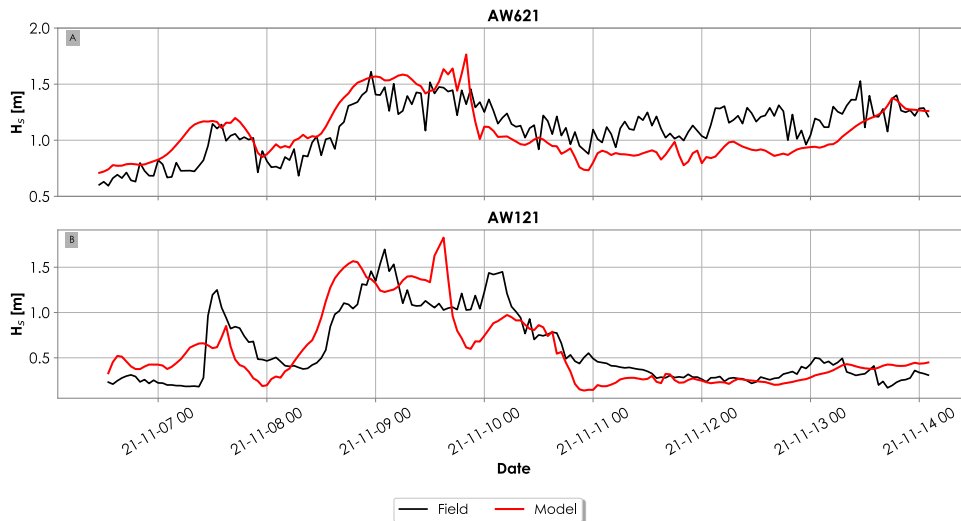


Figura 1.8 Comparación entre la altura de ola significativa obtenida de los datos de campo (línea negra) y la altura de ola predicha por el modelo (línea roja)

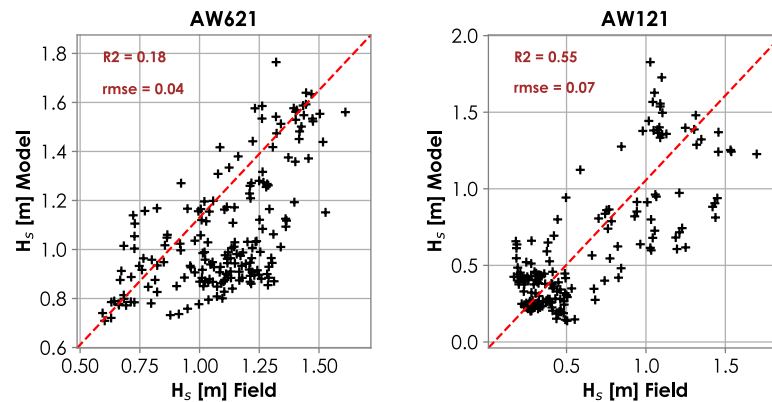


Figura 1.9 Diagramas de dispersión entre H_s de campo y H_s predicha por el modelo

Paralelamente, a través del del modelo se logró representar las direcciones medias del oleaje y compararlas con las direcciones del oleaje estimadas mediante los registros de los sensores AWAC. Como se puede observar en la **Figura 1.10**, para el sensor AW621, ubicado cerca de la barrera arrecifal (costado noreste de la isla), el modelo predice la tendencia de las direcciones, principalmente provenientes desde el noreste – este, además de los cambios de dirección de las olas. Esto representa un aspecto favorable, ya que los patrones de corrientes pueden ser afectados por fenómenos que produzcan un cambio en la dirección de las olas. Por otro lado, en el punto AW121, durante los primeros 4 días del registro, el modelo representa la dirección promedio del oleaje en los cuadrantes N- NNE, mientras que los datos de campo revelan que las direcciones en este periodo se encontraban entre los cuadrantes N y NNW, no obstante, hacia los últimos días, las predicciones del modelo se ajustan a las direcciones de las olas que inciden desde el noreste.

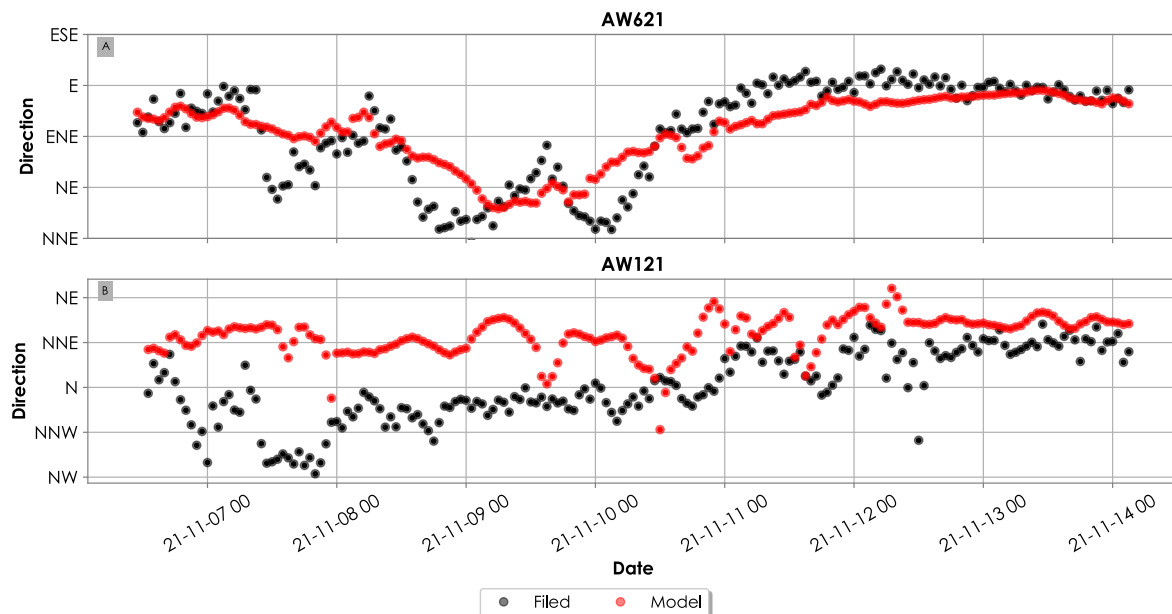


Figura 1.10 Comparación entre direcciones de las olas obtenidas de los datos de campo (línea punteada negra) y las direcciones predichas por el modelo (línea punteada roja)

La comparación entre las velocidades (promediadas en profundidad 18 m para el sitio AW621 y 20 m para el sitio AW121) de campo y modelo se muestran en la **Figura 1.11**. Desde un contexto general, el rango de las velocidades recolectadas en campo comprende valores entre 0.15ms^{-1} y 0.6ms^{-1} para ambos sitios. Sin embargo, las velocidades predichas por el modelo oscilan entre 0.15ms^{-1} y 0.8ms^{-1} , para el sensor AW621, y entre 0.2ms^{-1} y 1.2ms^{-1} para el sensor AW121. Las principales diferencias entre las velocidades observadas y modeladas coinciden con los periodos donde H_s incrementó por encima de 1 m (ver **Figura 1.8**). Para el sensor AW621, estas diferencias alcanzaron un valor máximo de 0.2ms^{-1} en algunos instantes del periodo comprendido entre el 8 y 11 de noviembre. En contraste, para el sensor AW121, las diferencias máximas alcanzan un valor de 1ms^{-1} en ciertos instantes del periodo que va del 7 al 11 de noviembre de 2021.

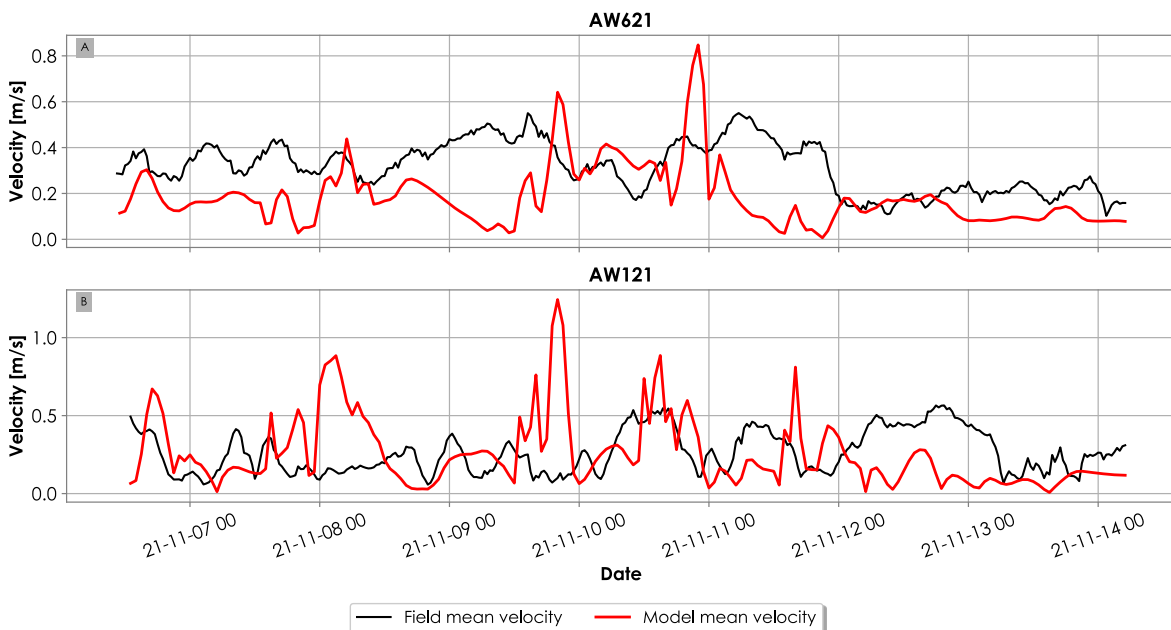


Figura 1.11 Comparación entre las velocidades (promediadas en profundidad) de campo (línea negra) y las velocidades (promediadas en profundidad) predichas por el modelo (línea roja).

Posteriormente, para la validación del modelo, se utilizaron datos recolectados entre el 5 y 10 de mayo del 2018, por los sensores AWAC en los puntos AW618 y AW118, cuyas ubicaciones se muestran en la **Figura 1.4**. El punto AW118 se encuentra dentro de la laguna arrecifal, mientras que el sensor AW618 está ubicado después de la barrera arrecifal. A partir de las modelaciones que se compararon con la información de estos puntos, se pudo evaluar el impacto del coeficiente de fricción K_N en el modelo de olas.

En la **Figura 1.12**, se muestran las series de altura de ola predichas por el modelo con base en el uso de un K_N de 0.05m y de 0.5m . Los resultados indican que al usar un K_N de 0.05m ,

en la laguna, el modelo predice alturas de ola entre **0.75m** y **1m** en la mayor parte del registro (serie punteada en **Figura 1.12**), lo cual difiere significativamente de la realidad, ya que las alturas de ola que muestran los registros de campo están entre rango de **0.25m** a **0.5m**. En consecuencia, se decidió ajustar el parámetro que representa la rugosidad del fondo (K_N) a **0.5 m**. Tras realizar este cambio, las alturas de ola en ambos sensores se redujeron, acercándose más a los datos de campo (serie continuas en color rojo en **Figura 1.12**). A pesar de esta modificación, el modelo continuó sobrestimando los valores de H_s en la laguna (AW118). Por otro lado, en el punto ubicado después la barrera arrecifal (AW618), el modelo mostró una mejor aproximación a los valores de campo durante los primeros dos días, pero en los últimos dos días, sobrestimó las alturas de ola superando a los valores de campo hasta en **1m**.

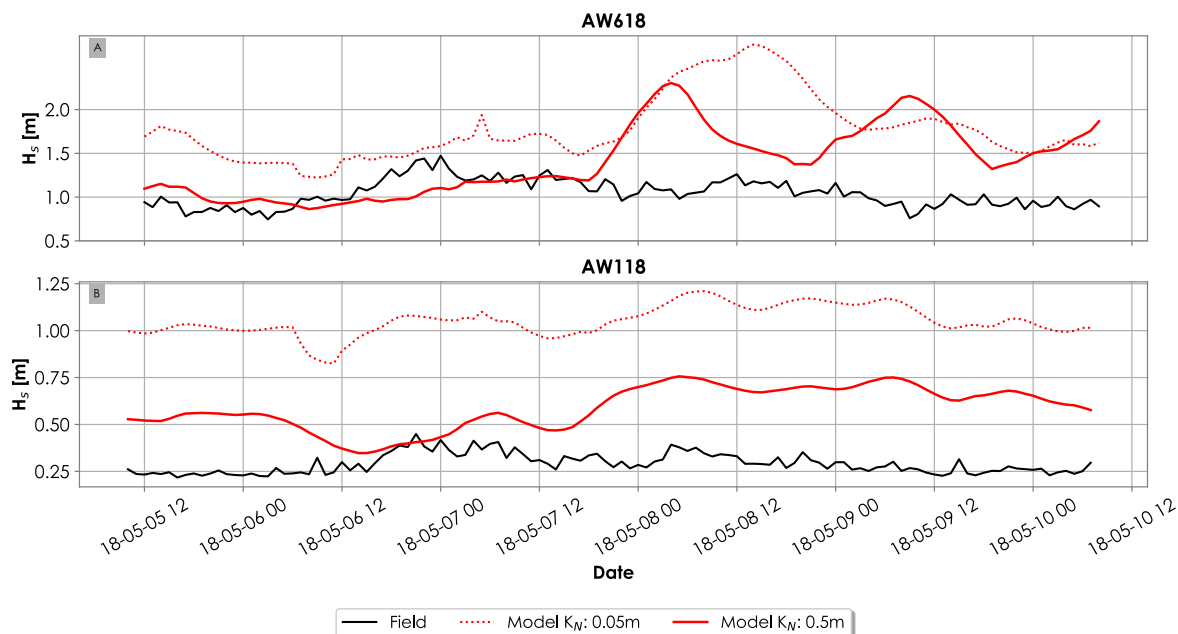


Figura 1.12 Comparación de H_s : serie de campo (línea negra), y series predichas por el modelo (líneas rojas).

Con base en el anterior análisis, en la **Tabla 1.5** se resumen los parámetros que finalmente se usaron para ejecutar las modelaciones de los escenarios que se presentan en la siguiente sección. Bajo esta combinación de parámetros y condiciones, de acuerdo con la **Figura 1.13**, se observa que el modelo logró representar la marea con un *rmse* de 2×10^{-4} , generando un ajuste aproximadamente lineal (**Figura 1.14**).

Tabla 1.5 Configuración y parámetros finales del modelo Delft Flow-Wave

<i>Dominio de malla</i>	<i>Resolución de celdas (x × y)</i>	<i>Parámetros físicos del modelo Flow</i>	<i>Parámetros físicos del modelo Wave</i>	<i>Paso de tiempo</i>
8 × 8 km	100 m	Defecto	$K_N = 0.5m$	0.2 segundos

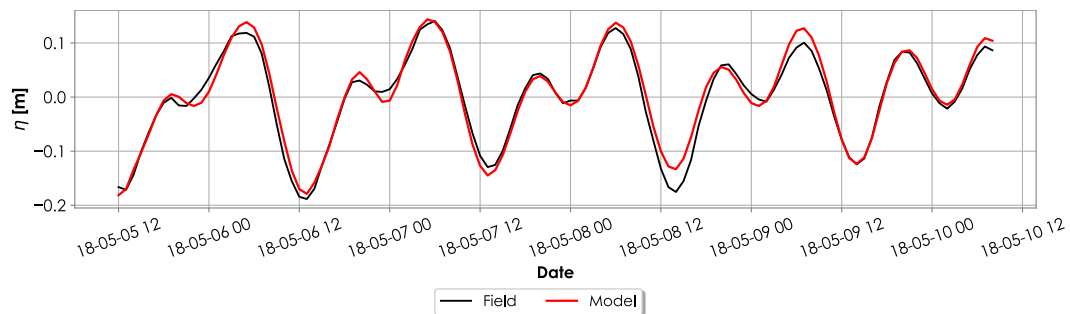


Figura 1.13 Serie de marea medida en campo (color negro) y serie de marea predicha (color rojo) por el modelo validado.

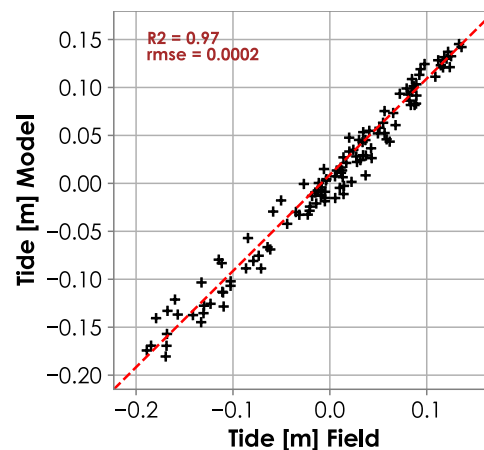


Figura 1.14 Diagrama de dispersión de la marea mediada en campo vs la modelada

Haciendo uso de las condiciones de la **Tabla 1.5**, y de acuerdo con la **Figura 1.15**, se encontró que el modelo predijo velocidades en la laguna (AW118) con valores entre 0.05ms^{-1} y 0.2ms^{-1} , las cuales se aproximaron al rango de variación de los datos de campo, que estuvieron entre 0.05ms^{-1} y 0.15ms^{-1} . En algunos instantes, la velocidad predicha por el modelo siguió el patrón de los datos de campo, especialmente durante el segundo día del registro. De igual forma, durante los dos primeros días del registro, las velocidades predichas en el punto AW618 también siguieron el patrón observado en los datos de campo. Sin embargo, durante los dos días siguientes, la magnitud de las velocidades predichas aumentó hasta diferir en 0.6ms^{-1} con respecto a los datos de campo. Posteriormente, las velocidades disminuyeron hasta alcanzar el rango de los datos de campo, que estuvo entre 0.2ms^{-1} y 0.3ms^{-1} .

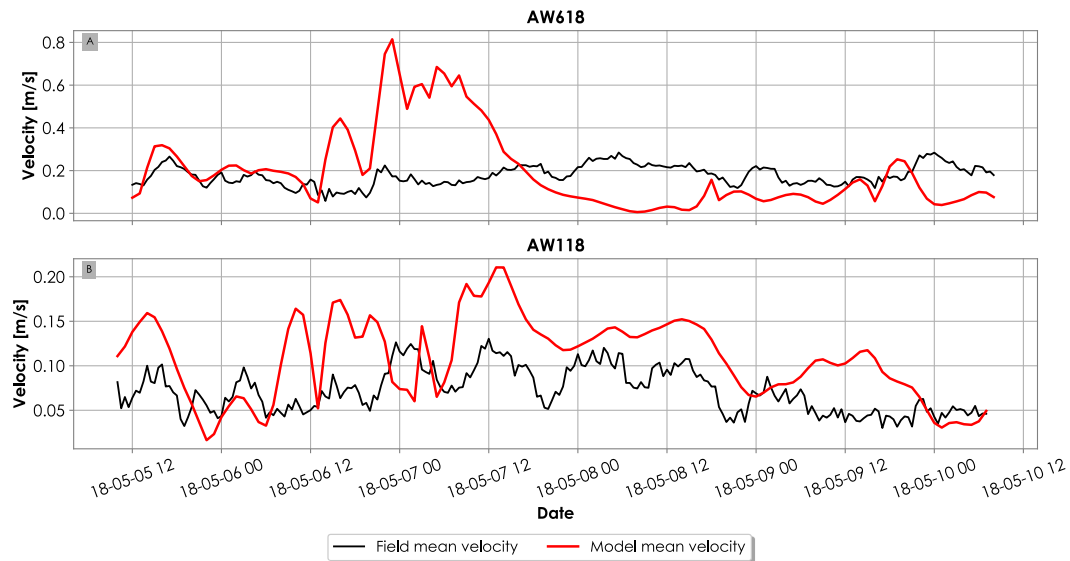


Figura 1.15 Comparación entre las velocidades de campo y las velocidades predichas por el modelo para los sensores AW618 y AW118.

2. Capítulo 2: Resultados

En este capítulo, se presentan los resultados obtenidos de los análisis que se llevaron a cabo para abordar el cumplimiento de los objetivos específicos. En la primera sección, se muestran los análisis de campo, donde se establecen relaciones entre los forzadores, como las olas y el viento, y las corrientes medidas por los sensores AWAC 621 y AWAC 121. En la segunda sección, se presentan los resultados de los escenarios implementados mediante el modelo numérico validado, adicionalmente se presenta el análisis estacional de las olas y marea.

2.1 Análisis de información de campo

2.1.1 Análisis de corrientes, olas, marea y viento

Con el objetivo de analizar el impacto de los mecanismos forzadores de corrientes, se contrastaron los parámetros del oleaje (H_s , T_p y dirección), el viento y la marea, junto con las velocidades en los puntos al noreste (AW621) y al oeste (AW121) de la isla. Además, se caracterizaron los perfiles de salinidad y temperatura para comprender la estratificación de las masas de agua en torno a la isla y en los puntos de descargas de efluentes, como la zona del emisario submarino y el islote Jhony Cay. Esta fase del estudio proporciona una visión general del funcionamiento del sistema y sus interacciones con el entorno, utilizando datos in-situ como base de análisis.

La **Figura 2.1** presenta las mediciones de velocidad y dirección de las corrientes en profundidad para el punto AW621 (**Figura 2.1a**) y el punto AW121 (**Figura 2.1b**); donde se aprecia que las mayores magnitudes de velocidad se ubican en la superficie. Para el punto AW621 las velocidades se mantienen en el rango de 0.5ms^{-1} a 1.2ms^{-1} durante la mayor parte del registro. Para el punto AW121 se observan magnitudes oscilando en el mismo rango, sin embargo, en algunos periodos la magnitud disminuye por debajo de 0.3ms^{-1} . En cuanto a las velocidades en profundidades mayores a 2.5m , en ambos puntos se observa que se mantienen en el rango de 0.15ms^{-1} a 0.6ms^{-1} . Particularmente en el punto AW621, durante los primeros 6 días de registro, las magnitudes exhiben un cierto patrón en el cual oscilan entre a 0.5ms^{-1} y 0.15ms^{-1} . Análogamente, en el punto AW121, este patrón se presenta partir del cuarto día hasta el séptimo día.

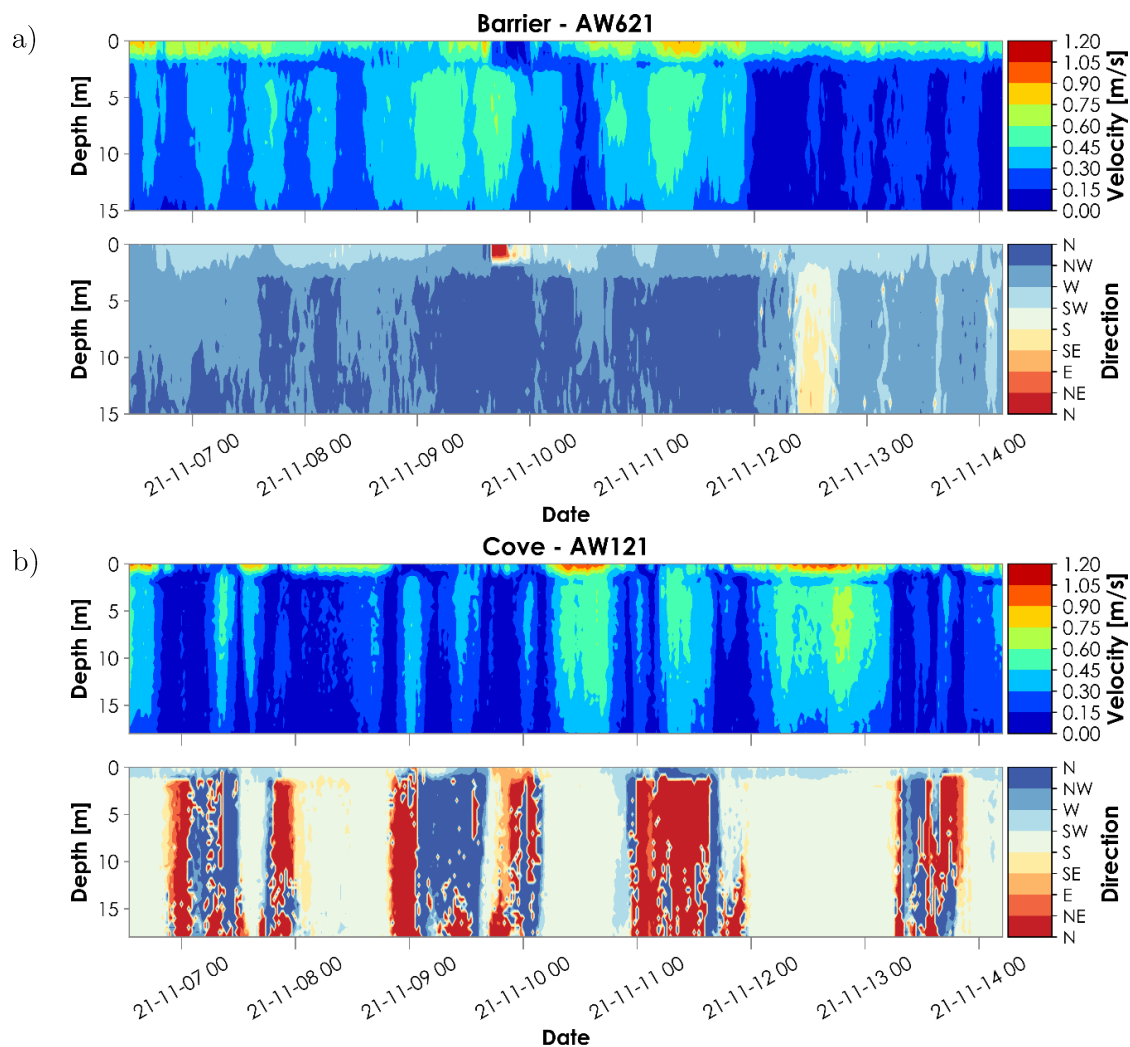


Figura 2.1 Velocidades y direcciones de los puntos a) AW621 y b) AW121

Con respecto a la dirección del flujo, en el punto AW121 (Figura 2.1b), las velocidades experimentan cambios direccionales alternados hacia el norte y hacia el sur en intervalos de tiempo con periodicidad aproximadamente diaria. Mientras que, en el punto AW621 el flujo se mueve mayormente hacia las direcciones comprendidas entre el suroeste y noroeste en gran parte del registro temporal. En principio, en el punto AW121 se puede inferir que la magnitud se altera cuando ocurre un cambio en la dirección del flujo. Sin embargo, estos patrones son resultado de la interacción de varios forzadores, los cuales serán analizados a continuación.

La Figura 2.2 presenta los parámetros del oleaje en los puntos AW621 (color verde) y AW121 (color en azul). Se aprecia que las alturas de ola en el punto AW621 son superiores a las del punto AW121. Esta diferencia se puede explicar por los diversos procesos de transformación

de las olas que ocurren al noreste de la isla, donde se instaló el sensor AW621, y al oeste de la isla, donde se fondeó el sensor AW121.

En el costado oeste, el comportamiento del oleaje se ve influenciado por la difracción generada por la presencia de la isla, la cual proporciona protección. No obstante, ante cambios en la dirección de propagación de las olas o en la dirección del viento, este lado se vuelve susceptible a un notable incremento en la altura de ola. Esto se puede observar en las series de H_s y dirección del sensor AW121 en la **Figura 2.2a**, específicamente en la tarde del 7 de noviembre, cuando las olas provenían del noroeste (**Figura 2.2c**), se registró un aumento de más de 50 cm en la altura de ola. Del mismo modo, durante el 8 al 10 de noviembre, cuando las olas provenían del norte y noroeste, se presentó un incremento de H_s por encima de 1m.

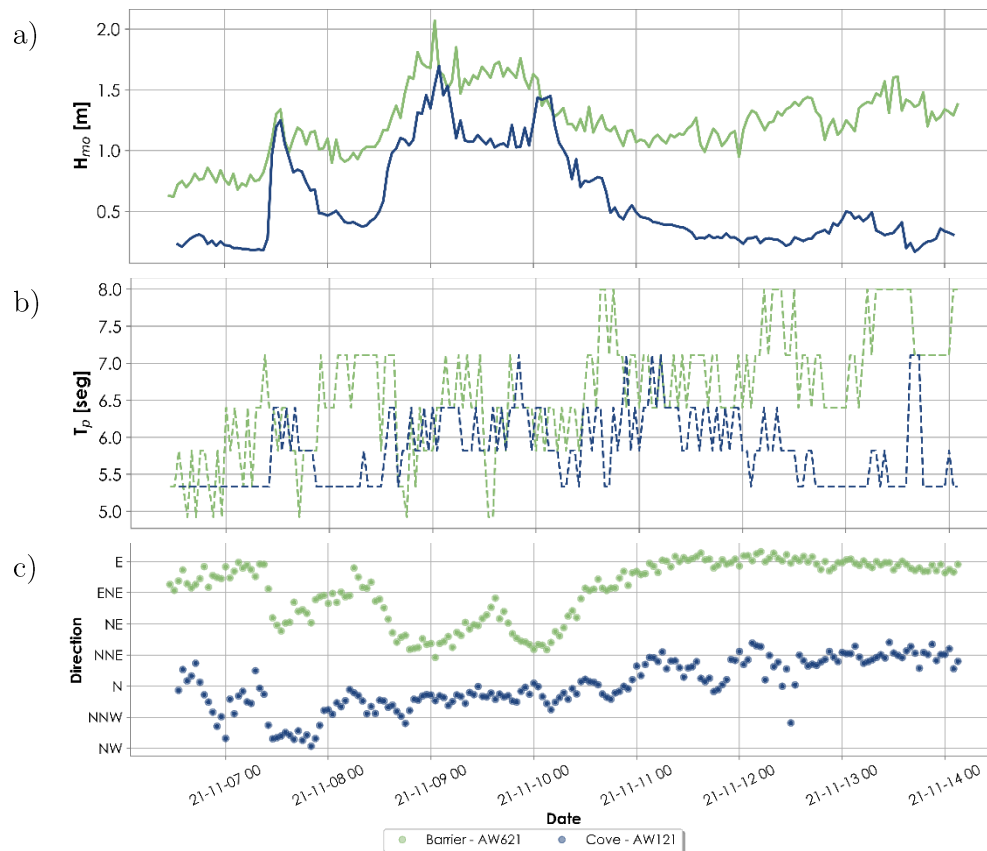


Figura 2.2 Parámetros del oleaje: a) altura de ola significativa (H_s), b) periodo pico (T_p) y c) dirección incidente de las olas. Las líneas de color azul representan el punto AW121, y la línea verde el punto AW618

En el lado noreste de la isla, el oleaje que proviene de aguas profundas experimenta procesos de transformación debido a la presencia del sistema arrecifal de tipo barrera, el cual actúa como un mecanismo disipador de energía. En este sentido, la información del oleaje en el sitio

AW621 (color azul), localizado en la zona frontal del arrecife, presenta alturas de ola significante que varían entre **0.8m** y **2.0 m**, donde los valores más grandes de H_s , entre **1.5m** y **2.0m**, ocurren cuando el oleaje proviene desde el NNE durante el medio día del 8 de noviembre al 10 de noviembre.

El comportamiento de las olas en estos dos puntos puede afectar directamente el flujo tanto en la superficie como en el fondo. En el caso específico de las velocidades en el punto AW621, que se encuentra en proximidad de la zona de rompientes en la barrera arrecifal, se verá influenciado por el flujo de momento inducido por las olas a través del tensor de radiación (Deltares, 2019). Por lo tanto, es posible que se combinen efectos de las corrientes longitudinales, de las variaciones del nivel del agua, como el “*set-down*” y “*set-up*”, y de las corrientes producto la circulación en la barrera (Massel, 1989).

En el mismo ámbito, el viento impacta en el movimiento del agua debido a la transferencia de momento del aire al agua. La velocidad horizontal del viento disminuye verticalmente debido a la interfaz aire-agua. Este gradiente vertical en la velocidad del viento permite la transferencia de momento horizontal desde el aire hacia el agua. Además de deformar la superficie y generar olas, provoca el movimiento de las aguas superficiales en la dirección del viento (Valle-Levinson, 2022c). Para describir este fenómeno en la zona de estudio, se presentan los datos correspondientes en la **Figura 2.3**, que muestran la velocidad y dirección del viento (**Figura 2.3a**), así como las velocidades del flujo desde la superficie hasta los 5 m de profundidad y sus direcciones en los puntos AW621 y AW121 (**Figura 2.3b** y **c**). De estas variables se puede observar que el efecto más directo sobre las velocidades superficiales ocurrió cuando el viento superó los 10 ms^{-1} (9 de noviembre de 2021) con dirección oeste y noroeste. En este periodo, en el punto AW621 las magnitudes de las velocidades fueron superiores a 0.6 ms^{-1} y tomaron la misma dirección que el viento. Mientras que, en AW121 las magnitudes se mantuvieron en el rango de 0.2 a 0.5 ms^{-1} , conservando la dirección del viento y contrastando el impacto sobre las magnitudes en el sensor AW621. No obstante, para evaluar la contribución de este mecanismo en las corrientes, se debe despreciar la influencia de otros forzantes como marea, los efectos boyantes y los procesos de transformación del oleaje. Este análisis se presenta en la siguiente sección, mediante la implementación de escenarios hidrodinámicos a través del modelo Delft Flow.

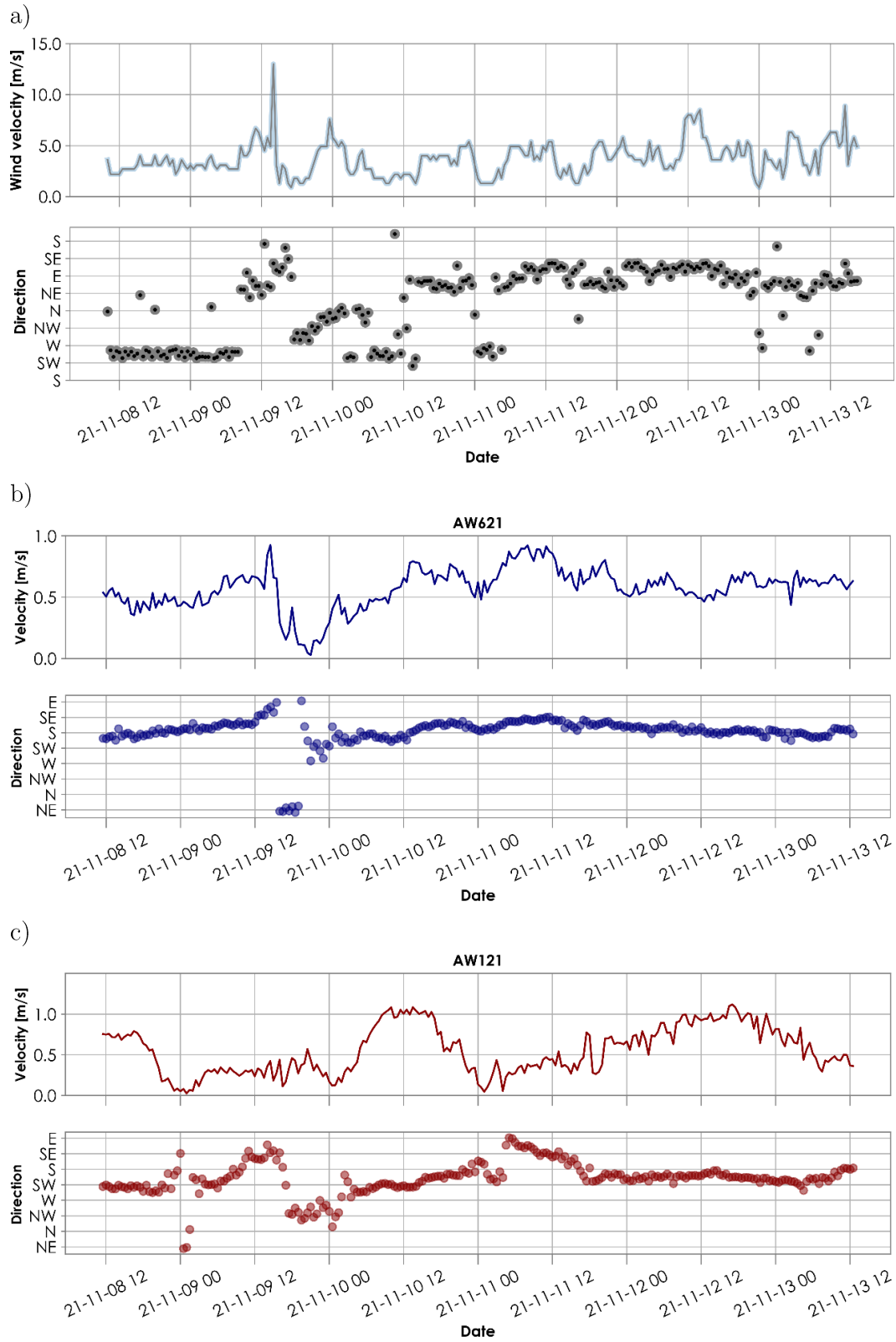


Figura 2.3 a) Velocidad y dirección del viento y velocidad superficial en los puntos en b) AW621 y c) AW121

Para entender la interacción entre la marea y las corrientes, se analizaron las series de nivel del mar de los sensores AQ01 y AQ02 (ver localización en **Figura 1.3**). Estos puntos se ubicaron en sectores opuestos de la isla. El punto AQ01 se situó en el lado noreste, específicamente en el muelle del club náutico de la isla, mientras que el punto AQ02 se dispuso en el costado oeste, en el sector conocido como Cove.

En la **Figura 2.4** se presentan los registros de marea obtenidos en cada sitio para el periodo del 6 de junio al 1 de noviembre, así como las componentes astronómica y meteorológica producto de la descomposición del registro de campo. Según lo observado en esta figura, se identifica que la isla presenta un patrón de marea que se clasifica dentro del rango micro-mareal, con una amplitud de marea inferior a 2 m, algo que es típico en las zonas ubicadas en el mar Caribe (Valle-Levinson, 2022b). Para llevar a cabo una clasificación más precisa basada en las componentes armónicas, se utilizó el paquete “*pytides*”, el cual descompone la marea en sus armónicos correspondientes. En la **Tabla 2.1** se resumen principales componentes en orden descendente según su amplitud. Al considerar la relación entre las amplitudes de las componentes diurnas K_1 y O_1 , y las componentes semidiurnas M_2 y S_2 se determinó que dicha relación está en el rango de 1.25 a 3, lo cual, de acuerdo con el factor de forma F , el cual representa la relación entre las componentes diurnas y las componentes semidiurnas (Valle-Levinson, 2022b), permite clasificar la marea como mixta con predominancia de las componentes diurnas.

Tabla 2.1 Principales componentes armónicos de marea

<i>Componente</i>	<i>Símbolo</i>	<i>Amplitud [m]</i>	<i>Fase [°]</i>
Luni-solar diurna	K_1	0.09479	164.092
Principal lunar semidiurna	M_2	0.07496	16.150
Lunar diurna	O_1	0.05657	169.330
Principal solar diurna	P_1	0.03075	160.238
Semidiurna elíptico lunar mayor	N_2	0.02517	340.403
Quincenal	M_F	0.01892	332.361
Principal solar semidiurna	S_2	0.01739	247.496

De acuerdo con la **Figura 2.4c**, en el punto AQ01 y en el punto AQ02 se observa una diferencia notable de la marea meteorológica a finales del mes de julio. Este tipo de marea está influenciada por el clima local y resulta de las variaciones en la presión barométrica, el viento y eventos atmosféricos como tormentas, ciclones y huracanes.

El efecto de la termodinámica de la atmósfera provoca variaciones en la presión barométrica impulsadas por el calentamiento solar en ciclos aproximadamente de 12 a 24 horas que a su vez generan cambios en la marea meteorológica (Valle-Levinson, 2022b). El viento también actúa sobre el nivel del mar generando un incremento en la dirección en la que sopla, conocido como “*wind setup*”. A su vez, los efectos combinados del viento y la baja presión atmosférica pueden dar lugar a mareas excepcionalmente altas, representando una amenaza para las regiones costeras (Brown et al., 1999; Lin et al., 2019; Piccolo, 2021; Rey et al., 2021). Por otro lado, algunas áreas pueden experimentar mareas anormalmente bajas. En consecuencia, cabe resaltar que el aumento en la marea meteorológica registrado en el punto AQ01 en algunos periodos del mes de julio de 2021 podría atribuirse a una variación en la dirección del viento que ocasiona un incremento en el nivel de agua en el muelle.

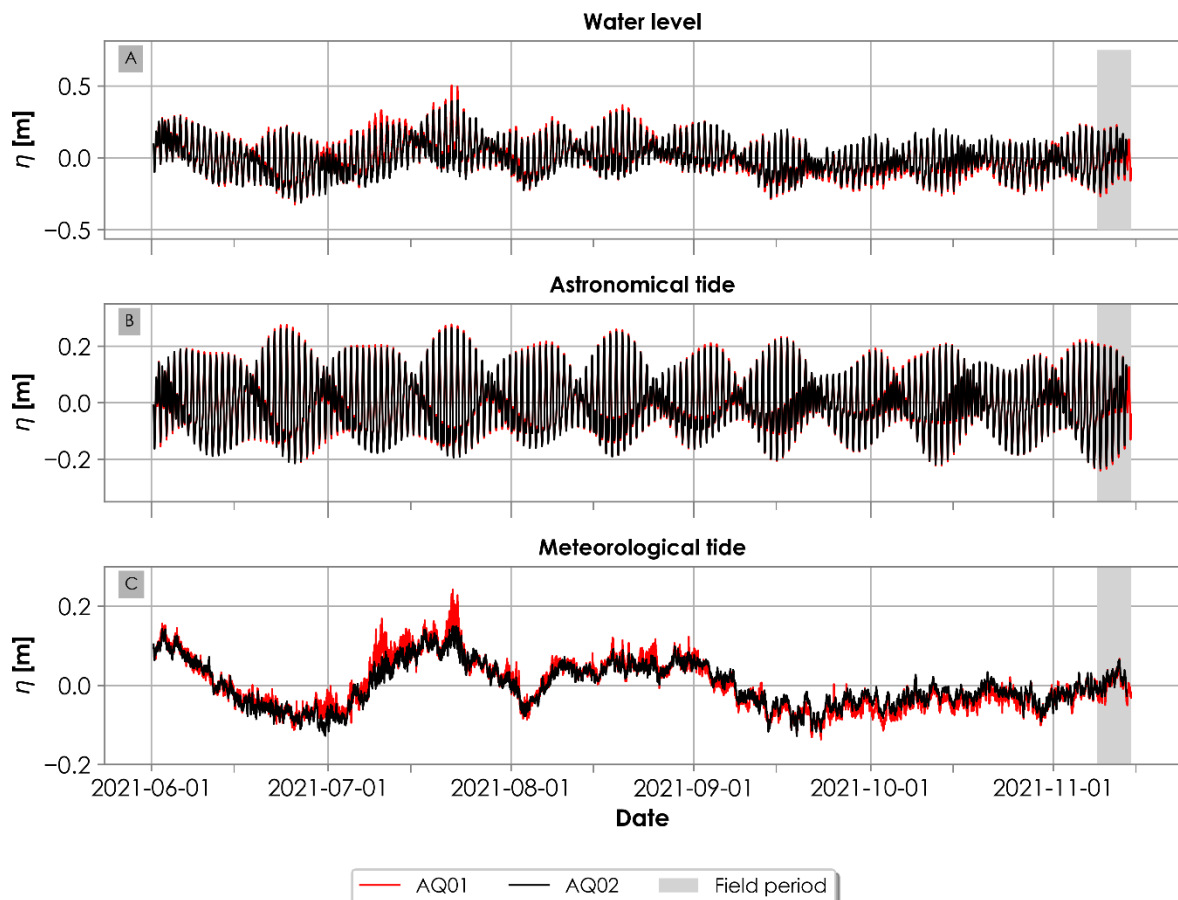


Figura 2.4 a) Nivel del agua, b) marea astronómica y c) marea meteorológica en la isla de San Andrés.

Con el fin de analizar el comportamiento entre de las componentes diurnas y semidirunas de la marea astronómica, se aplicó un filtro utilizando la transformada inversa de Fourier. Como

resultado, en la **Figura 2.5** se presenta en color rojo la onda diurna, y en color azul la onda semidiurna. Se observa que durante los periodos de mayor rango de marea (marea viva), que se generan debido a la superposición de la atracción gravitacional de la luna y el sol durante las fases de luna nueva y luna llena, las componentes semidiurnas tienen una menor amplitud. En contraste, durante los periodos de marea muerta, que ocurren cuando la luna y el sol son ortogonales durante las fases de cuarto menguante y cuarto creciente, la amplitud de las componentes diurnas disminuye.

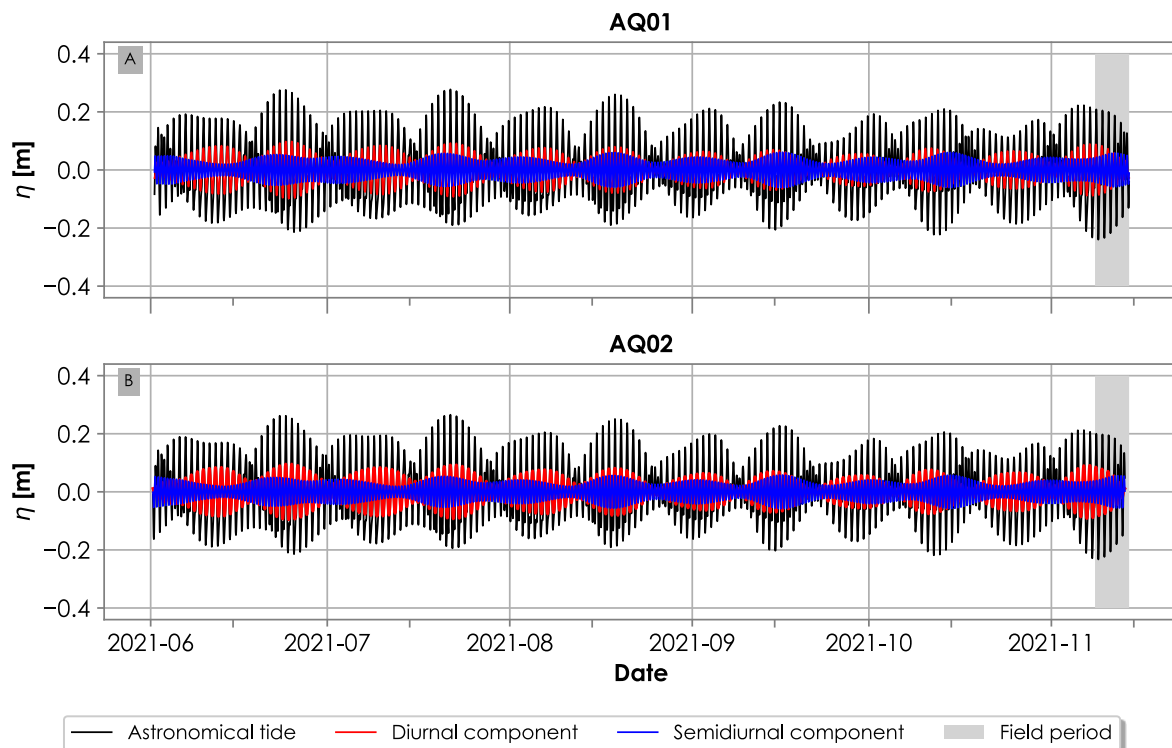
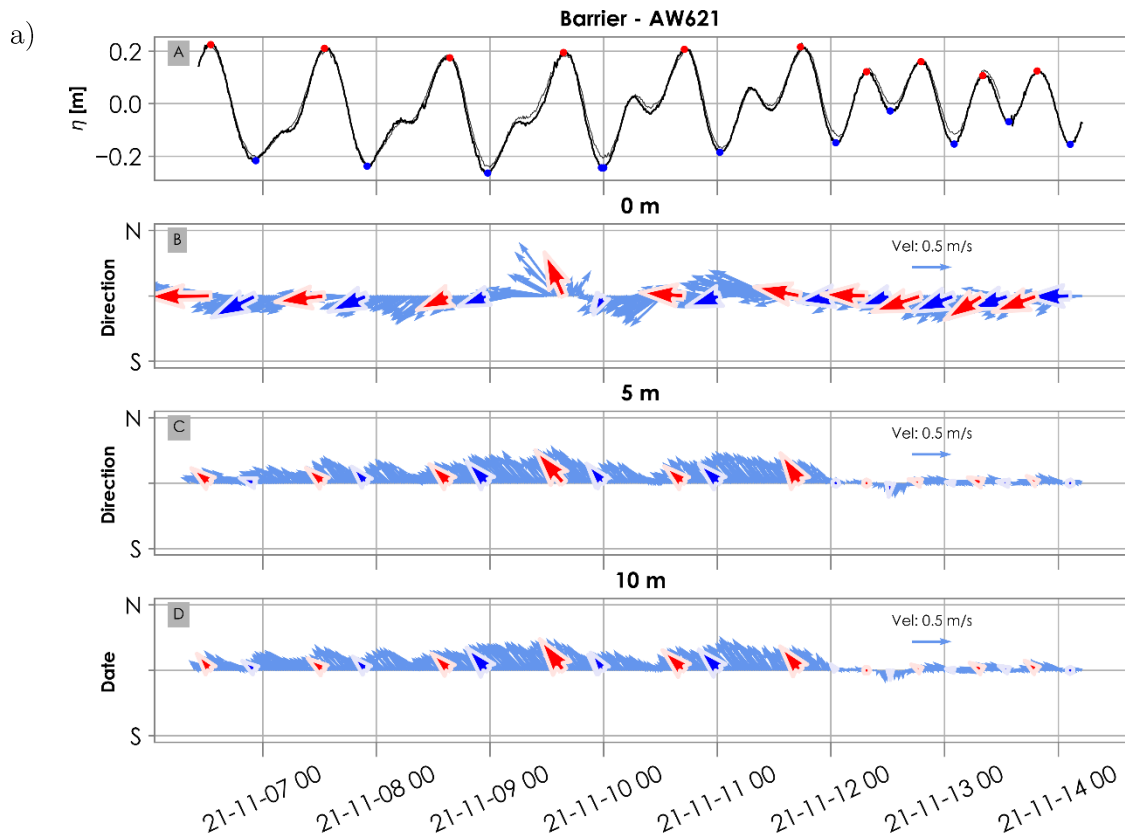


Figura 2.5 Análisis de marea, a) componentes diurna y semidiurna para AQ01, b) componentes diurna y semidiurna para AQ02.

Durante la semana de campo (rectángulo sombreado en **Figura 2.5**), se alcanzaron a registrar periodos de mareas vivas en los primeros días del registro y periodos de mareas muertas en los dos últimos días. A partir de esta información, es posible analizar si existe algún patrón en las corrientes que esté asociado al rango de marea. En la **Figura 2.6** se presentan las series de marea en los puntos AQ01 y AQ02, así como las velocidades en AW621 y AW121 a diferentes profundidades: 0 m, 5 m y 10 m. En este sentido, en el punto AW621 (**Figura 2.6a**) se observa que durante los dos últimos días del registro (influencia más marcada de las componentes semidiurnas) a 0 m, las velocidades que se dirigían hacia al suroeste y hacia el noroeste con magnitudes entre 0.6ms^{-1} y 0.8ms^{-1} durante los primeros 6 días, modificaron su dirección hacia el suroeste con magnitudes que oscilan alrededor de 0.5ms^{-1} . Asimismo, a 5m

y 10m, las magnitudes de las velocidades, en los últimos dos días, disminuyeron en 0.3ms^{-1} en comparación a las velocidades del periodo dominado por la marea mixta diurna (entre 0.4ms^{-1} y 0.5ms^{-1}).

De igual forma, al analizar el punto AW121 en la **Figura 2.6b**, se pudo observar una relación de la marea con las velocidades en el periodo de marea mixta con predominancia diurna. Específicamente en superficie durante los primeros 6 días del registro, el flujo con dirección al suroeste exhibió un patrón en el cual, durante los periodos de vaciante se registraron velocidades con una magnitud cercana a 0.8ms^{-1} , y en llenante esta magnitud se redujo a velocidades entre el rango de 0.2ms^{-1} a 0.4ms^{-1} . A medida que aumentó la influencia de las componentes semidiurnas, en los dos últimos días del registro, las velocidades tanto en llenante como vaciante estuvieron comprendidas en el rango de 0.5 a 1.0ms^{-1} con dirección hacia el suroeste. En contraste, a 5m y 10m de profundidad, en los primeros 6 días del registro, durante los periodos vaciante las velocidades se dirigen hacia el suroeste con magnitudes entre 0.2ms^{-1} y 0.4ms^{-1} , y en llenante las velocidades van hacia el norte con magnitudes entre 0.2 y 0.4ms^{-1} . En los dos últimos días de campo, cuando el rango de marea alcanza los 20 cm, las velocidades se dirigen hacia el suroeste con valores comprendidos entre 0.3 y 0.6ms^{-1} .



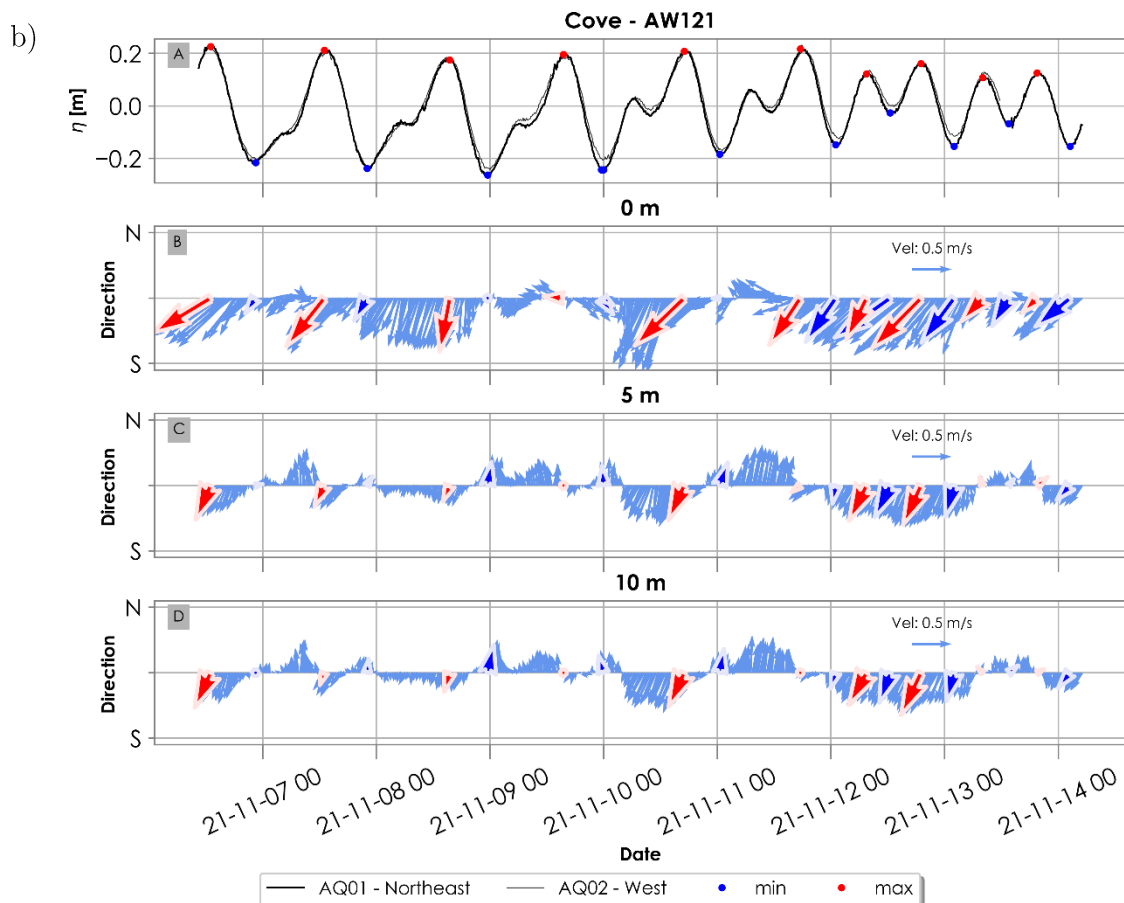


Figura 2.6 Marea y velocidades a 0, 5 y 10 m en los puntos a) AW621, b) AW121

2.1.2 Análisis de la columna de agua

Adicionalmente, con el fin de estudiar la circulación en la columna de agua, se analizaron los perfiles de temperatura y salinidad. El objetivo de este análisis es entender la interacción entre los forzantes de estratificación y los procesos de mezcla que ocurren en las áreas circundantes a la isla y en las zonas de descargas de efluentes. La estratificación es inducida por las fuerzas boyantes que impulsan cambios de densidad debido a las variaciones de temperatura y salinidad (Piecuch & Ponte, 2012; Valle-Levinson, 2022a). Estas fuerzas pueden ser causadas por el balance de calor en la interfaz aire - agua, los flujos de agua dulce provenientes de los ríos, y otros factores que afecten la densidad del agua (Spall, 2002). Mientras que la mezcla surge principalmente del forzamiento de las olas, las mareas y el viento (Valle-Levinson, 2022a). La clasificación de la columna de agua depende de los efectos de mezcla y flotabilidad, ya que estos factores determinan la resistencia de la estratificación en la columna de agua. La mezcla en la columna de agua genera un cambio positivo en la energía potencial, mientras que la estratificación ocasiona un cambio negativo de la energía potencial (Albarakati et al., 2012).

Para analizar la influencia de la salinidad y temperatura en la densidad del agua de mar, en la **Figura 2.7** se muestra el diagrama T-S, elaborando con la densidad potencial σ_θ para visualizar la dispersión de los puntos de muestreo a diferentes profundidades. Estos puntos se encuentran principalmente en rangos de altas temperaturas (superiores a 20°C) y salinidades (superiores a 35 g/kg). De acuerdo con la distribución de los puntos de muestreo, a profundidades menores a 20 m , las variaciones de temperatura son inferiores a 2°C , mientras que los cambios en la salinidad pueden llegar a ser de hasta 0.5 g/kg . En el rango de profundidades entre 20 m y 55 m , las variaciones de temperatura pueden superar los 4°C , mientras que la salinidad varía alrededor de 1 g/kg . Por último, a profundidades mayores a 55 m , las variaciones en la salinidad son menores a 0.5 g/kg , mientras que las variaciones en la temperatura son mayores a 3°C . Estas observaciones sugieren que los gradientes térmicos comienzan a tener un mayor impacto en los gradientes de densidad.

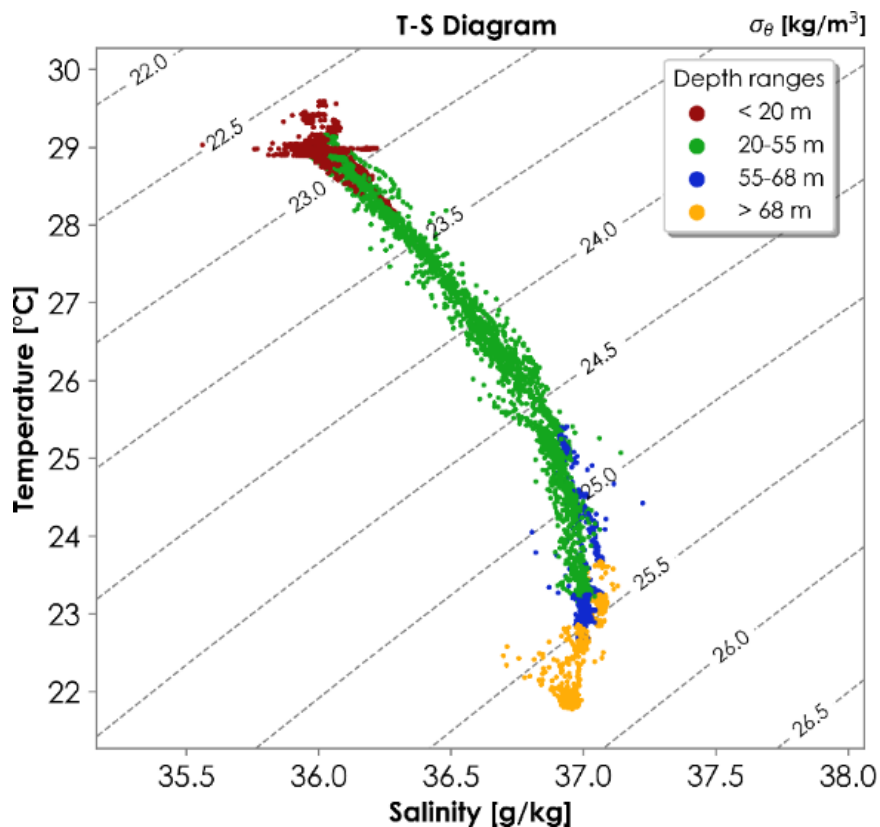


Figura 2.7. a) Diagrama T-S y dispersión de los datos de campo.

Con el fin de cuantificar la influencia de la temperatura (T) y la salinidad (S) en la densidad (ρ), se utilizaron las variables de salinidad absoluta (S_A) y temperatura conservativa (Θ) incluidas en la ecuación termodinámica del agua de mar 2010 (*“Thermodynamic Equation of Seawater 2010”*, TEOS-10). A partir de estas variables, se calcularon los coeficientes de

expansión térmica α y contracción salina β , mediante las siguientes expresiones (Pérez-Santos et al., 2014):

$$\alpha = -\rho^{-1} \left(\frac{\partial \rho}{\partial \Theta} \right) \quad (18)$$

$$\beta = -\rho^{-1} \left(\frac{\partial \rho}{\partial S_A} \right) \quad (19)$$

La relación entre los coeficientes β y α ($\left| \frac{\beta}{\alpha} \right|$) permite determinar la influencia relativa de la salinidad y temperatura en la densidad del agua. En este estudio, se encontraron valores de α en el rango 2.7×10^{-4} a 3.3×10^{-4} y valores de β entre 7.2×10^{-4} y 7.3×10^{-4} . Estos resultados indican que el coeficiente de contracción salina es aproximadamente 2 a 2.6 veces el coeficiente de expansión térmica. En otras palabras, la salinidad tiene al menos el doble de importancia que la temperatura en términos de su influencia sobre la densidad del agua.

Para comprender las corrientes generadas por los gradientes de densidad en la columna de agua, se llevaron a cabo registros de perfiles de salinidad y temperatura alrededor de la isla, abarcando profundidades hasta la cota batimétrica 80, tal como se muestra en la **Figura 2.8**. Bajo un enfoque general, la **Figura 2.8b** presenta los perfiles correspondientes de salinidad y temperatura en cada punto. En los primeros 30m, las variaciones de temperatura son inferiores a 2°C y las variaciones de salinidad son menores a 0.5 g/kg. Esto sugiere que la capa superficial de mezcla por acción del viento, la marea y las olas, se extiende hasta los 20m-30m de profundidad. En el intervalo de 30m a 60m, se observan los gradientes más pronunciados tanto en temperatura (superiores a 2°C) y salinidad (superiores a 0.5 g/kg). Por debajo de los 65 m, nuevamente el gradiente de temperatura es menor a 2°C y el de salinidad menor a 0.5 g/kg. Por lo tanto, las variaciones significativas de densidad se presentan en la zona de mayor pendiente térmica y salina (entre los 30m y 60m).

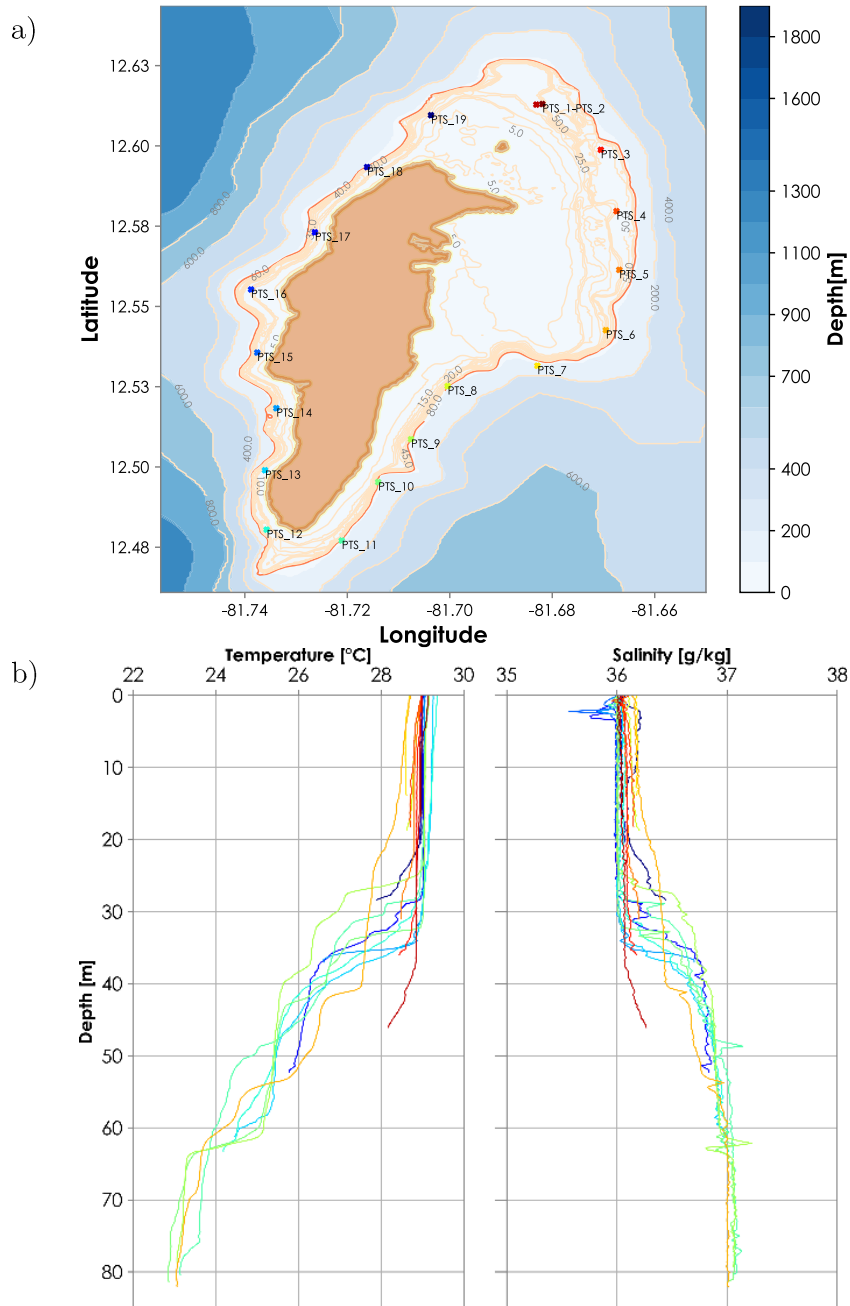


Figura 2.8 Ubicación de los perfiles de salinidad y temperatura alrededor de la isla de San Andrés.

De manera específica, en la **Figura 2.9** se grafican los perfiles de salinidad y temperatura de menor a mayor profundidad. Se observa que los perfiles correspondientes a profundidades menores a 20m presentan variaciones mínimas tanto en temperatura como en salinidad. A medida que los perfiles son más profundos, tanto los gradientes de salinidad como los de temperatura se vuelven más pronunciados. No obstante, al analizar los perfiles resaltados en los rectángulos magenta, que se ubican al este de la isla y corresponden al límite de la cota batimétrica 80 según se muestra en la **Figura 2.8**, se puede apreciar una disminución de

hasta **0.5 g/kg** en la salinidad a menos de **5m** de profundidad. Este patrón también tiende a manifestarse en los perfiles destacados en los rectángulos verdes, los cuales se localizan en el lado sureste. Este gradiente en la salinidad puede influir en cambios de densidad y alterar las corrientes a pocos metros de la superficie.

Respecto a los perfiles más profundos, se distingue que la capa superficial de mezcla puede alcanzar profundidades entre **20** y **40** m, lo cual define la profundidad de esta capa como la zona de la columna de agua con temperatura y salinidad homogéneas. Esta homogeneidad en la temperatura y la salinidad se debe a la mezcla que ocurre en esta capa debido a la turbulencia generada por el forzamiento en la superficie, ocasionado por el viento, la marea, las olas y la interacción entre el océano y la atmósfera (Stevens et al., 2010). El área sombreada en color gris señala el límite inferior de la capa superficial mezclada, donde se observan los gradientes más pronunciados de temperatura y salinidad. Estos gradientes representan cambios significativos en la densidad en comparación con la capa menos densa. En esta zona, la temperatura del agua disminuye aproximadamente **2°C** y la salinidad aumenta más de **0.5 g/kg**, lo que resulta en un incremento en la densidad. También, se observa un gradiente pronunciado de temperatura en algunos perfiles a **60m**, como los perfiles 10 y 11. En estos perfiles, la temperatura disminuye de **25°C** a **23°C**, mientras que la salinidad fluctúa alrededor de los **37 g/kg**. Después de este gradiente, los cambios en la temperatura y salinidad son mínimos en al menos **10** m de profundidad.

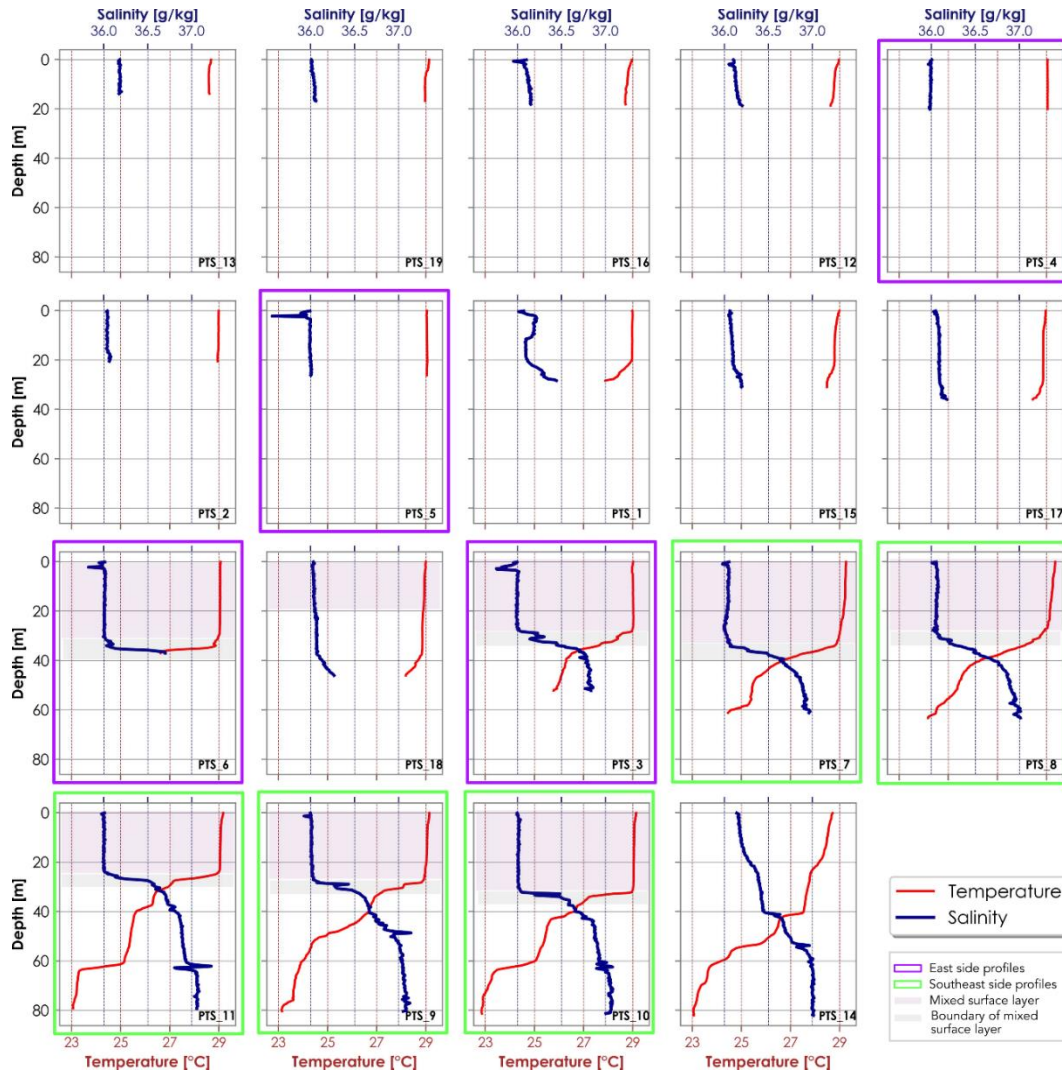


Figura 2.9 Perfiles de temperatura y salinidad alrededor de la isla.

En la **Figura 2.10** se presentan los gradientes de temperatura y salinidad del punto 16, así como las velocidades del punto AW121. Este último punto se encuentra ubicado en el costado oeste, a una corta distancia del punto 16 según se muestra en la **Figura 1.3**. Es importante resaltar que, en el momento en que se realizaron las mediciones de temperatura y salinidad, las corrientes en ese punto se dirigían hacia el suroeste. Por lo tanto, se decidió orientar el eje x de la gráfica de velocidades en **Figura 2.10** en las direcciones suroeste y noreste con el fin de apreciar con mayor precisión los cambios en la magnitud y dirección de las corrientes en relación con los gradientes de temperatura y salinidad. Para determinar las diferencias de temperatura (ΔT) y salinidad (ΔS), se tomaron intervalos de profundidad cada **50 cm**, en los cuales se promediaron los valores de T y S , de modo que en cada intervalo se calculó el cambio de temperatura y salinidad con las expresiones $\Delta T = T_i - T_{i+1}$ y $\Delta S = S_i - S_{i+1}$, respectivamente.

Las profundidades sombreadas de la **Figura 2.10** muestran una disminución de la magnitud de la velocidad y a su vez los cambios de T y S . Específicamente, en el intervalo de 1.5m a 2.0m se presenta una disminución aproximada a 0.2ms^{-1} en la velocidad, acompañada de un cambio en la temperatura de $1.0 \times 10^{-2}\text{°C}$ y una disminución en la salinidad de $1.1 \times 10^{-2}\text{g/kg}$. A una profundidad de 5m, se registró una tendencia similar, con una disminución en la magnitud de la velocidad cercana a 0.1ms^{-1} , coincidiendo con una caída de S en $8.6 \times 10^{-3}\text{g/kg}$ y una variación de $5.7 \times 10^{-3}\text{°C}$ en T . Y en el tercer rango de profundidades sombreadas, aunque la salinidad sigue aumentando, se observa una caída de 0.1ms^{-1} en la velocidad junto a un incremento de la temperatura entre $1.2 \times 10^{-2}\text{°C}$ y $1.9 \times 10^{-2}\text{°C}$.

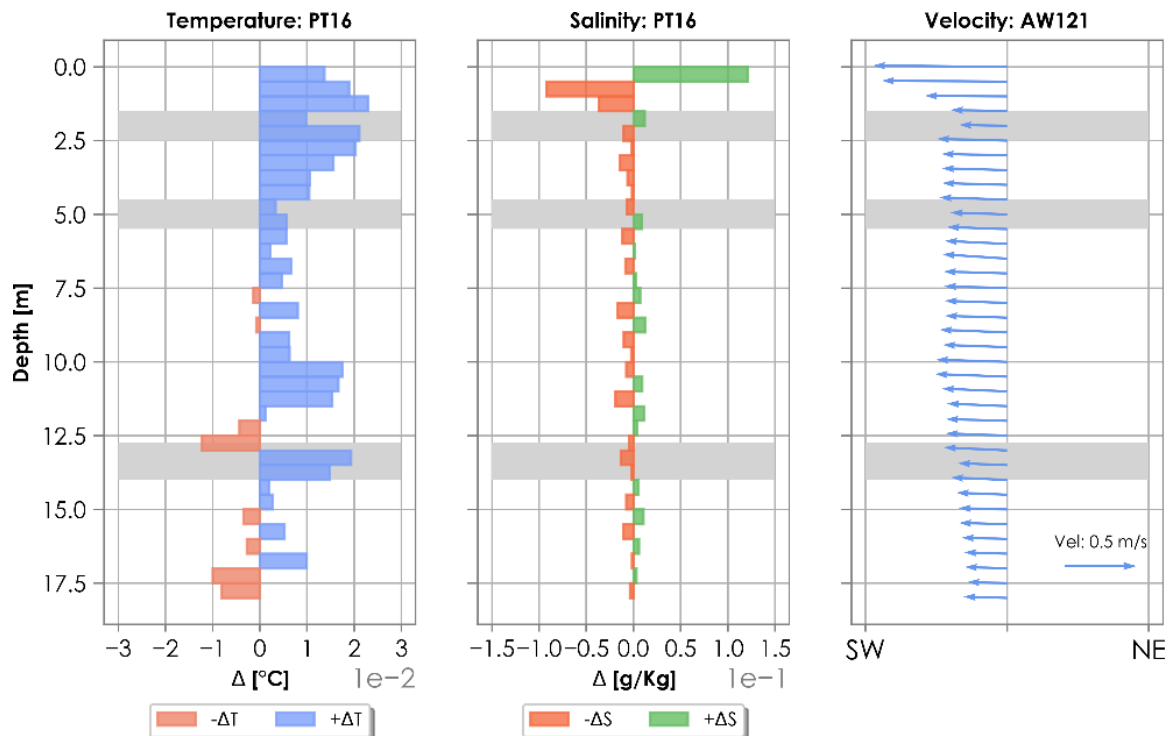


Figura 2.10. Gradientes de temperatura y salinidad el perfil 16 y velocidades en la columna de agua del punto AW121.

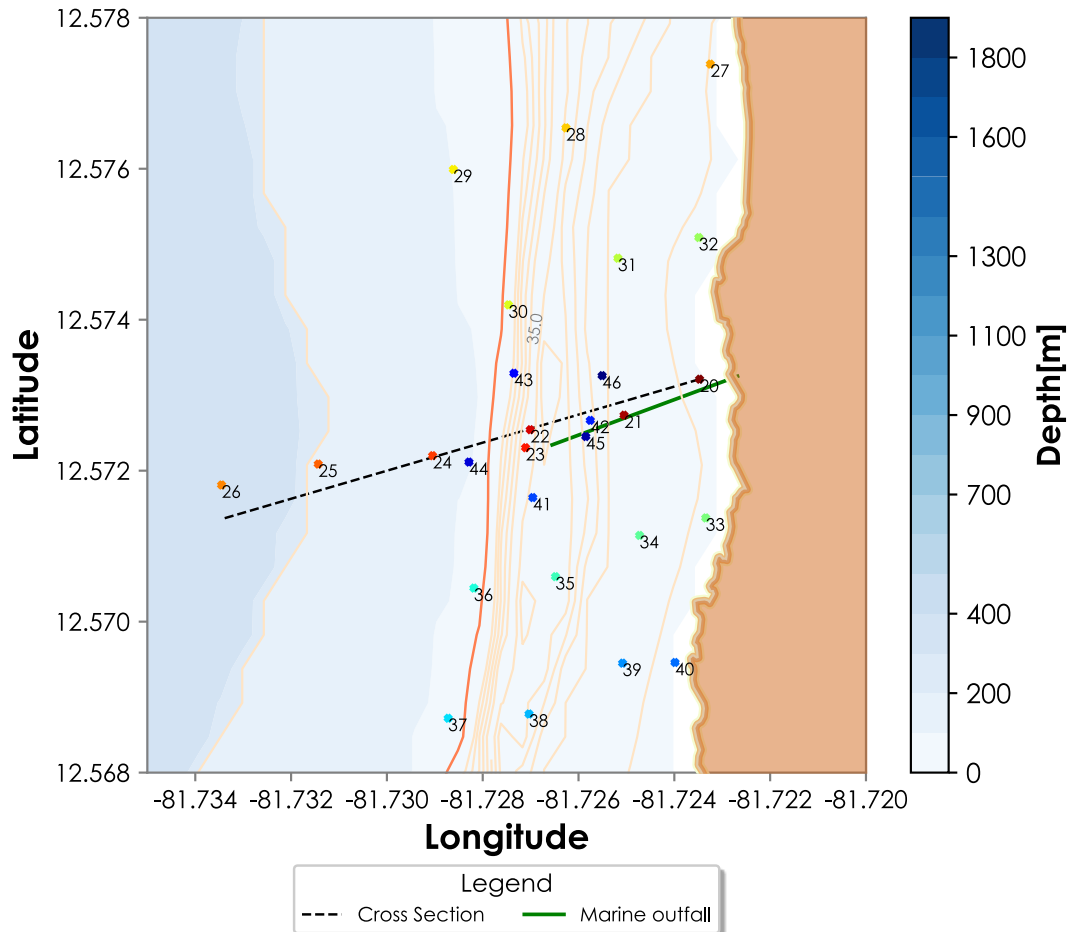


Figura 2.11 Localización de los perfiles de salinidad y temperatura en el emisario submarino.

Con el objetivo de evaluar el comportamiento de los perfiles de T y S alrededor del emisario submarino de la isla, se llevaron a cabo mediciones en puntos específicos señalados en la **Figura 2.11**. En esta figura, el transecto de color verde representa la longitud de la tubería submarina de aproximadamente 430 m (Fussalba & Aguas, 2021).

Los perfiles obtenidos se presentan en la **Figura 2.12**, donde se puede apreciar que, al igual que los perfiles alrededor de la isla, los cambios en temperatura y salinidad son muy pequeños a profundidades inferiores a 20 m. A partir de esta profundidad se observa la zona de mayor pendiente (profundidades sombreadas en gris) con cambios pronunciados de temperatura y salinidad. El espesor de esta zona en los perfiles más profundos (gráficos resaltados en cuadros cian) puede variar entre 15 m y 20 m. La profundidad de esta capa esta influenciada por la profundidad de la capa de mezcla, y por los efectos de los gradientes de T y S sobre la estratificación, los cuales pueden impulsar procesos de difusividad convectiva (van der Boog et al., 2021). Particularmente la zona sombreada en color verde comprendida entre los 50 m y 70 m aproximadamente resalta el rango de profundidades en el cual nuevamente las

variaciones de T y S son pequeñas. Este comportamiento indica la posibilidad que la capa mezclada se haya profundizado hasta este intervalo, y cuando los mecanismos forzantes de mezcla fueron débiles, los factores de estratificación empezaron a dominar.

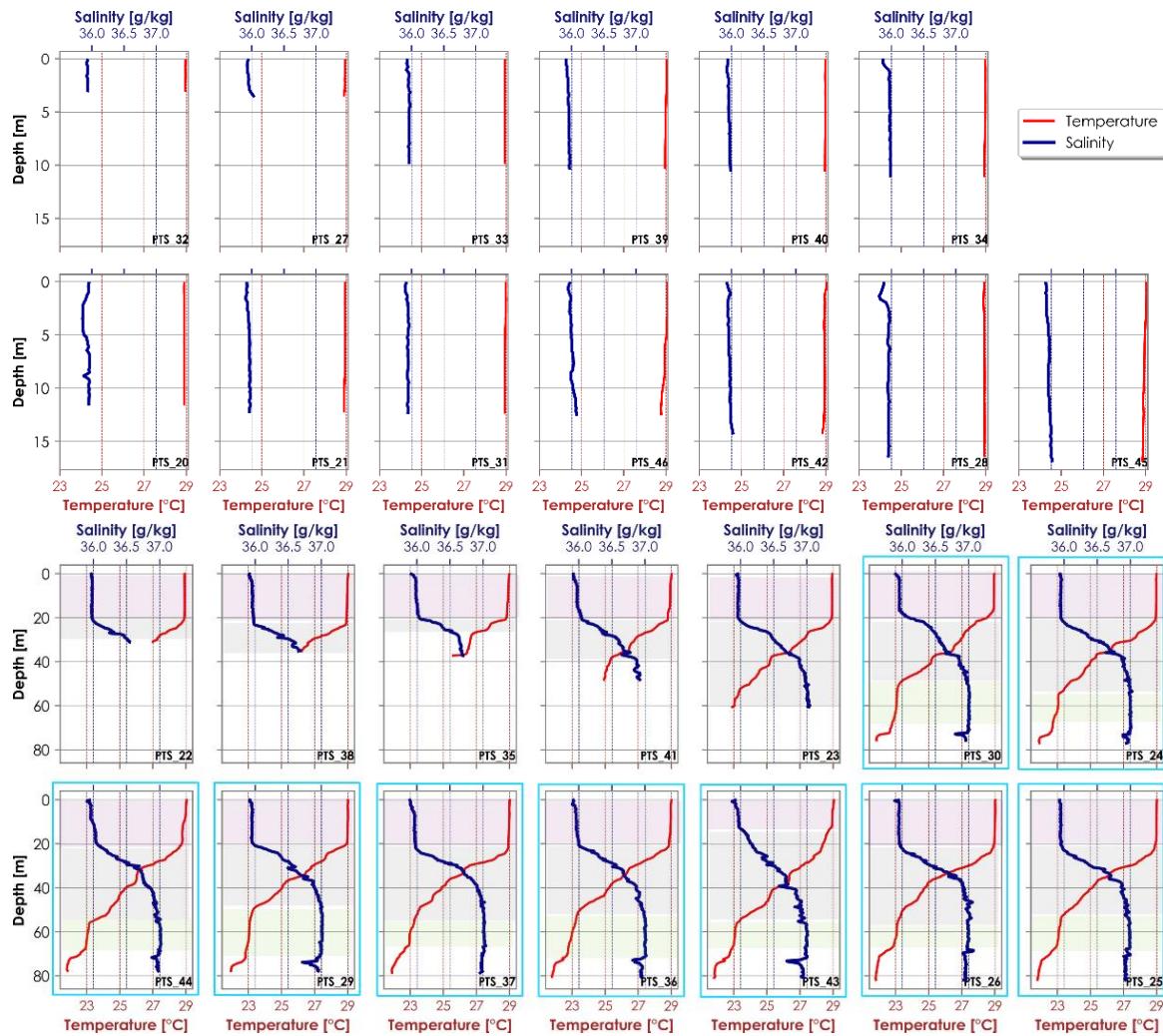


Figura 2.12 Perfiles de salinidad y temperatura en la zona del emisario submarino.

Para evaluar el comportamiento de la temperatura y salinidad en las proximidades al transecto del emisario, se determinó la sección transversal mostrada en la **Figura 2.11**. Para generar la representación gráfica de contorno en este transecto (**Figura 2.13**), se seleccionaron los perfiles 20, 21, 23, 24, 25 y 26 medidos desde la costa hacia el mar con una separación entre 180 m y 200 m. En el gráfico se observa a 20 m - 25 m de profundidad la temperatura puede variar a lo sumo 1°C y la salinidad puede fluctuar hasta 0.4 g/kg durante todo el transecto. En el inicio del transecto, a 200 m de la costa, se puede observar que la salinidad es inferior a 36.0 g/kg y se profundiza por 5 m. A mayor distancia de la costa esta

variación disminuye, pero vuelve a ser pronunciada y profunda (más de 15 m) a partir de los 700 m. Además, se destaca que se produce el mayor gradiente de temperatura a una profundidad superior a 20 m, con una disminución de temperatura de 2.5°C en al menos 15 m, mientras que el gradiente de salinidad es ligeramente superior a 0.5 g/kg. Después de los 40 m de profundidad, la temperatura disminuye con un gradiente aproximado de 0.8 a 1°C cada 10 m, alcanzando los 21.5°C a una profundidad de 80 m. A su vez, la salinidad oscila entre 36.7 y 37.2 g/kg, manteniéndose casi constante alrededor de 37.2 g/kg entre los 50 m y 70 m, y disminuyendo en 2 g/kg luego de los 70 m.

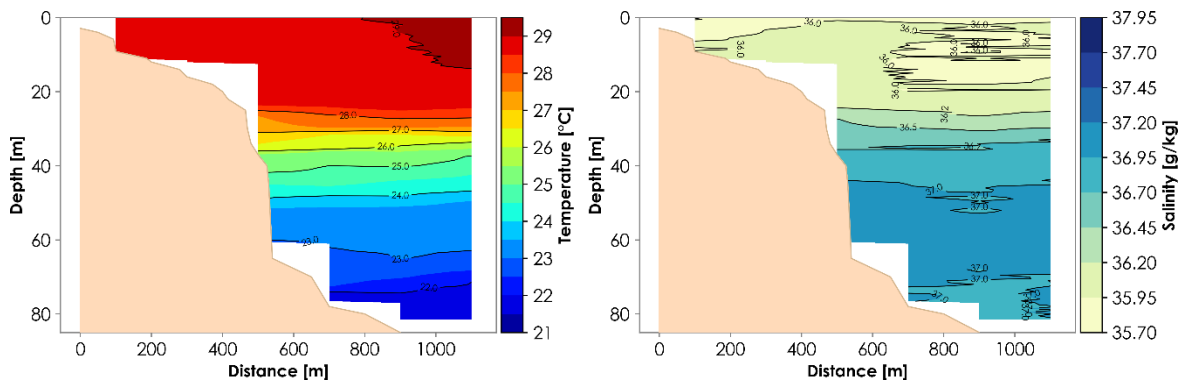


Figura 2.13 Sección transversal en el emisario submarino.

Por otra parte, con el objetivo comprender los impactos de una posible descarga sobre la columna de agua, se recolectaron registros de salinidad y temperatura en el islote Johnny Cay en las ubicaciones que se indican en la Figura 2.14. El islote se encuentra ubicado al costado noreste de la isla de San Andrés, donde las profundidades no superan los 10 m de profundidad. De acuerdo con la Figura 2.15, los perfiles recopilados muestran cambios muy pequeños de S y T , lo cual está asociado a la naturaleza protegida y poco profunda de la laguna arrecifal, que contribuye a que las condiciones de las propiedades del agua sean estables. Además, esta zona está constantemente expuesta al viento y oleaje influenciado por la fricción del fondo y la difracción que genera el islote (Sun et al., 2021). Por lo tanto, se puede esperar que cualquier descarga eventual se mezcle en toda la columna de agua debido a la intensidad de estos forzadores.

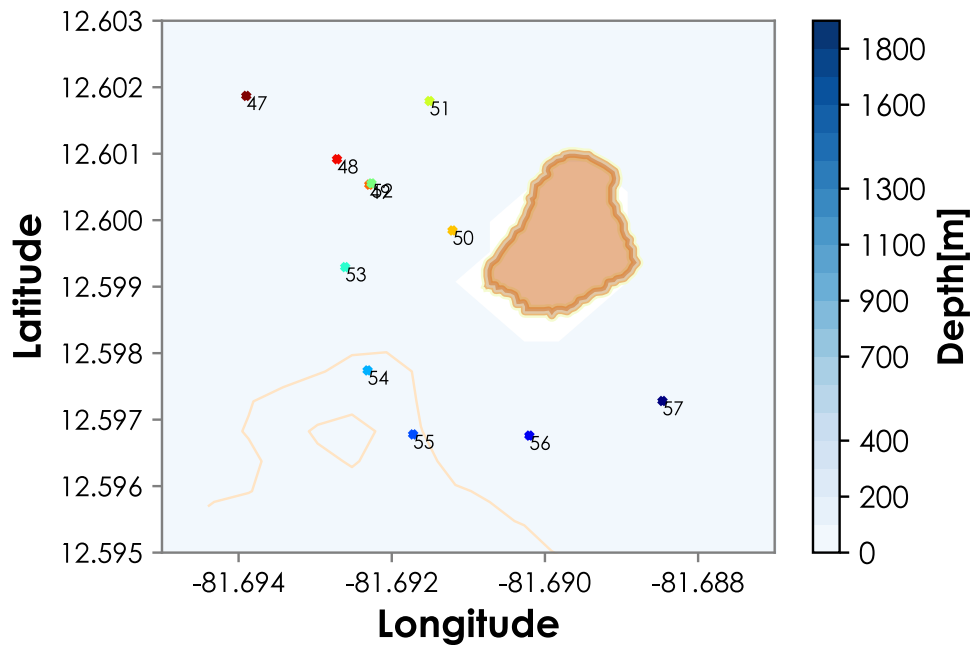


Figura 2.14 Ubicación de los perfiles de salinidad y temperatura en el islote Johnny Cay

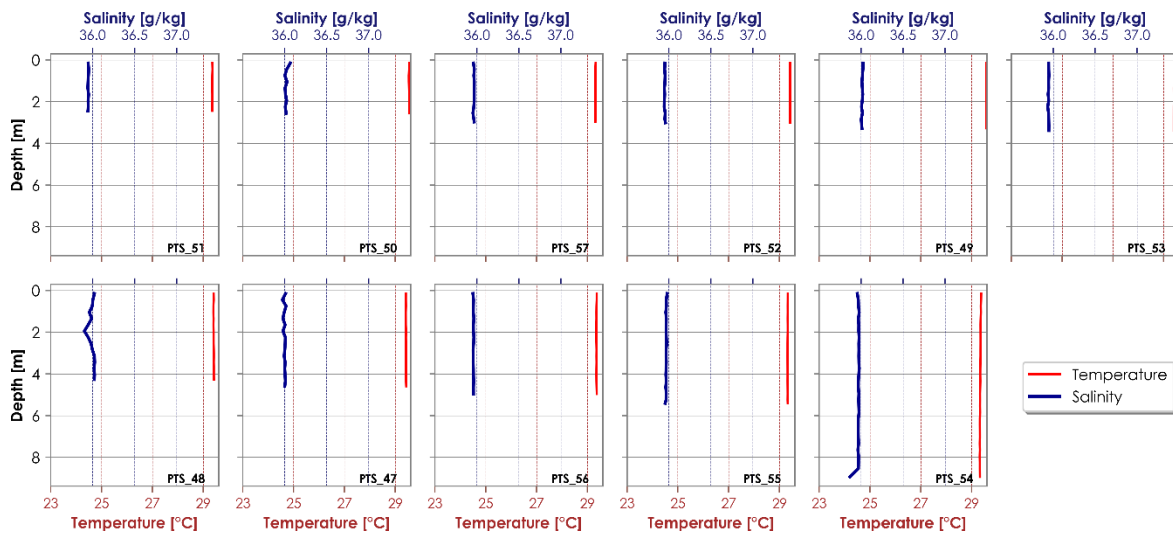


Figura 2.15 Perfiles de salinidad y temperatura en el islote Johnny Cay

2.2 Escenarios de modelación de corrientes para San Andrés isla

En la sección anterior se caracterizaron los procesos hidrodinámicos y el efecto de los distintos forzadores sobre las corrientes, a través del análisis de los datos de campo. A continuación, el

propósito es caracterizar las corrientes alrededor de la isla a partir del modelo numérico validado Delft2D-Flow. Para ello, se configuraron diferentes escenarios con el propósito de evaluar el patrón de circulación de corrientes bajo la influencia de las olas, la marea y el viento.

2.2.1 Corrientes impulsadas por cada forzador

Inicialmente se realizó una simulación en donde las corrientes fueron impulsadas únicamente por la marea durante el periodo de mediciones de campo. La **Figura 2.16** muestra que, durante el periodo de simulación, la magnitud de las corrientes no excede los 0.04ms^{-1} , teniendo una mayor influencia en el interior de la laguna arrecifal y en profundidades menores a 5 m. Específicamente, se observó que cuando el nivel del mar está descendiendo (**Figura 2.16a**), se alcanzan los niveles máximos de velocidad en comparación con los instantes en que hay un ascenso del nivel mar (**Figura 2.16c**) o cuando se alcanzan los niveles mínimo y máximo del mar (**Figura 2.16b** y **d** respectivamente). Este patrón se observó en todo el intervalo de tiempo modelado, incluso durante el intervalo de tiempo donde la marea alcanza un rango de 20cm, de acuerdo con la **Figura 2.17**. Sin embargo, las magnitudes de velocidad en el reflujó de la marea con predominancia semidiurna (**Figura 2.17a**) son levemente inferiores al reflujó de la marea mixta con predominancia diurna.

En lagunas arrecifales, la marea puede generar una dinámica específica donde el agua fluye hacia el exterior, aumentando las velocidades en los canales de la barrera arrecifal y renovando el agua dentro de la laguna (Chevalier et al., 2017). Particularmente, instantes después de alcanzar el nivel mínimo de marea, de acuerdo con lo indicado en la **Figura 2.16b**, el flujo comienza a entrar a la laguna por el costado noreste, a lo largo de la barrera y por el norte de la isla. En contraste, después de alcanzar el nivel máximo de marea (**Figura 2.16d**), el flujo sale de la laguna arrecifal. De acuerdo con los campos de velocidades, mostrados tanto en la **Figura 2.16** como en la **Figura 2.17**, las corrientes son mayores en zonas con profundidades menores a 5 m en la cresta arrecifal y al interior de la laguna. Por ejemplo, al norte, la velocidad del flujo que rodea la batimétrica 8 se incrementa al reducirse la columna de agua a 5 y 2 m en algunas zonas. Por lo tanto, en las contracciones de la columna de agua las velocidades deben redistribuirse aumentando su magnitud.

Las corrientes que son impulsadas por una carrera de marea de 20 cm, representadas en la **Figura 2.17**, alcanzan velocidades máximas de hasta 0.035ms^{-1} . Los máximos valores de velocidades se presentan durante el periodo de reflujó (**Figura 2.17a**) alcanzando magnitudes que varían entre 0.027ms^{-1} y 0.035ms^{-1} en el plato arrecifal del costado este de la isla. En la **Figura 2.17b**, como en el caso previo, se aprecia que, tras alcanzar el nivel mínimo de marea, las corrientes se dirigen hacia la laguna desde el norte y desde la barrera arrecifal. El

escenario contrario se observa después de alcanzar el nivel máximo de marea (**Figura 2.17d**), cuando las corrientes salen de la laguna con dirección hacia la barrera.

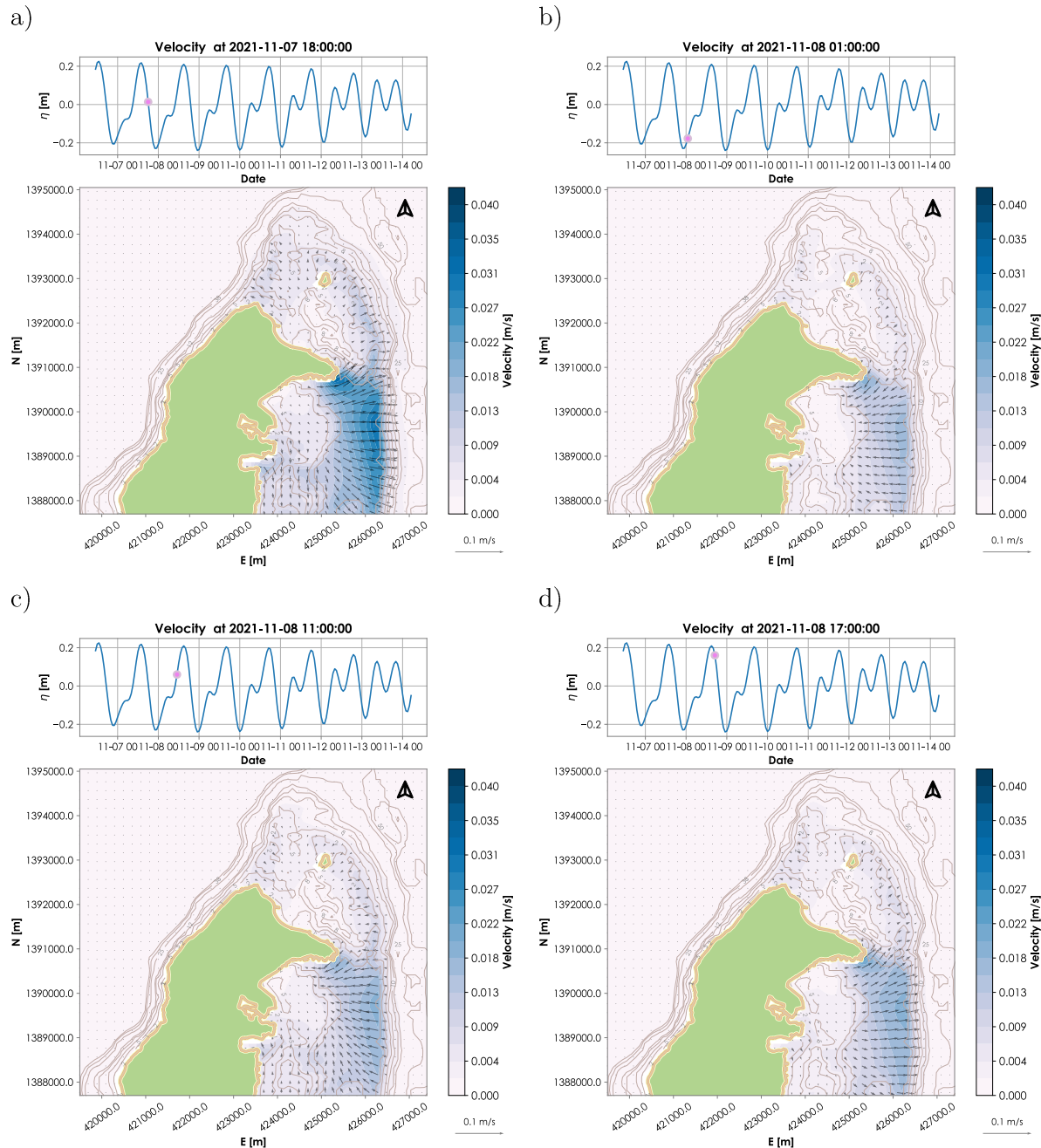


Figura 2.16 Instantes de Corrientes forzadas por la marea: a) corrientes en vaciante, b) corrientes en bajamar, c) corrientes en llenante, d) corrientes en pleamar.

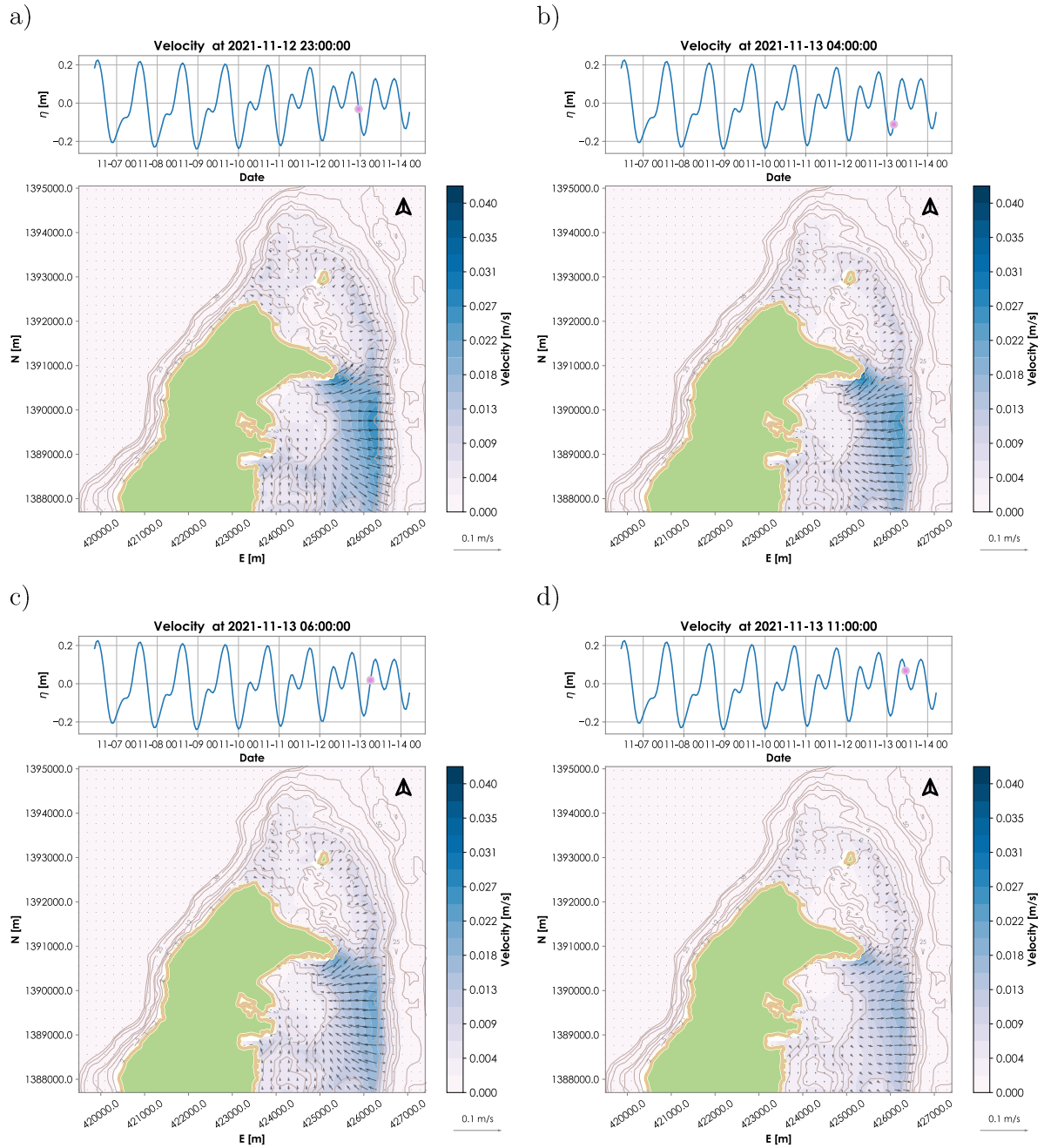


Figura 2.17 Instantes de corrientes forzadas por la marea, durante marea muerta: a) corrientes en vaciante, b) corrientes en bajamar, c) corrientes en llenante, d) corrientes en pleamar.

Para comprender el comportamiento del flujo ante el viento, se simuló el periodo de campo únicamente bajo el efecto de esta fuerza externa. En la **Figura 2.18** se destacan dos instantes de tiempo en los cuales las condiciones del viento fueron diferentes. Cuando el viento incrementó su magnitud por encima de los 10ms^{-1} con dirección SSW (**Figura 2.18a**), las velocidades se incrementaron entre 0.3 y 0.5ms^{-1} moviéndose en la dirección del viento. En

este instante, las corrientes más pronunciadas se presentan en el lado este, sobre el sistema arrecifal, y al costado noroeste de la isla. En el lado este se genera una corriente sobre el arrecife delantero (“*fore reef*”), de 5 m a 20 m de profundidad, y en la cresta arrecifal (entre 1 m y 2 m de profundidad). La corriente sobre la cresta arrecifal se dirige desde el norte hacia el sur por las zonas menos profundas hasta llegar al estrechamiento entre la barrera y Punta Hansa. En esta reducción, las velocidades se incrementan en 0.15 ms^{-1} y se expanden sobre la cresta arrecifal de la zona central de la barrera. A su vez la corriente del noroeste se expande a lo largo de la costa, en áreas poco profundas (menores a 25 m). La forma curvada de la costa y las curvas en canales del fondo generan un incremento de la velocidad tangencial por acción de la fuerza centrípeta. Por lo tanto, la geomorfología de este costado de la isla permite la aceleración o desaceleración del flujo.

El instante de tiempo que muestra la **Figura 2.18b** corresponde a la influencia del viento sobre las velocidades dentro del régimen medio, donde la velocidad del viento es de 5 ms^{-1} con dirección sureste. En este instante, las mayores velocidades alcanzan magnitudes que oscilan entre 0.1 ms^{-1} y 0.25 ms^{-1} . En la parte norte de la cresta arrecifal, el flujo bordea el islote Johnny Cay hasta llegar al canal del norte, mientras que, en la parte central de la cresta, el flujo se dirige hacia el suroeste y en la barrera toma dirección hacia el sur. En la zona de Punta Hansa, las velocidades divergen hacia el suroeste y hacia el noreste. El flujo que se dirige hacia el noroeste llega finalmente al norte de la isla, generando un patrón de corrientes que se mueve al sur a lo largo del borde de la costa oeste.

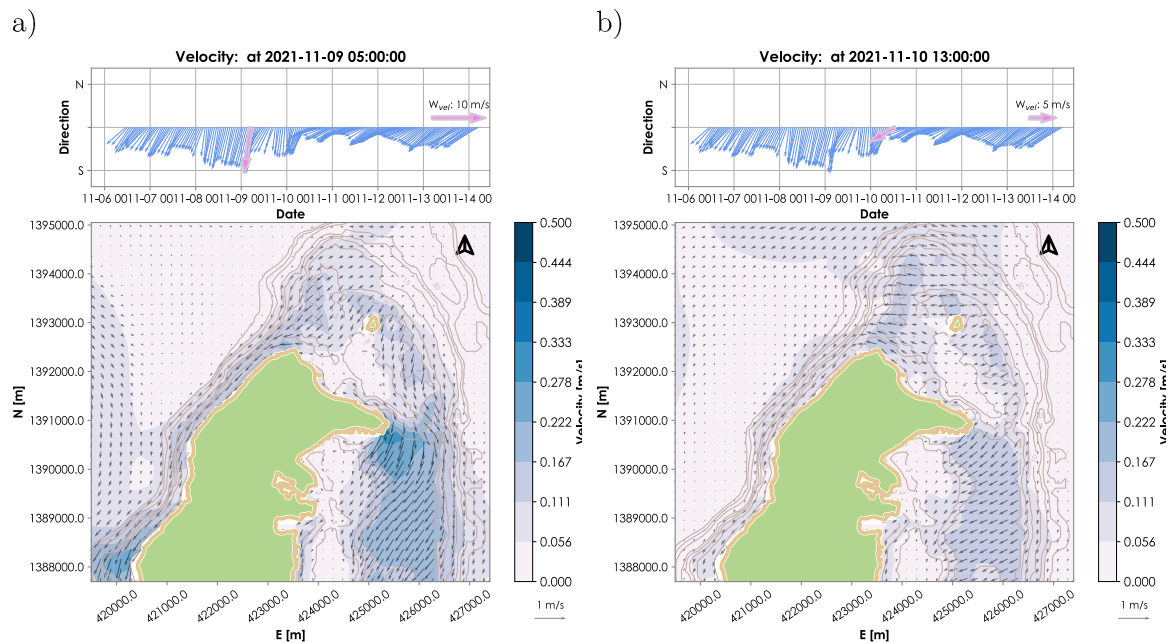
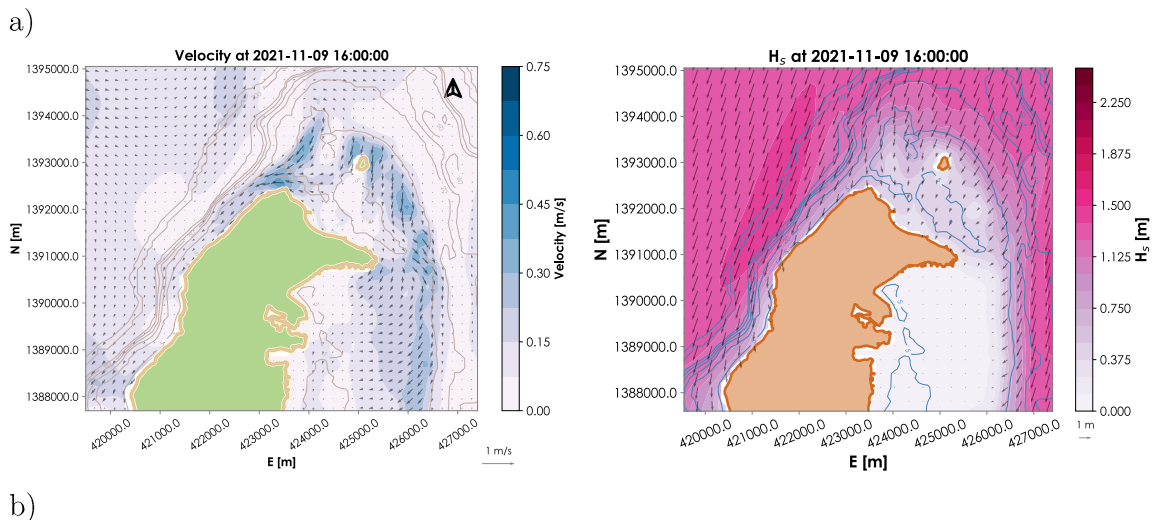


Figura 2.18. Corrientes impulsadas por el viento durante el periodo de campo: a) instante del viento soplando con una magnitud de 10 ms^{-1} dirigiéndose hacia el SSW y b) viento soplando hacia el SW con magnitud de 5.0 ms^{-1}

En la misma línea, la **Figura 2.19** muestra el escenario donde las olas son el único mecanismo forzador de corrientes. En la **Figura 2.19a** se representa el instante en el que ocurrieron las corrientes correspondientes a las máximas alturas de ola provenientes desde el NNE. En este momento, el flujo ingresa por el canal del norte con una velocidad de 0.45ms^{-1} , dirigiéndose hacia el sur de forma paralela a la costa oeste. Las máximas velocidades en esta área se presentan en las curvas de las zonas de Punta Norte, el aeropuerto y Punta Evans (entre 0.2 ms^{-1} y 0.5 ms^{-1}), mientras que las mínimas en la zona del emisario submarino (0.1 ms^{-1} y 0.15 ms^{-1}). Por otro lado, en el sistema arrecifal, las corrientes pueden alcanzar magnitudes entre 0.25 ms^{-1} y 0.5 ms^{-1} en la cresta y en el plato arrecifal. El principal proceso que genera las corrientes en esta zona es la acción de la rotura del oleaje en la barrera. Este proceso de disipación de energía crea un gradiente de presión que impulsa el flujo sobre el arrecife y por sus canales (Yao et al., 2018)

La **Figura 2.19b** muestra el instante en que las corrientes son impulsadas por alturas de ola significantes provenientes del noreste, con magnitudes y direcciones dentro del régimen medio (entre 0.6 m y 1 m desde el NE). Ante estas condiciones, las corrientes más grandes, entre 0.2ms^{-1} y 0.37 ms^{-1} , se encuentran sobre la cresta y el plato arrecifal (terrazza lagunar). En la zona norte de la isla, el flujo que se desarrolla en la barrera se dirige hacia el norte, y al pasar por los pequeños arrecifes el norte de la isla, experimenta un incremento en su velocidad hasta llegar a 0.37 ms^{-1} . Este incremento se debe a que olaje proveniente del noreste rompe sobre sobre estos conjuntos coralinos, generando un flujo normal a su cresta que oscila entre 0.30 y 0.45 ms^{-1} . Mientras que en la zona central de la barra las corrientes se dirigen transversalmente a la costa con la dirección de propagación de las olas y magnitudes entre 0.2 ms^{-1} y 0.35 ms^{-1} .



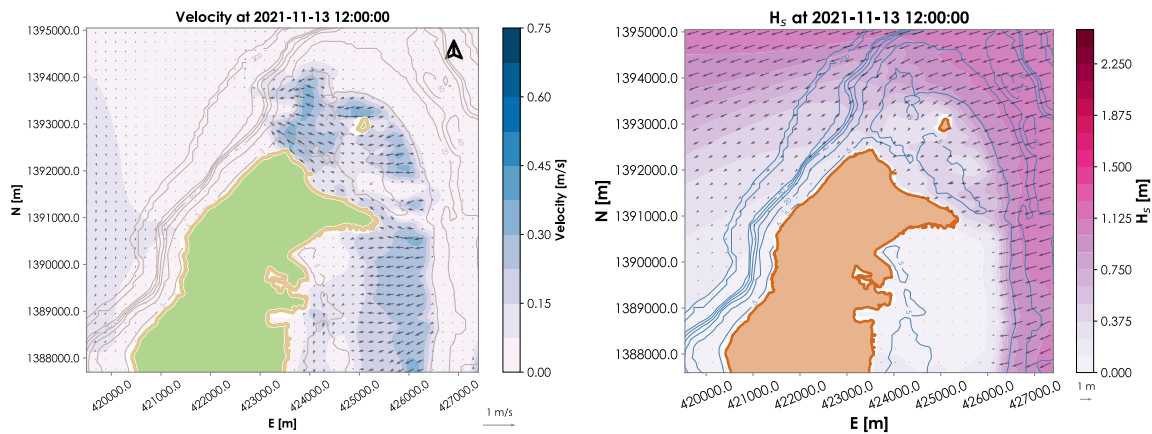


Figura 2.19 Corrientes impulsadas por las olas durante el periodo de campo: a) instante de mayor magnitud del oleaje y b) instante en condición media de la magnitud y dirección del oleaje.

2.2.2 Estacionalidad de las corrientes y descargas de efluentes

Con el propósito de comprender la variabilidad estacional de las corrientes a lo largo del año, se analizaron las series de velocidad del viento y oleaje (H_s , T_p , y Dir) durante 10 años (desde enero del 2012 hasta diciembre del 2022). Los datos se obtuvieron de la base de datos ERA5 (Copernicus, 2018), la cual proporciona información sobre los campos de vientos y de los parámetros del oleaje, con una resolución espacial de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ y $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ respectivamente. Para obtener una representación más precisa de estas variables cerca de la isla, se descargaron los datos de los rasters más cercanos con una resolución temporal de 6 horas. Por otro lado, para incorporar las componentes anuales y semianuales de la marea en este análisis, se obtuvieron datos de nivel del mar horarios durante 2013 y 2017 de la estación San Andrés disponibles en el centro de nivel del mar de la Universidad de Hawaii (Caldwell et al., 2015)

Los diagramas de cajas que se muestran en la **Figura 2.20**, indican la distribución de los datos para cada mes, de la altura significativa, la dirección y el periodo pico. En la **Figura 2.20a**, se destacan los meses con mayor rango intercuartil (IQR) para H_s , los cuales corresponden a enero, febrero, junio y diciembre. Por su parte, para la dirección (**Figura 2.20b**) los meses de mayor IQR ocurren en enero, febrero, octubre, noviembre y diciembre. De manera similar, para el periodo pico (**Figura 2.20c**), se destaca que en los meses de enero, septiembre, octubre y noviembre se registran los IQR más amplios.

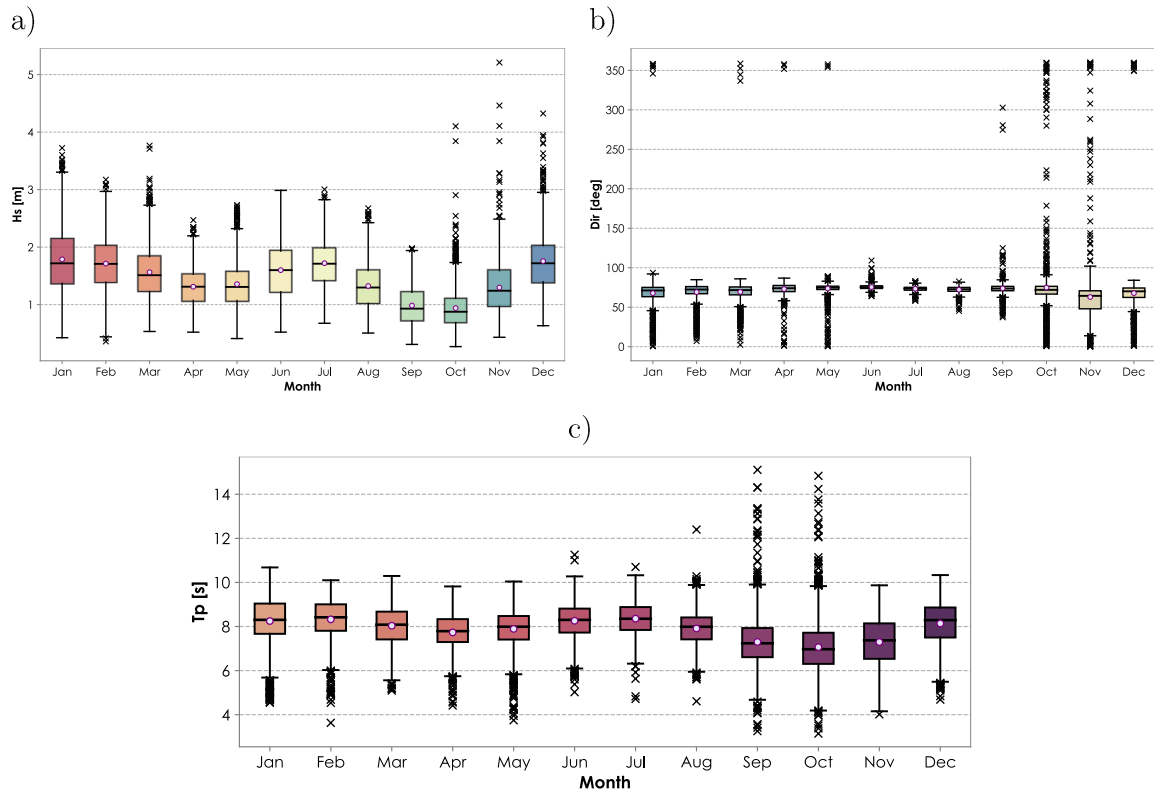


Figura 2.20 Diagramas de caja de los parámetros del oleaje: a) altura de ola significante, b) dirección y c) periodo pico.

Con respecto al viento, en la **Figura 2.21** se presentan los diagramas de cajas de la velocidad y la dirección. En esta figura, se aprecia que los mayores IQR de la velocidad se presentan en enero, junio, agosto, septiembre y octubre, y para las direcciones en septiembre, octubre y noviembre. En estos IQR, los valores medios (círculo blanco) más altos de H_s y de la velocidad del viento ocurren en la temporada seca (de diciembre a mayo) y en la temporada conocida como veranillo correspondiente a los meses de junio y julio (Andrade & Barton, 2000). Por su parte los valores mínimos se presentan en el resto de los meses. Además, la mayor variabilidad tanto de los parámetros de las olas como del viento ocurre en la temporada de huracanes y tormentas que usualmente va de junio a noviembre (Rey et al., 2021).

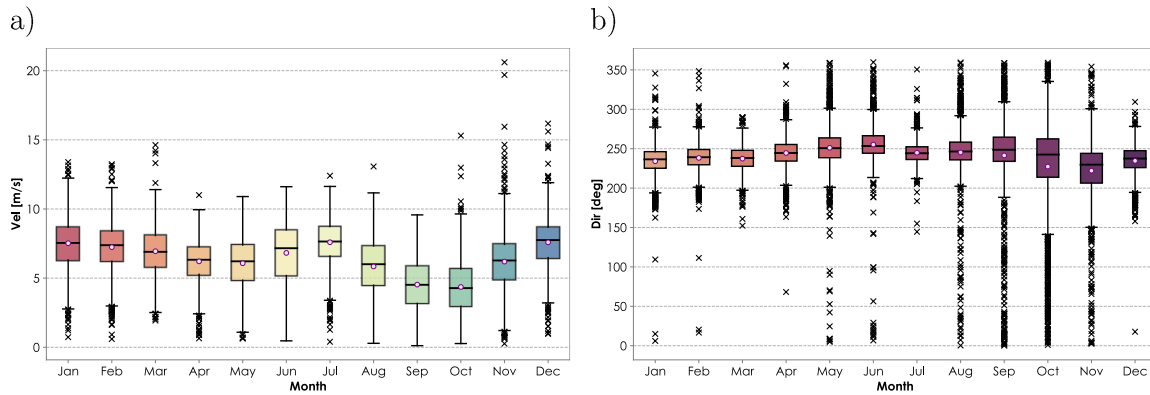


Figura 2.21 Diagramas de cajas de a) la velocidad del viento y b) dirección del viento

Con el análisis de la estacionalidad de los parámetros del oleaje y el viento, se establecieron las condiciones para simular escenarios hidrodinámicos en cada uno de los meses. Para la configuración de estos escenarios, se utilizó el promedio de los valores obtenidos cada 6 horas durante cada mes. A partir de esta información se ejecutó el modelo SWAN para lograr valores de olas más precisos cerca de la isla y mejorar la resolución temporal a intervalos de 3 horas. Los resultados de este modelo se usaron como insumo para ejecutar los escenarios acoplados entre los módulos Flow y Wave del modelo Delft. Por otro lado, para los campos de vientos se obtuvieron los promedios cada 6 horas en cada mes en todos los rasters de la malla. A través de la información de olas, los vientos y las componentes armónicas de la serie de marea, se ejecutaron escenarios de simulación del 10 al 30 de cada mes, exceptuando febrero. Posteriormente, en cada simulación (correspondiente a un mes) se obtuvieron los promedios de los campos de corrientes en cada mes (ver Anexo B), cada trimestre (Figura 2.22) y cada temporada (Figura 2.24).

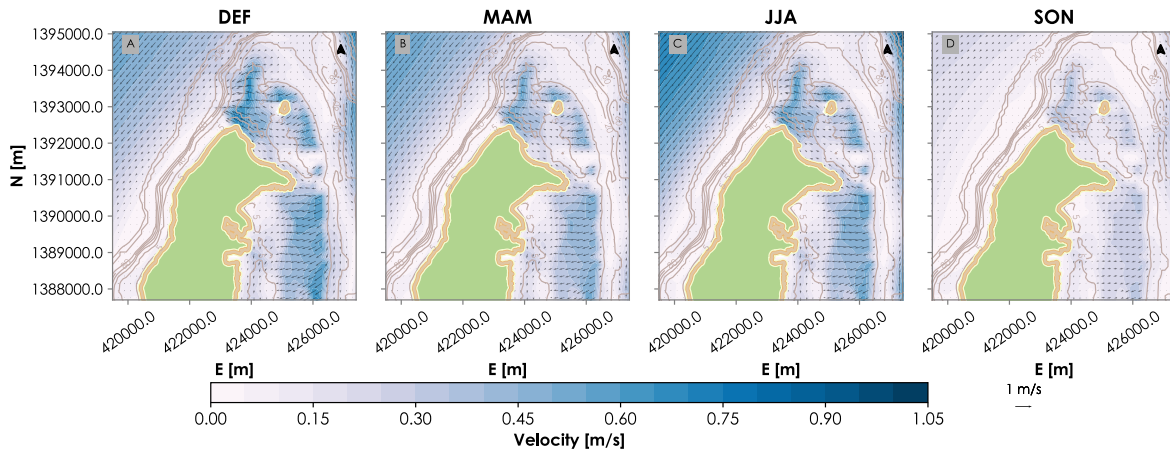


Figura 2.22 Modelación de corrientes superficiales medias por trimestre.

En la **Figura 2.22** se observa que durante el trimestre DEF, las magnitudes de velocidad son más grandes en comparación con los otros trimestres. Las diferencias más notables, de acuerdo con la **Figura 2.23**, se presentan con los meses de SON. Estas diferencias son más pronunciadas en la zona de rompientes de los conjuntos de corales del norte de la isla, donde las magnitudes pueden ser hasta 0.4 ms^{-1} menores que en los meses de DEF, y en la cresta de la gran barrera, en la cual las magnitudes son hasta 0.3 ms^{-1} menores. En contraste, las mínimas diferencias se registran con el trimestre JJA, puesto que las velocidades pueden ser hasta 0.2 ms^{-1} menores que en el trimestre DEF, especialmente, en la zona norte y en la parte central de la barrera.

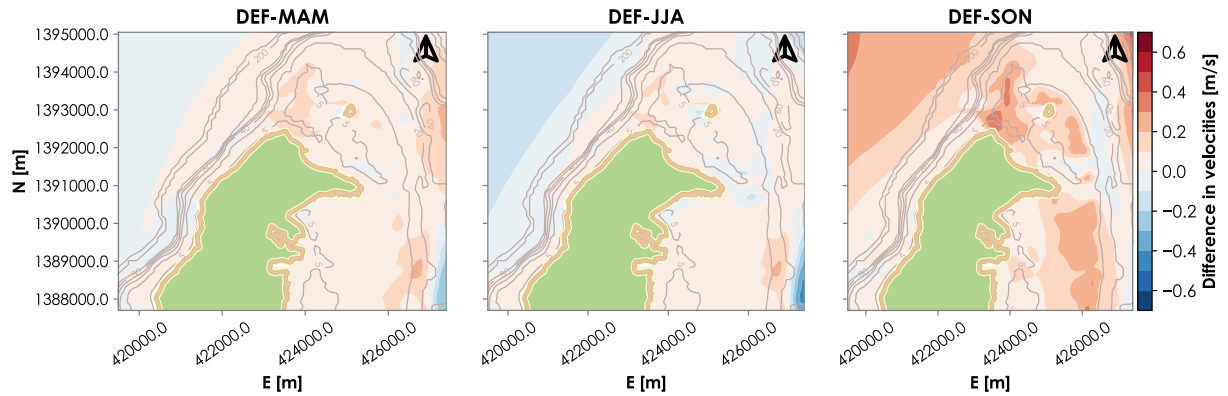


Figura 2.23 Diferencias de velocidades con respecto al trimestre DEF.

Siguiendo las diferencias descritas entre los trimestres, se conserva el patrón de corrientes durante los meses correspondientes a la temporada seca. De acuerdo con la **Figura 2.24a**, en esta temporada las magnitudes más elevadas de velocidad oscilan entre 0.6 ms^{-1} y 1.0 ms^{-1} en la cresta de los arrecifes y en la terraza lagunar de la barrera. De manera similar, en estas mismas zonas y durante la temporada húmeda (**Figura 2.24b**), las velocidades alcanzan sus valores máximos, comprendidos entre 0.45 ms^{-1} y 0.60 ms^{-1} . En las dos estaciones, las corrientes tienden a dirigirse hacia la cuenca lagunar. No obstante, en la costa noreste de la isla, las corrientes longitudinales siguen una dirección hacia el noroeste.

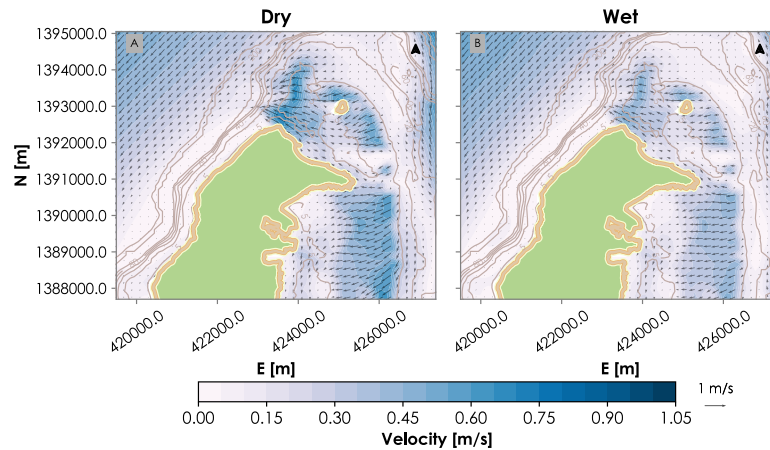


Figura 2.24 Corrientes medias en la estación seca y húmeda

Para la modelación de las descargas se usaron trazadores inertes en dos zonas específicas: al oeste, en la zona del emisario submarino, y hacia el norte, en el costado oeste del islote Jonny Cay. La estacionalidad de la pluma de estas descargas, con base en la **Figura 2.25**, está influenciada por varios factores. El trazador localizado en el islote Johnny Cay está afectado por las corrientes en los canales formados por los conjuntos arrecifales del norte. Además de las corrientes impulsadas por las olas que rompen en esta zona. Por lo tanto, cuando estas corrientes se fortalecen durante los meses de DEF y JJA el 10% de la concentración del trazador ocupa menos área que el 10% de trimestre SON. Inclusive el 2% de la concentración del trazador en SON, al norte de la isla, puede alcanzar la línea de costa. Por otro lado, la pluma del trazador en el emisario ocupa más área en los meses de SON que en el resto de los meses. Sin embargo, el análisis estacional muestra que las corrientes en esta zona son pequeñas (entre 0.01ms^{-1} y 0.15ms^{-1}) en todos los trimestres del año en comparación con el costado este. Por lo tanto, la pluma de este trazador es significativa en cualquier época del año si solo se tienen en cuenta las corrientes producidas por las olas, la marea y el viento.

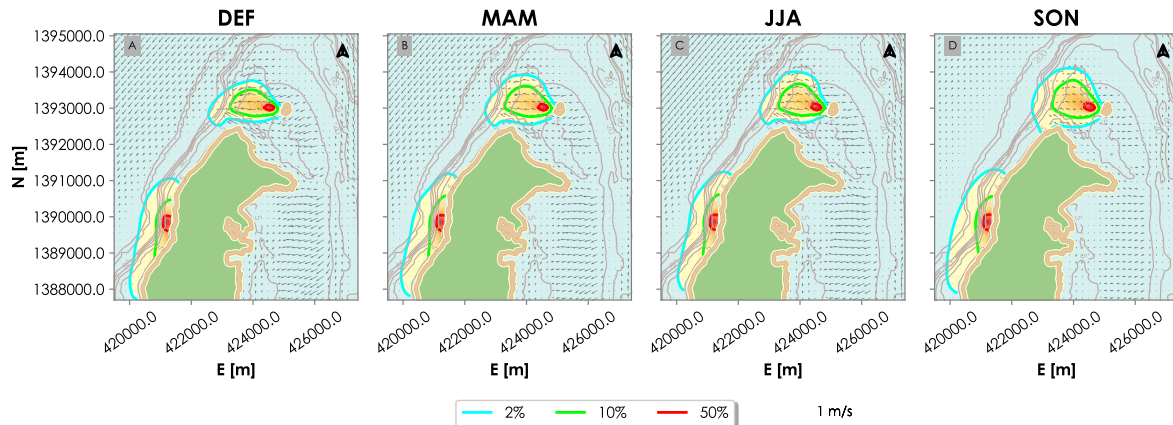


Figura 2.25 Descargas medias por trimestre.

2.2.3 Circulación de corrientes en condiciones extremas

Para representar situaciones críticas de las descargas de efluentes y comprender mejor el comportamiento de las corrientes bajo las condiciones extremas de los forzadores, se establecieron escenarios impulsados por oleaje y vientos extremos. Los picos máximos que se muestran en el diagrama de cajas de la **Figura 2.20a**, revelan que alturas significantes pueden superar los 3 m en los meses de la temporada seca. Mientras que, en los meses de la temporada de huracanes, esta variable puede incluso alcanzar o superar los 5m. Así mismo, para la velocidad del viento (**Figura 2.21a**) los valores extremos también ocurren en los meses de la temporada seca, alcanzando velocidades entre 10 y 15ms^{-1} . No obstante, las máximas

velocidades se registran en la temporada de huracanes, específicamente en los meses de octubre y noviembre, donde se pueden presentar velocidades de 21ms^{-1} o superiores.

Con el propósito de representar los eventos extremos, basándose en los valores previamente descritos, se establecieron los casos con los forzadores y condiciones que muestra la **Tabla 2.2**. Para las simulaciones correspondientes a olas extremas, se ejecutaron escenarios con olas paramétricas, usando una altura de ola significativa entre 3 y 3.5 m y un periodo pico de 9 s, el cual se ubica entre el cuartil 3 y los valores extremos de la temporada seca (**Figura 2.20c**). Además, se consideraron direcciones de oleaje provenientes desde el norte y noroeste para el caso 1 y 2, respectivamente. Así mismo, los casos 3 y 4 se enfocaron en representar el paso de vientos con velocidades de 21ms^{-1} dirigiéndose hacia el suroeste y hacia el noroeste. Para establecer la condición de vientos extremos se construyó una malla de vientos con velocidades constantes en las componentes u y v , ya que la opción de viento uniforme del modelo no reproduce las magnitudes de las corrientes que se manifiestan cuando se configura un campo de vientos.

Tabla 2.2 Condiciones extremas de los forzadores para los escenarios de modelación. La dirección del oleaje indica desde donde viene. La dirección del viento indica hacia dónde va.

<i>Caso</i>	<i>Forzador</i>	<i>Condición extrema</i>
Caso 1 (Figura 2.26a)	Olas	<ul style="list-style-type: none"> • $H_s = 3.5\text{m}$ • $T_p = 9 \text{ seg}$ • $Dir = N$
Caso 2 (Figura 2.26b)	Olas	<ul style="list-style-type: none"> • $H_s = 3.0\text{m}$ • $T_p = 9 \text{ seg}$ • $Dir = NW$
Caso 3 (Figura 2.27a)	Viento	<ul style="list-style-type: none"> • $Vel_{wind} = 21\text{ms}^{-1}$ • $Dir_{wind} = SW$
Caso 4 (Figura 2.27b)	Viento	<ul style="list-style-type: none"> • $Vel_{wind} = 21\text{ms}^{-1}$ • $Dir_{wind} = NW$

En la **Figura 2.26a**, se muestran los resultados del caso 1, en el cual el oleaje se propaga desde el norte con una altura de ola de 3.5 m. Durante este evento, las corrientes transversales que se forman cuando el oleaje rompe en la barrera y en los pequeños arrecifes del norte se incrementa el 60% con respecto a las magnitudes que se pueden generar en condiciones medias (por ejemplo, el instante de **Figura 2.19a**), alcanzando valores máximos de 1ms^{-1} en la cresta de los arrecifes. Las corrientes que se generan en el norte de la isla se dirigen transversalmente hasta llegar a la laguna, donde divergen hacia la corriente longitudinal sobre la costa oeste y

hacia la corriente longitudinal de la costa noreste. La corriente de la costa oeste se dirige hacia el sur con velocidades entre 0.8 ms^{-1} y 1.2 ms^{-1} , mientras que la de la costa noreste se dirige al sureste con velocidades que oscilan entre 0.3 ms^{-1} y 0.5 ms^{-1} . Por otro lado, las corrientes que se originan en la barrera se desplazan hacia el sur a velocidades que oscilan entre 0.5 ms^{-1} y 0.8 ms^{-1} . En contraste, las corrientes en la cresta cercana a Johnny Cay se dirigen hacia la laguna y hacia el sureste a 0.9 ms^{-1} . Cuando estas corrientes pasan por el estrecho en Punta Hansa, las velocidades se incrementan un 20%, tomando direcciones hacia la barrera y hacia la costa este de la isla.

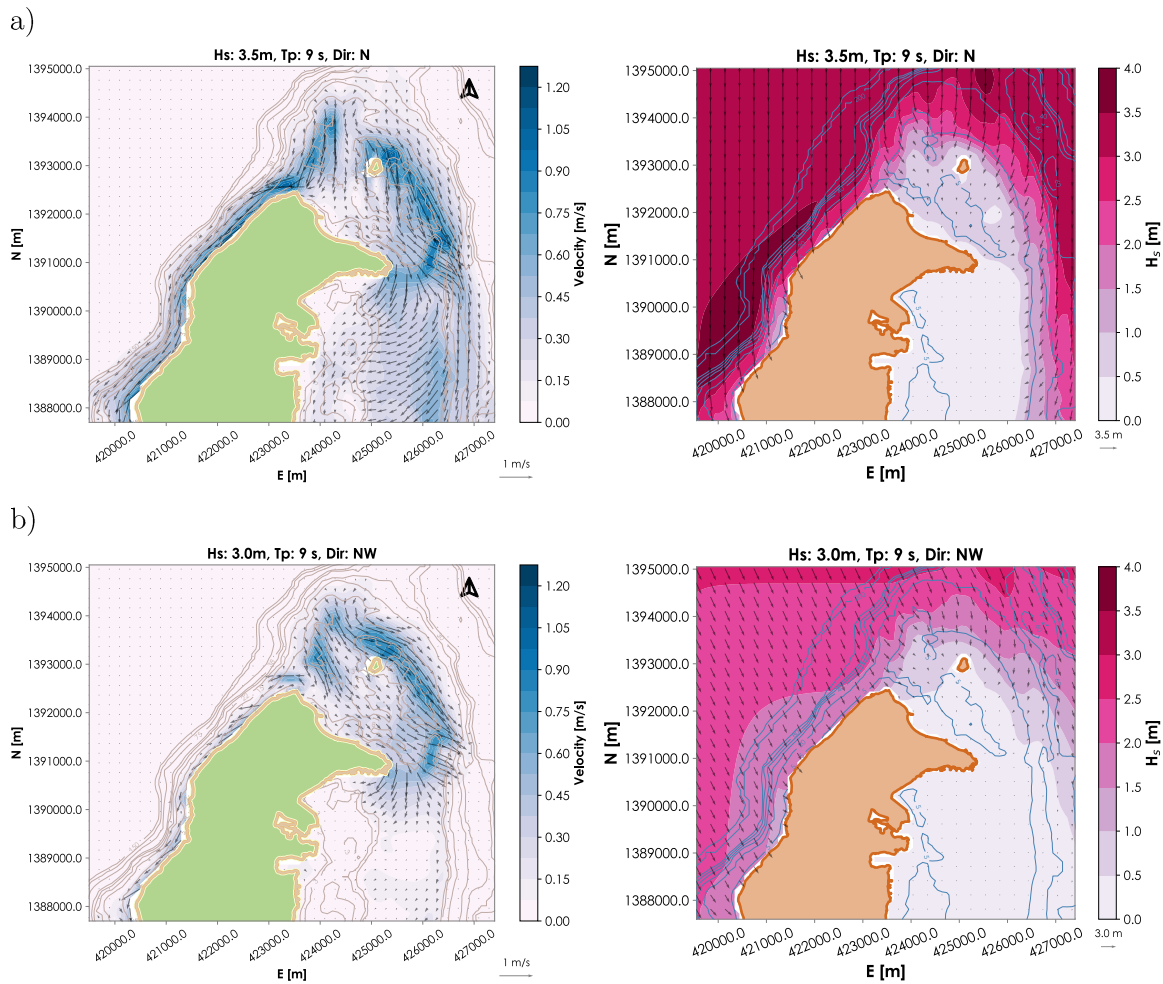


Figura 2.26 Corrientes bajo condiciones extremas: a) cuando las olas provienen del norte, b) cuando las olas se propagan desde el noroeste.

Bajo la influencia del oleaje propagándose desde el noroeste con una altura de ola significativa de 3 m (**Figura 2.26b**), se observan máximas velocidades cercanas a 0.9 ms^{-1} en la cresta de la barrera al norte de la isla. El oleaje que ingresa a la laguna por el noroeste origina corrientes

paralelas a la costa, con velocidades que oscilan entre 0.4 y 0.8 ms^{-1} . Estas corrientes viajan hacia el sureste hasta llegar a Punta Hansa, donde se dispersan en direcciones oeste, sur y este. En el plato arrecifal de la barrera, las velocidades se reducen hasta un 40% en comparación con las velocidades en la laguna. Esto se debe a que el casco de la barrera actúa como un mecanismo de disipación del oleaje, evitando que la energía de las olas se incremente en esta zona. Por otro lado, en la costa oeste se genera una corriente longitudinal hacia el sur con velocidades entre 0.3 y 0.65 ms^{-1} .

La **Figura 2.27** presenta los resultados de las simulaciones en las cuales las corrientes solo son impulsadas por vientos viajando hacia el suroeste y hacia el noroeste a una velocidad de 21.0 ms^{-1} . En la **Figura 2.27a**, hacia el costado oeste de la isla, las corrientes siguen la misma dirección del viento (hacia el suroeste), alcanzando velocidades mínimas cercanas a 0.3 ms^{-1} en la zona del emisario y velocidades máximas de 0.75 ms^{-1} cerca de la zona de aeropuerto y en Punta Evans. Por otro lado, en el lado norte y este de la isla, las velocidades se incrementan sobre la cresta y terraza lagunar, alcanzando magnitudes entre 0.60 ms^{-1} y 1.0 ms^{-1} . Específicamente en la zona norte, las velocidades sobre la cresta de la barrera se dirigen hacia la costa con una magnitud de 0.65 ms^{-1} , la cual se reduce en las áreas más profundas de la cuenca lagunar. A demás, cerca de los arrecifes conocidos como “*little reef*”, se forma una corriente paralela a la costa que viaja hacia el norte con un rango de velocidades entre 0.3 ms^{-1} y 0.5 ms^{-1} . En punta norte, la velocidad se incrementa hasta 0.8 ms^{-1} y cambian su dirección hacia el oeste. Sobre la cresta y terraza lagunar del este, las corrientes se dirigen en la dirección del viento con magnitudes que oscilan entre 0.60 ms^{-1} y 1.0 ms^{-1} . Entre la cuenca lagunar y la costa este, se forman pequeñas corrientes longitudinales, con velocidades entre 0.3 ms^{-1} y 0.6 ms^{-1} , dirigiéndose hacia el sur.

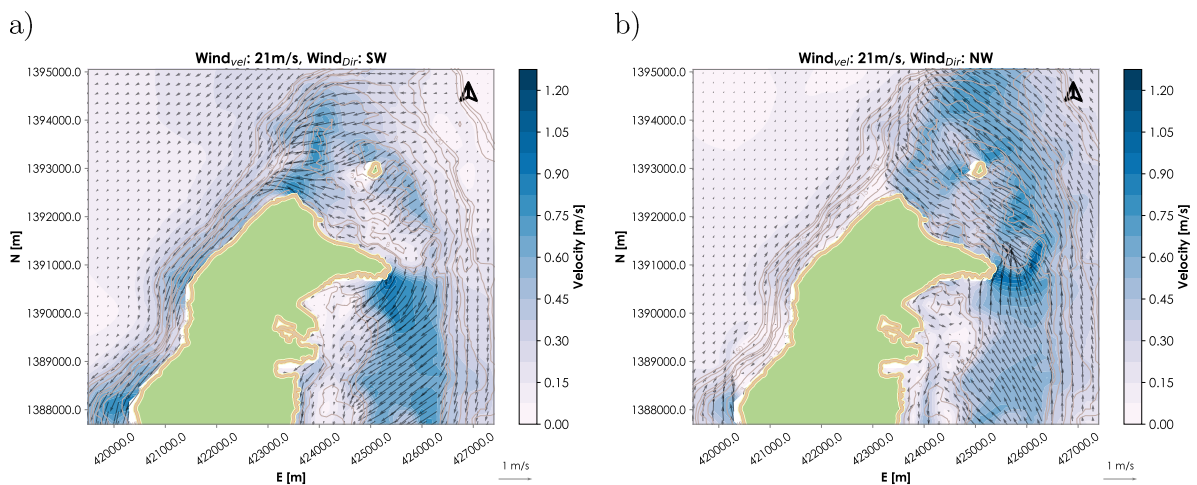


Figura 2.27 Corrientes generadas por vientos con velocidad de 21 ms^{-1} : a) hacia el suroeste b) hacia el noroeste.

Cuando el viento sopla en dirección noroeste (ver **Figura 2.27b**), sobre la cresta arrecifal y terraza lagunar del costado este de la isla, las velocidades se dirigen hacia el noroeste con magnitudes que pueden alcanzar valores entre 0.6ms^{-1} y 0.85ms^{-1} . Sobre la bahía de San Andrés, se forma un giro antihorario debido a la corriente litoral generada por el viento al llegar a la bahía. Adicionalmente, cuando el flujo pasa sobre el canal de Punta Hansa las velocidades se incrementan en un 30% con respecto a las velocidades de la terraza lagunar, y convergen en la en la cuenca lagunar. Al noreste de la isla, en la laguna y cresta arrecifal, las velocidades con mayores magnitudes ocurren cerca de la costa y sobre la cresta de la barrera, alcanzando valores entre 0.6ms^{-1} y 0.85ms^{-1} y viajando en la misma dirección del viento. En contraste, en el lado oeste de la isla, las corrientes se dirigen hacia el noreste con velocidades entre 0.45ms^{-1} y 0.8ms^{-1} . No obstante, sobre el sector de punta Evans, se alcanzan las máximas velocidades (entre 0.65ms^{-1} y 0.85ms^{-1}) con dirección hacia el norte y hacia el noreste. Luego, estas corrientes con dirección hacia el norte derivan su sentido hacia el noreste y cerca de la zona del emisario se divergen creando un giro horario.

2.2.4 Descargas de efluentes y ecosistemas marinos

Como caso de aplicación de las corrientes durante eventos extremos, se modelaron las descargas de efluentes usando trazadores, en la zona del emisario submarino y el islote Johnny Cay. Estos dos sitios son importantes para la isla, ya que, a través del emisario se realizan descarga las aguas residuales sobre el costado oeste de la isla, y el islote se ha previsto como un potencial punto estratégico para la instalación de una planta desalinizadora, la cual genera efluentes que alteran las propiedades del agua de mar (Filali & Bessenasse, 2018a, 2018b; Niepelt et al., 2008; Soliman et al., 2021). El tratamiento de estas descargas se debe orientar a la conservación y protección de los recursos hídricos, considerando la gran diversidad de ecosistemas marinos que habitan en el mar. Específicamente, San Andrés está cubierto por una gran variedad de especies coralinas y otros ecosistemas como manglares y pastos (Geister & Díaz, 2007a; Zea et al., 1998), los cuales representan importantes aportes ecosistémicos en la isla. De esta manera, en los siguientes resultados, además de analizar la pluma de los trazadores se abre un panorama acerca de la exposición a la cual los ecosistemas pueden verse afectados.

Los mapas indicados en la **Figura 2.28**, muestran la pluma de los trazadores, las corrientes y las coberturas de algunos ecosistemas marinos de la isla, los cuales se obtuvieron de la información proporcionada por INVEMAR (Invemar & Coralina, 2020). Los resultados de los cuatros casos representan situaciones críticas en relación con la pluma del trazador. En el primero (**Figura 2.28a**), donde las corrientes son impulsadas por olas con H_s de 3.5 m propagándose desde el norte, 10% de la concentración del trazador, ubicado al noreste de la isla, alcanza la costa noreste, cubriendo los pastos y parches de corales presentes en la laguna y los ecosistemas más cercanos a las playas de esta área. De igual manera, el 10% de la

concentración del trazador en la zona del emisario se extiende paralelamente a la costa en dirección sur, donde se encuentran algunos espolones coralinos.

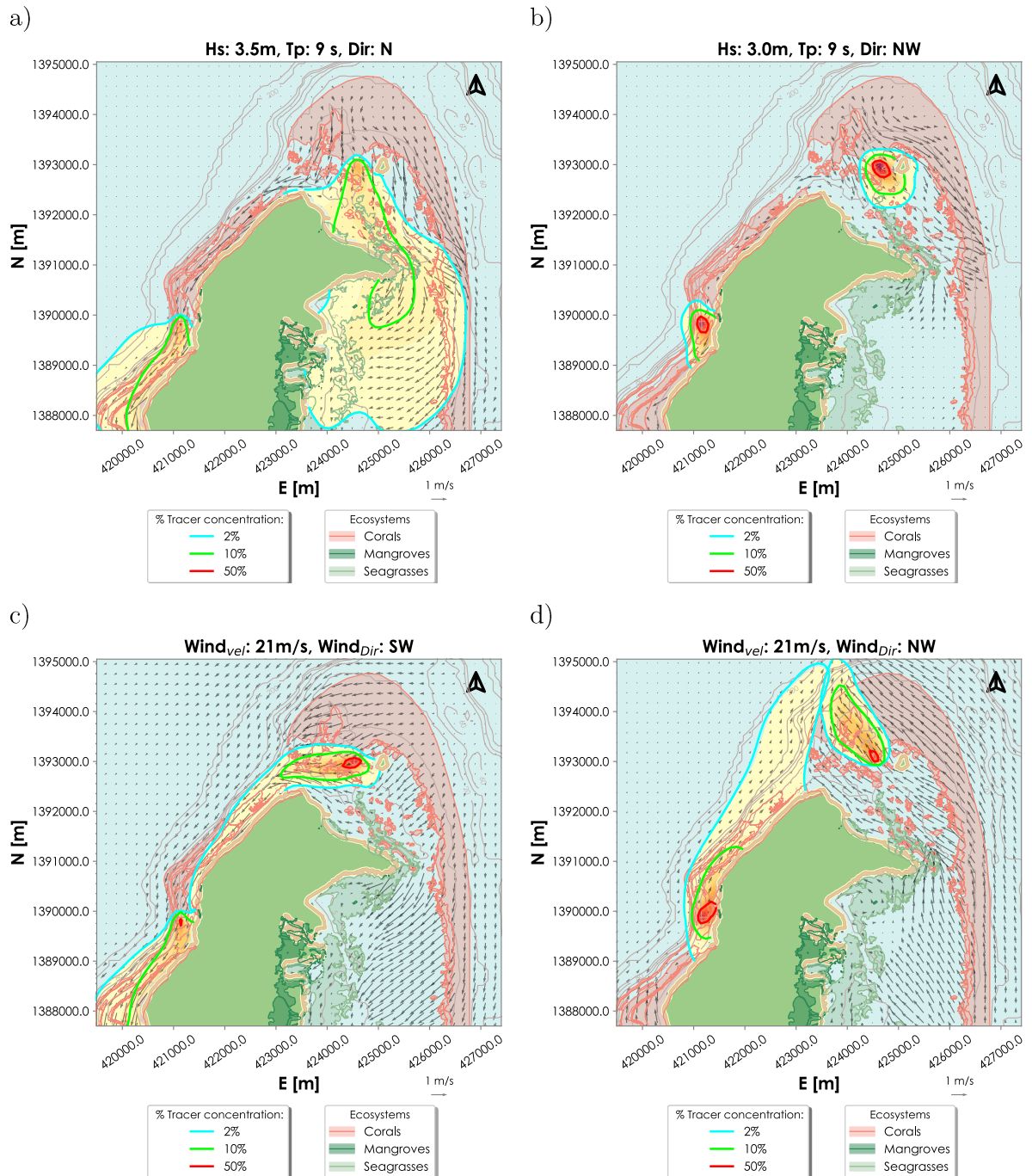


Figura 2.28 Modelación de descargas bajo condiciones extremas.

Por otro lado, en el caso en que las corrientes son inducidas por olas con H_s de 3.0 m incidiendo desde el noreste (**Figura 2.28b**), el 10% de la concentración del trazador ubicado al norte de la isla llega a la costa del islote Johnny Cay, abarcando los parches de corales de la cuenca lagunar. Al costado oeste, donde las corrientes se dirigen hacia el sur con magnitudes entre 0.3 y 0.45ms^{-1} , la pluma del trazador en el emisario cubre algunos corales de la zona y el 10% de la concentración llega a la costa adyacente.

En el escenario donde las corrientes son generadas por la fuerza externa del viento, con una velocidad de 21ms^{-1} y dirigiéndose hacia el suroeste (**Figura 2.28c**), el 10% de la concentración del trazador en la zona del islote es transportado por las corrientes hacia el oeste, mientras que el 2% es llevado hacia el suroeste, llegando hasta la ubicación del emisario submarino. Además, la pluma del efluente sobre el emisario sigue una trayectoria hacia el suroeste paralelamente a la costa través de zonas con profundidades menores a 80 m. La pluma de los trazadores en ambos sitios cubre algunos parches de coral y gran parte de la costa oeste de la isla.

En una situación similar, cuando las corrientes se generan por vientos dirigiéndose hacia el noroeste (**Figura 2.28d**), se observa que las plumas de los trazadores convergen en el norte de la isla, donde el 2% de sus respectivas concentraciones se interceptan cubriendo la cresta de corales del flanco norte y algunos parches de corales presenten en el área. Específicamente, el trazador del norte es transportado hacia el noroeste, mientras que el trazador del emisario es transportado hacia el noreste. Sin embargo, el 10% de la concentración de la descarga del emisario se limita en una porción de la costa y el 10% de la descarga junto a Johnny Cay atraviesa el casco de la barra arrecifal en el norte.

3. Capítulo 3: Discusión

Las corrientes pueden ser generadas por diversos mecanismos forzantes, incluyendo las olas, las marea, el viento y los efectos boyantes (Gómez Giraldo et al., 2009; Lowe et al., 2009a; Osorio et al., 2014). La configuración de la batimetría y la morfología del área se consideran factores importantes en modificación de estas corrientes. En el caso específico de la isla de San Andrés, los procesos geológicos dieron lugar a una batimetría y morfología compleja (Olarte, 2019). A esto se suma que la isla está rodeada por un sistema arrecifal de tipo barrera, caracterizado por un arrecife separado de la costa principal por un canal o una laguna (Brodie & Cohn, 2021; Geister & Díaz, 2007a). Además, su fondo costero alberga una gran variedad de ecosistemas como pastos, corales, manglares y otros hábitats que contribuyen a la riqueza ecosistémica de la isla y agregan complejidad a las corrientes del fondo.

A través del análisis de la información de campo, se estableció una relación cualitativa entre la marea y las corrientes. Se observó que, durante los periodos de marea muerta, las velocidades en la superficie en el punto AW621 (**Figura 2.6a**), se desplazaron hacia el suroeste, disminuyendo su magnitud hasta 0.5 ms^{-1} . Asimismo, a 5m y 10 m de profundidad, las velocidades tuvieron una mayor reducción de su magnitud, llegando a valores comprendidos entre 0.1 ms^{-1} y 0.2 ms^{-1} . Aunque estos comportamientos de la velocidad se manifestaron en el transcurso de la fase de marea muerta, es importante señalar que no se puede concluir que estos ciclos de marea ejerzan un control absoluto sobre la velocidad. En este período, también actuaron sobre las corrientes otros factores, como las condiciones generadas por las olas y la fuerza del viento.

En el mismo contexto, para el punto AW121 (**Figura 2.6b**) se observó que durante los primeros 6 días del registro, en los periodos de vaciante se registraron velocidades con una magnitud cercana a 0.8ms^{-1} , y en llenante esta magnitud se redujo a velocidades entre el rango de 0.2ms^{-1} a 0.4ms^{-1} . Cuando el rango de marea se redujo a 20 cm , en los dos últimos días del registro, las velocidades tanto en vaciante como en llenante estuvieron comprendidas en el rango de 0.5 a 1.0ms^{-1} . A 5m y 10m de profundidad, en los primeros 6 días del registro, en vaciante las velocidades se dirigen hacia el suroeste, con magnitudes entre 0.2 y 0.4 ms^{-1} , y en llenante las velocidades van hacia el norte con las mismas magnitudes. Al igual que las

velocidades en superficie, en los dos últimos días, el flujo se dirige hacia el sur con valores comprendidos entre 0.3 y 0.6ms^{-1} . Estas relaciones establecen una línea base para explorar detalladamente cuál es la contribución de la marea en las velocidades de la isla. Análisis basados en datos, como descomposición de señales podrían ser herramientas útiles para cuantificar el aporte de la marea sobre las velocidades registradas en campo.

La dinámica de la circulación en la columna de agua está ligada a la interacción entre los forzantes de estratificación y los procesos de mezcla. La estratificación se genera por las fuerzas boyantes que impulsan cambios de densidad debido a las variaciones de temperatura y salinidad (Piecuch & Ponte, 2012; Valle-Levinson, 2022a). Mientras que la mezcla surge de del forzamiento de las olas, la marea y el viento (Spall, 2002). Entonces, la clasificación de la columna de agua depende de los efectos de mezcla y flotabilidad, ya que estos factores determinan la resistencia de la estratificación en la columna de agua (Albarakati et al., 2012).

Como primer análisis, se cuantificó la importancia relativa de los cambios de temperatura o salinidad sobre la densidad, mediante la relación entre el coeficiente de expansión térmica α y contracción salina β . Esta relación indica que, la salinidad tiene al menos el doble de importancia que la temperatura en términos de su influencia sobre la densidad del agua. Este análisis representa una línea base para cuantificar los procesos de doble difusión, los cuales contribuyen a la mezcla de la columna de agua y al transporte de calor (Pérez-Santos et al., 2014; Tippins & Tomczak, 2003; You, 2002).

Para entender los procesos físicos que dominan en la columna de agua alrededor de la isla de San Andrés, se analizaron los perfiles de salinidad y temperatura, que se registraron en la campaña de campo, alrededor de la isla, en el emisario submarino y junto al islote Johnny Cay. Los perfiles de S y T , que se tomaron alrededor de la isla, de acuerdo con la **Figura 2.9**, a profundidades menores a **20 m**, presentan variaciones mínimas tanto de la temperatura como de la salinidad. En contraste, en los perfiles más profundos, se aprecia que la zona de la columna de agua con temperatura y salinidad homogénea puede alcanzar profundidades entre **20 m** y **40 m**. Esta homogeneidad en la temperatura y la salinidad es producto de la mezcla que ocurre debido a la turbulencia generada por el forzamiento en la superficie, ocasionado por el viento, la marea, las olas y la interacción entre el océano y la atmósfera (Stevens et al., 2010).

En la zona del emisario submarino, se observa que a profundidades menores **20 m** los cambios de salinidad y temperatura pueden variar en aproximadamente **0.2 g/kg** y **0.5°C**, respectivamente. Mientras que entre **20 m** y **50 m** de profundidad la salinidad incrementa hasta en **1 g/kg** y la temperatura disminuye en **6°C**. Entre **50 m** y **80 m**, los gradientes de S y T varían entre **0.3 g/kg** y **1°C**. Es válido resaltar, que en todos los perfiles profundos se distingue que la capa de S y T homogénea se profundiza hasta los **20m**, sin embargo, la

profundidad de esta capa está influenciada por, los efectos de los gradientes de T y S sobre la estratificación; los cuales pueden impulsar procesos de difusividad convectiva, y por la intensidad de los forzadores que generan turbulencia (van der Boog et al., 2021).

Los perfiles registrados cerca del islote Johnny Cay, se ubican sobre la cuenca lagunar, donde las profundidades máximas alcanzan los 9 m. De acuerdo con la gráfica **Figura 2.15**, los valores de la salinidad oscilan entre 35.8 g/kg y 36.0 g/kg en toda la columna de agua, y la temperatura se mantiene homogénea con un valor de 29°C. La constante exposición de esta zona a los vientos y al oleaje influenciado por la fricción del fondo y por la difracción que causa el islote (Sun et al., 2021), crea las condiciones turbulentas para que una eventual descarga se mezcle en toda la columna de agua (Lykkebo et al., 2019).

Para contrastar las observaciones de campo con los resultados de la modelación numérica, se implementó un escenario en el cual las corrientes fueron únicamente impulsadas por la marea durante la semana de campo. Los resultados de este escenario mostraron que los máximos valores de velocidad, que oscilan entre 3 cms⁻¹ y 4 cms⁻¹ (**Figura 2.16a**), se presentaron durante el reflujó sobre la cresta arrecifal. De igual forma, para el periodo de marea muerta, las máximas velocidades también ocurren sobre la cresta durante el reflujó, con magnitudes entre 2 cms⁻¹ y 3 cms⁻¹ (**Figura 2.17a**). Por lo tanto, los resultados del modelo durante la semana de campo no reflejan cambios significativos en las magnitudes de las corrientes entre los periodos de marea mixta y semidiurna, en comparación con las variaciones observadas en los datos de campo. Esto sugiere que para capturar estas diferencias en las condiciones hidrodinámicas se requiera de un periodo más extenso de modelación en el cual se considere la variabilidad del rango de marea en ciertas épocas del año.

Así mismo, este escenario representa una aproximación del comportamiento de las corrientes asociadas a la marea en la laguna arrecifal. Durante reflujó, las corrientes fluyen hacia el exterior de la laguna por los canales de la barrera y el canal de la zona norte, mientras que, en influjo ingresan nuevamente hacia el interior de la laguna por los mismos canales. Estos flujos (influjo y reflujó) desempeñan un rol importante en las lagunas arrecifales, ya que contribuyen al intercambio de agua entre la laguna y el océano, permitiendo la circulación y renovación del agua (Moustapha et al., 2021). Este proceso tiene un impacto sobre las condiciones ecológicas del ambiente lagunar, puesto que contribuye en los procesos de mezcla y favorece la entrada de nutrientes y organismos marinos (Chevalier et al., 2015; Fourniotis et al., 2021).

El flujo impulsado por las olas en sistemas arrecifales desempeña un papel esencial en la configuración de la morfología de los arrecifes de coral. Estos ecosistemas tan diversos están influenciados de manera significativa por los procesos hidrodinámicos, biológicos, ecológicos y geológicos que se generan debido al intercambio constante del agua entre el mar abierto y la

planicie arrecifal (Yao et al., 2020). La interacción entre la marea y las olas puede aumentar o reducir este intercambio entre la laguna arrecifal y el océano, dependiendo de la altura de las olas y la amplitud de las mareas (Moustapha et al., 2021). Específicamente, cuando las olas rompen sobre la barrera arrecifal, crean gradientes en el tensor de radiación que provocan el fenómeno “*setup*”, impulsando el flujo a través del arrecife (Lowe et al., 2009b). Además de la rotura de las olas, de acuerdo con Winter et al. (2012), la incidencia de las olas puede generar corrientes de retorno “*rip currents*” en barreras sumergidas interrumpidas por canales anchos.

Con el fin de entender las corrientes impulsadas por la rotura del oleaje, se configuraron escenarios de modelación donde el flujo solo fue impulsado por las olas durante el periodo de campo. Los resultados mostraron que las máximas velocidades se encuentran en el rango de 0.4 a 0.6 ms^{-1} , principalmente sobre la cresta arrecifal y sobre los arrecifes del norte de la isla. En el instante en que el oleaje se propagó desde el norte (**Figura 2.19a**) las corrientes en la laguna y en la cresta se dirigieron hacia el sur, mientras que las corrientes en los corales del norte se dirigieron hacia el suroeste al igual que la corriente longitudinal del costado oeste. En contraste, durante el instante en el cual oleaje se propagó desde el noreste (**Figura 2.19b**) las corrientes en la laguna y cresta arrecifal se dirigieron hacia el oeste creando una corriente longitudinal en la costa noreste desde el sector de Punta Hansa hacia el norte.

La dirección de propagación del oleaje entre los instantes analizados representó una diferencia en la magnitud de las corrientes del costado oeste. Cuando el oleaje se propagaba desde el NNE (**Figura 2.19a**), se generó una corriente longitudinal hacia el suroeste, con velocidades que oscilaban entre 0.15 y 0.45 ms^{-1} . En contraste, en el otro instante (**Figura 2.19b**), cuando el oleaje viene del ENE, las corrientes en el norte de la isla convergieron hacia el oeste, lo cual resultó en velocidades un 33% menores en la costa. Este cambio podría estar relacionado con los patrones observados en campo, en el cual durante ciertos periodos las velocidades en toda la columna de agua del sensor AW121 (**Figura 2.1b**) fueron mínimas, alcanzando valores entre 0.15 y 0.25 ms^{-1} .

La magnitud de las corrientes impulsadas por las olas en entornos arrecifales puede variar dependiendo de diversos factores como, la altura de ola incidente, la morfología del arrecife y la batimetría del fondo. Estudios como los de Lentz et al. (2016); Lowe et al (2009a); Zheng et al. (2020) han investigado estas corrientes y reportan que, sobre el plato arrecifal, las velocidades pueden incrementar linealmente con altura de ola incidente, pero sus magnitudes son relativamente débiles (entre 0.05 y 0.20 ms^{-1}). En comparación con estos valores, los resultados de las modelaciones durante el periodo de campo indican que sobre el plato de la barrera arrecifal las corrientes pueden ser hasta 0.05 y 0.25 ms^{-1} mayores. Con relación a esta diferencia, Lowe et al. (2009a) señala que estas magnitudes pueden variar según el tipo de

arrecife, ya que las corrientes en arrecifes con grandes lagunas como barreras o atolones pueden ser superiores.

De acuerdo con Yamano et al. (1998) el principal forzador de corrientes en los arrecifes del mar Caribe son las olas de fondo rompiendo sobre la cresta arrecifal. Sin embargo, la importancia del viento en la circulación de los arrecifes puede ser significativa en lagunas arrecifales poco profundas sometidas a escenarios de vientos que tienen cambios repentinos de magnitud o de dirección (Coronado et al., 2007; Yamano et al., 1998).

Los resultados de la simulación impulsada únicamente por el viento durante la semana de campo mostraron magnitudes relativamente similares a los escenarios en los que las corrientes solo fueron impulsadas por las olas. Específicamente, cuando el viento se dirigía hacia el SSW con una magnitud de 10ms^{-1} (**Figura 2.18a**), se observaron corrientes hacia el sur con sus máximas magnitudes, entre 0.1 y 0.3ms^{-1} , sobre la cresta y la terraza lagunar. De manera similar, cuando el viento soplaba hacia el SW a 5ms^{-1} (**Figura 2.18b**), se exhibieron corrientes máximas entre 0.05 y 0.20ms^{-1} , con dirección hacia el suroeste en la terraza lagunar y hacia el oeste en los corales del norte. Adicionalmente, los cambios en la dirección del viento influyeron en la corriente longitudinal de la costa noreste. En el primer caso (**Figura 2.18a**), se formó una corriente paralela a la costa, dirigida hacia el sur, con magnitudes en el rango de 0.05 a 0.1ms^{-1} , mientras que en el segundo caso (**Figura 2.18b**) en el sector Punta Hansa se observó una corriente longitudinal hacia el norte con magnitudes entre 0.1 y 0.15ms^{-1} .

En contraste, al lado oeste de la isla, tanto el cambio de magnitud como el cambio de dirección del viento fueron determinantes sobre el flujo longitudinal de esta zona. En el instante en que el viento iba hacia el sur a 12ms^{-1} , la corriente longitudinal alcanzó magnitudes entre 0.15 y 0.30ms^{-1} , mientras que cuando el viento se dirigía hacia el suroeste a 5ms^{-1} , las magnitudes estuvieron en un rango más estrecho, entre 0.1 y 0.15ms^{-1} . Estos resultados resaltan lo previamente dicho sobre cómo las variaciones en la velocidad y dirección del viento pueden tener un impacto significativo en la circulación de corrientes en entornos arrecifales y particularmente en la isla.

De acuerdo con los estudios de Chevalier et al. (2015); Coronado et al. (2007); Lentz et al. (2016); Lowe et al. (2009a); Moustapha et al. (2021); Yamano et al. (1998); Yao et al. (2018); Zheng et al. (2020), el forzamiento de la marea, las olas y el viento desempeñan un rol importante en la circulación de las corrientes en áreas poco profundas de la isla. Sin embargo, estas corrientes están influenciadas y limitadas por las condiciones locales específicas de estos forzadores. Los resultados de las simulaciones de corrientes impulsadas por cada forzador revelan que los efectos morfológicos y batimétricos, condicionan la circulación del agua.

En este contexto, los resultados de la variabilidad estacional de las corrientes en los trimestres del año (**Figura 2.22**) mostraron patrones, donde las máximas velocidades convergen sobre la cresta y plato arrecifal de la barrera, desplazándose hacia el oeste y suroeste. Además, en todos los trimestres del año, se puede detallar que en Punta Hansa las corrientes divergen tanto hacia el sur como hacia el norte, lo que crea una corriente longitudinal a lo largo de la costa noreste, dirigiéndose hacia el norte de la isla, donde finalmente convergen las corrientes hacia el oeste.

Aunque los trimestres muestran patrones donde las direcciones de las corrientes son homogéneas, se presentan diferencias significativas en las magnitudes. La **Figura 2.22** y la **Figura 2.23**, indican que durante el trimestre DEF, las velocidades son máximas en comparación con los otros trimestres, logrando valores que oscilan entre 0.45 ms^{-1} y 0.75 ms^{-1} . Mientras que, en el trimestre SON, las magnitudes son mínimas, llegando a ser hasta 0.4 ms^{-1} menores que las observadas en la cresta arrecifal durante el trimestre DEF. Estas diferencias en las magnitudes entre los distintos trimestres y temporadas del año (seca y húmeda en **Figura 2.24**) están influenciadas mayormente por las condiciones de las olas y los vientos en cada época, siendo más intensas en los meses de la temporada seca y más débiles en los meses de la temporada húmeda. En el estudio de corrientes a escala estacional realizado por Escobar et al. (2015), se encontró que en la temporada seca, los vientos alisios más fuertes y olas más grandes lograron impulsar las corrientes superficiales que suelen salir del golfo de Urabá en dirección opuesta. Si bien, en los resultados estacionales de las corrientes en la isla, no se aprecia cambios en la dirección de las corrientes, la intensidad de estos forzadores modificó notablemente las magnitudes de las corrientes.

De acuerdo con los resultados estacionales de las descargas, en la **Figura 2.25** se observa que las corrientes que se forman en los canales del norte de la isla y las corrientes sobre la cresta cercana al islote Johnny Cay tienen efectos en el comportamiento de la pluma del trazador ubicado en esta área. Particularmente, durante el trimestre DEF, cuando las magnitudes de las corrientes alcanzan valores máximos entre 0.7 ms^{-1} y 0.8 ms^{-1} , el 2% de la concentración del trazador ocupa menos área que el 2% de la concentración en el trimestre SON, donde las magnitudes a lo sumo toman valores entre 0.2 ms^{-1} y 0.3 ms^{-1} . Inclusive, la pluma del trazador en SON llegó hasta la costa norte de la isla. Estas observaciones, indican una variación en el transporte del trazador dependiendo de la época del año y de las condiciones hidrodinámicas de los forzamientos causados por las olas, la marea y el viento. Sin embargo, el uso de trazadores no permite evaluar la interacción física y química de las descargas con el agua de mar (Gómez Giraldo et al., 2009). Por lo tanto, estos avances estacionales en las corrientes y en los trazadores representan una base para futuras investigaciones relacionadas con la calidad del agua y los posibles impactos sobre los ecosistemas y hábitats marinos en la isla dependiendo de las temporadas del año. De esta manera, asociar el modelo de corrientes

con un modelo de calidad del agua, similar a lo realizado en las investigaciones de García-Rentería et al. (2023) y Troost et al. (2014), permitirá obtener una perspectiva integral sobre cómo las descargas pueden influir en los recursos hídricos, el ecosistema marino y la preservación de entornos vulnerables como los arrecifes de coral.

Para simular corrientes en condiciones extremas, se ejecutaron escenarios hidrodinámicos impulsados por olas y vientos extremos (**Figura 2.26** y **Figura 2.27**). En los casos de corrientes generadas por oleaje extremo, se seleccionaron alturas de ola de **3 m** y **3.5 m** propagándose desde el noroeste y del norte, respectivamente, con un periodo pico de 9 segundos. Las corrientes que se desarrollaron al norte de la isla, cuando se propagaban olas desde el norte con una H_s de **3.5 m** (**Figura 2.26a**), se dirigieron hacia el sureste, con velocidades máximas de 0.5 ms^{-1} hasta 0.8 ms^{-1} , a través de la cuenca y terraza lagunar. Además, en este escenario se observó que sobre el estrechamiento de la laguna en Punta Hansa las magnitudes del flujo se incrementaron hasta en un 20%. Paralelamente en los canales y arrecifes del norte, se desarrolló una corriente longitudinal a lo largo de la costa oeste, fluyendo hacia el sur con velocidades entre 0.8 ms^{-1} y 1.2 ms^{-1} . Por otro lado, los resultados del escenario de corrientes forzadas por una H_s de **3.0 m** propagándose desde el noroeste (**Figura 2.26b**), mostraron que las corrientes con máximas velocidades (entre 0.5 ms^{-1} y 0.75 ms^{-1}), ingresan a la laguna por los canales del norte, y se desplazan hacia el sureste, con máxima velocidad, sobre el plato arrecifal. En el costado oeste, se manifiesta una corriente longitudinal con velocidades entre 0.3 ms^{-1} y 0.65 ms^{-1} . De acuerdo con Mariño-Tapia et al. (2010), en condiciones extremas de oleaje, las corrientes se fortalecen en los surcos presentes a lo largo de la cresta del arrecife, generando implicaciones en la dinámica del sistema lagunar y especialmente en el tiempo de residencia del agua.

Bajo el forzamiento de vientos de 21 ms^{-1} soplando hacia el SW (**Figura 2.27a**), al noreste de la isla, las corrientes sobre la cresta de la barrera se dirigieron hacia el interior de la laguna con una magnitud de 0.65 ms^{-1} . Al aproximarse a la costa, cerca del pequeño arrecife “*Little reef*”, se formó una corriente paralela a la línea de costa que se fluyó hacia el norte, con magnitudes entre 0.3 ms^{-1} y 0.5 ms^{-1} . En este mismo sitio, también se formaron corrientes hacia la terraza lagunar en el lado este de la isla, con magnitudes variando entre 0.60 ms^{-1} y 1.0 ms^{-1} . Hacia el norte de la isla, se creó una corriente hacia el suroeste, paralela a la costa oeste, con magnitudes entre 0.3 ms^{-1} y 0.9 ms^{-1} . Por otro lado, cuando el viento de 21 ms^{-1} se dirigía hacia el NW (**Figura 2.27b**), sobre la terraza lagunar del costado este, las corrientes se desplazaban hacia el norte-noroeste con magnitudes en el rango de 0.45 ms^{-1} a 0.75 ms^{-1} . En el sector de Punta Hansa, las magnitudes de estas corrientes se incrementaron hasta alcanzar valores entre 0.75 ms^{-1} y 1.10 ms^{-1} y convergieron en la cuenca lagunar del noreste de la isla, donde las corrientes se desplazaban hacia el noroeste con magnitudes entre 0.60 ms^{-1} y 1.0 ms^{-1} . Del costado oeste, se formó una corriente longitudinal hacia el noreste, con magnitudes entre 0.3 ms^{-1} y 0.75 ms^{-1} . En el extremo norte de la isla, las corrientes del

costado este y oeste convergieron en el norte. Los vientos fuertes y el oleaje extremo pueden alterar los patrones de circulación y los tiempos de residencia sobre la laguna arrecifal (Maggioni et al., 2021), a su vez estas alteraciones y pueden inducir cambios en la configuración geomorfológica del arrecife y en la salud de los corales (Azouri et al., 2018; Camp et al., 2019).

La ubicación geográfica de la isla en el mar Caribe la hace vulnerable frente a los peligros que surgen durante eventos extremos. De acuerdo con (Montoya et al., 2018; Ortiz Royero et al., 2015; Osorio et al., 2016) la isla de San Andrés ha estado expuesta en los últimos años a 17 ciclones tropicales que han pasado a menos de 150 km de la costa, acercándose en su mayoría desde el sureste. El último evento extremo que pasó cerca de la isla fue el huracán Iota - categoría 4 - en noviembre de 2020, cuyas principales afectaciones se presentaron en la isla de Providencia, sin embargo, también ocasionó daños e inundaciones en la isla de San Andrés debido a los fuertes vientos y oleaje extremo (Rey et al., 2021). Estos eventos subrayan la importancia de comprender la hidrodinámica en estas condiciones, lo cual podría complementar los sistemas de alerta y los planes de gestión del riesgo, permitiendo una mejor preparación y protección de la población y los recursos en la isla ante futuras situaciones atmosféricas y oceánicas críticas.

Para simular descargas de contaminantes, salmuera o agua con propiedades diferentes a la del agua de mar, se emplearon trazadores inertes durante las modelaciones de los eventos extremos. Aunque estos trazadores no experimentan reacciones químicas ni térmicas con el agua, su utilidad puede ser una línea base para comprender el transporte de sustancias insolubles durante condiciones críticas. Particularmente, su aplicabilidad abarca diversos escenarios, como el estudio de derrames de aceites o hidrocarburos (p.e, Adcroft et al., 2010), el diseño de descargas de efluentes industriales (p.e, Lykkebo et al., 2019), o efluentes urbanos (p.e, García-Rentería et al., 2023).

De acuerdo con los resultados presentados en la **Figura 2.28a**, se observa que cuando las olas se propagan desde el norte con una altura significativa superior a 3.5 m, el 2% de la concentración del trazador cubre importantes ecosistemas, como los corales y pastos marinos de la laguna, los manglares del este de la isla y las playas turísticas del noreste. Inclusive el 10% de la concentración del trazador puede alcanzar las playas turísticas y ecosistemas adyacentes a esta zona. En el mismo contexto, cuando las corrientes son impulsadas por vientos con dirección hacia el NW y velocidad de 21ms^{-1} , como se muestra en la **Figura 2.28d**, se observa que el 10% de la concentración del trazador ubicado junto al islote Johny Cay se dirige hacia el noreste, atravesando los corales que se encuentran sobre el casco de la barrera arrecifal. Simultáneamente, el 10% de la concentración del trazador ubicado en la zona del emisario se dirige hacia el norte, alcanzando una parte de la costa oeste donde se

encuentran algunos parches y espolones coralinos (Díaz et al., 2000; Geister & Díaz, 2007b). La variación espacial de los patrones de corrientes en sistemas arrecifales durante condiciones extremas influye en los tiempos de residencia del agua (Maggioni et al., 2021). Estos tiempos de residencia pueden tener potenciales repercusiones en la exposición de los corales a los efluentes o contaminantes (Camp et al., 2019).

Estos resultados resaltan la importancia de considerar el impacto potencial de los forzadores extremos en la distribución de sustancias sobre el área costera. El estudio de Lykkebo et al. (2019) recomienda que las descargas de plantas desalinizadoras deberían realizarse en áreas altamente energéticas para garantizar procesos de mezcla. Sin embargo, en el caso de la isla de San Andrés, las áreas de mayor energía se encuentran en las zonas de rompientes, sobre la barrera arrecifal y los arrecifes del norte, lo cual resulta poco factible en términos de diseño de desagüe, y riesgoso para los ecosistemas frágiles como los corales. Por lo tanto, para garantizar una gestión efectiva y sostenible de los efluentes, el manejo y diseño de descargas en la isla requiere desafíos adicionales que deben ser adecuadamente estudiados, teniendo en cuenta las características locales y las condiciones hidrodinámicas y ambientales.

El estudio de las corrientes alrededor de la isla, abordado en este trabajo, establece una ruta de trabajo y línea base para futuras investigaciones relacionadas con diversos temas, como descargas de sustancias y calidad del agua, análisis de procesos de erosión y sedimentación, tiempos de residencia de efluentes y modificaciones de los hábitats marinos y costeros. Además, representa un fundamento técnico para los tomadores de decisiones en la implementación de planes sostenibles para el manejo de los recursos hídricos en la isla.

Conclusiones y recomendaciones

En el presente estudio se logró identificar la dinámica de los patrones de circulación de corrientes y los efectos sobre descargas de efluentes en la isla de San Andrés. A través de la recopilación y análisis de datos de campo, junto con la implementación de escenarios de modelación utilizando los modelos numéricos SWAN y Delft Flow-Wave, validados y calibrados. Los resultados obtenidos, indican que la circulación de corrientes depende de la intensidad de los forzadores considerados (olas, marea y viento), y de los factores batimétricos y morfológicos de la zona de estudio. Cambios en la dirección de propagación de las olas, variaciones de magnitud y dirección del viento, y fluctuaciones del nivel del mar fueron determinantes para analizar y representar los patrones de corrientes.

Para alcanzar el **Objetivo específico 1**, se caracterizaron los procesos hidrodinámicos involucrados en la circulación de corrientes. Esto se hizo a través del análisis de los datos de campo disponibles y mediante la implementación de escenarios de modelación de corrientes impulsadas por un único forzador durante las mediciones realizadas entre el 06 y 14 de noviembre 2021. Los resultados del análisis de los datos de campo revelaron que el rango de marea puede tener un impacto en las magnitudes y direcciones de las corrientes medidas en el punto AW621, ubicado al noreste de la isla, después de la barrera, y en el punto AW121, localizado en el costado oeste de la isla. En la misma línea, los resultados de los escenarios modelados indican que las corrientes generadas por la marea fueron más intensas en la laguna y la cresta arrecifal en comparación con el lado oeste de la isla, generando magnitudes del orden de 0.01 ms^{-1} . Mientras que las corrientes inducidas tanto por las olas como por el viento generaron patrones de corrientes que alcanzaron magnitudes del orden de 0.1 ms^{-1} en la laguna arrecifal, en la cresta y sobre la costa oeste.

Dando alcance al **Objetivo específico 2**, se realizó un análisis de la estacionalidad de las olas y el viento mediante la información recolectada de ERA5 por un periodo de 10 años (entre el 2012 y 2022). Los resultados de esta estacionalidad se configuraron para ser el insumo de los escenarios mensuales que se ejecutaron en los modelos numéricos SWAN y Delft. Dando alcance al **Objetivo específico 2**, se realizó un análisis de la estacionalidad de las olas y el

viento mediante la información recolectada de ERA5 por un periodo de 10 años (entre el 2012 y 2022). Los resultados de esta estacionalidad se configuraron para ser el insumo de los escenarios mensuales que se ejecutaron en los modelos numéricos SWAN y Delft. Posteriormente se obtuvieron los campos promedios de las velocidades y las descargas para cada mes, cada trimestre y cada temporada (seca y húmeda). Los resultados muestran que durante el trimestre DEF, se observaron las velocidades más altas, oscilando entre 0.45 ms^{-1} y 0.85 ms^{-1} , mientras que en el trimestre SON, las magnitudes fueron más pequeñas, variando entre 0.15 ms^{-1} y 0.3 ms^{-1} . Estas diferencias entre las magnitudes de velocidad de los trimestres DEF y SON muestran contrastes en las plumas de las descargas, específicamente cerca del islote Johnny Cay. En esta zona, se observa que en el trimestre DEF, 2% de la concentración del trazador se dirige hacia el oeste, mientras que en el trimestre SON la pluma del trazador puede alcanzar la costa norte de la isla.

Para el desarrollo del **Objetivo específico 3**, que se refiere al análisis de los efectos de eventos extremos sobre las corrientes, se analizaron los valores extremos basados en la información de 10 años de olas y vientos recolectada de ERA5. De este análisis se obtuvieron los valores de altura de ola significativa extrema (3 m y 3.5 m) y velocidad de viento extrema (21 ms^{-1}). Con esta información se ejecutaron escenarios sintéticos que representaron las condiciones extremas de los forzadores y su efecto sobre el patrón de corrientes. Los resultados mostraron dos patrones particulares. En el primero, cuando las olas se propagan desde el norte con una altura significativa de 3.5 m , se observó que, tanto la velocidad en el este como en el oeste de la isla alcanzó valores máximos de 1 ms^{-1} con dirección hacia el oeste (**Figura 2.26a**). El segundo patrón, ocurrió cuando el viento se dirigía hacia el noroeste a una velocidad de 21 ms^{-1} (**Figura 2.27b**). En este escenario se alcanzaron velocidades máximas de 1.0 ms^{-1} en la cuenca lagunar y cresta arrecifal. Además, sobre el costado este se crea una corriente que se dirige hacia el noreste y en costado oeste una corriente que va hacia el noreste, estas corrientes convergen hacia el norte en la parte norte de la barrera.

Paralelamente, para evaluar el potencial impacto de las descargas sobre los ecosistemas marinos, se implementaron escenarios de modelación en condiciones extremas a partir del uso de trazadores inertes (**Objetivo específico 4**). Estas descargas se ubicaron al interior de la laguna arrecifal cerca del islote Johnny Cay y en el emisario submarino ubicado al costado oeste de la isla. Los resultados muestran que cuando el oleaje se propaga desde el norte (**Figura 2.28a**), la pluma del trazador cercano a Johnny Cay podía alcanzar y afectar los ecosistemas marinos que recubren el lecho de la laguna y los recursos hídricos a lo largo de las costas noreste y este. Así mismo, cuando el viento se dirigía hacia el noroeste (**Figura 2.28d**), las plumas de los trazadores del emisario y el islote se interceptaron en el norte de la isla, donde se encuentran algunos parches de corales y espolones coralinos. Estos resultados resaltan la necesidad de estudiar científica y técnicamente el impacto ambiental de las

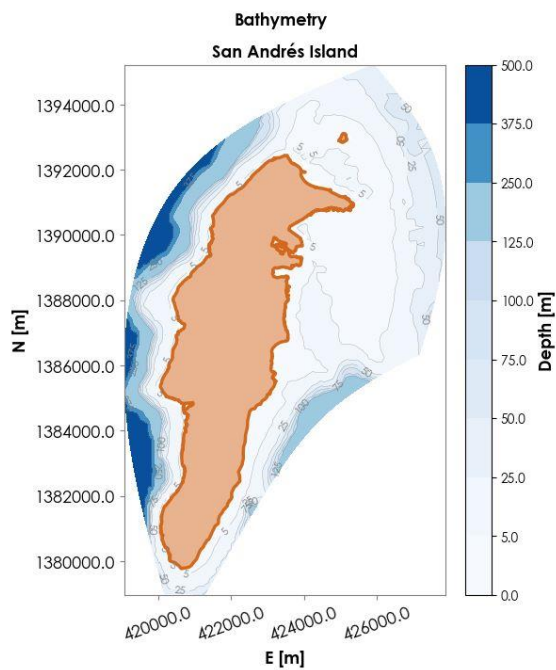
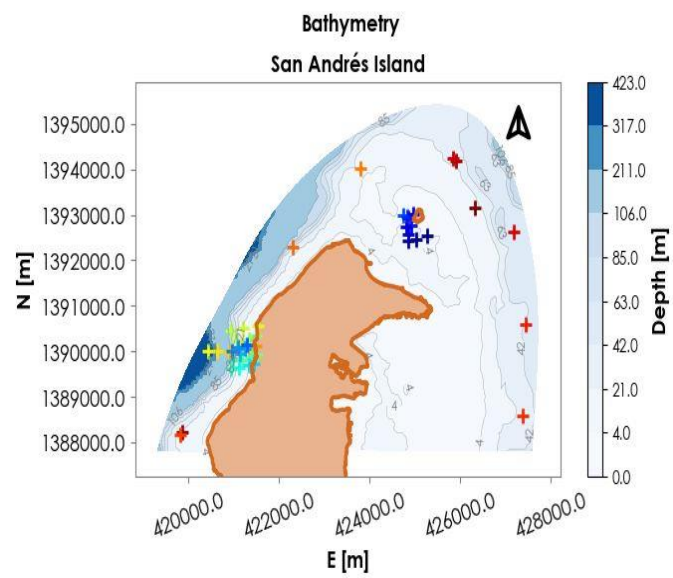
descargas que se producen en la isla de San Andrés o en otras islas oceánicas rodeadas con gran diversidad de ecosistemas marinos.

El análisis de los patrones de corrientes que se hizo mediante las mediciones in situ, proporcionó un entendimiento práctico de las dinámicas de los forzadores y de las corrientes en el área de estudio. Además, estos análisis fortalecieron la base numérica y física que respalda los escenarios de simulación ejecutados. En este sentido, este estudio adoptó un enfoque integral para examinar las corrientes forzadas por las olas, marea y vientos, desde la comprensión analítica de datos medidos en campo y de las modelaciones numéricas. Por lo tanto, el presente estudio representa una base técnica para abordar los retos relacionados con la circulación de las corrientes que enfrentan las islas oceánicas.

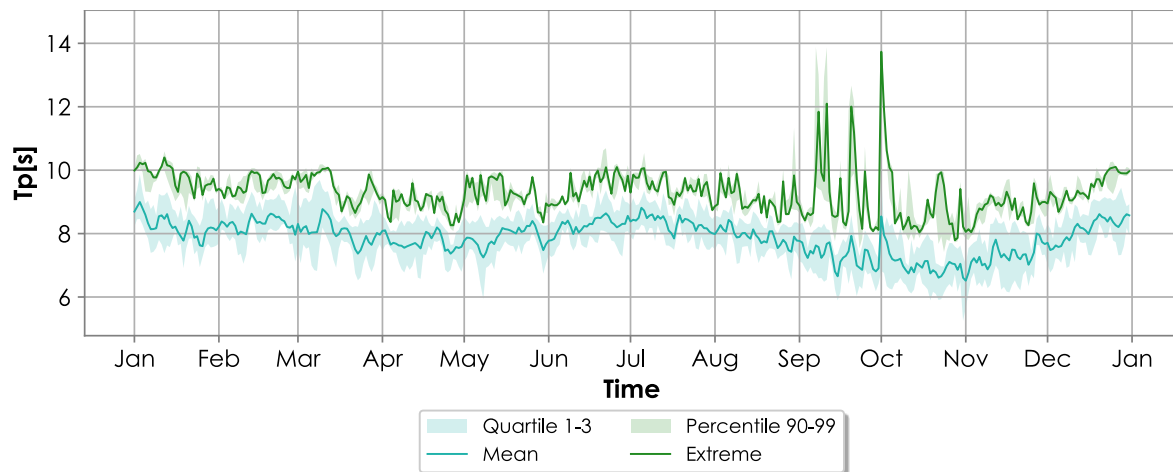
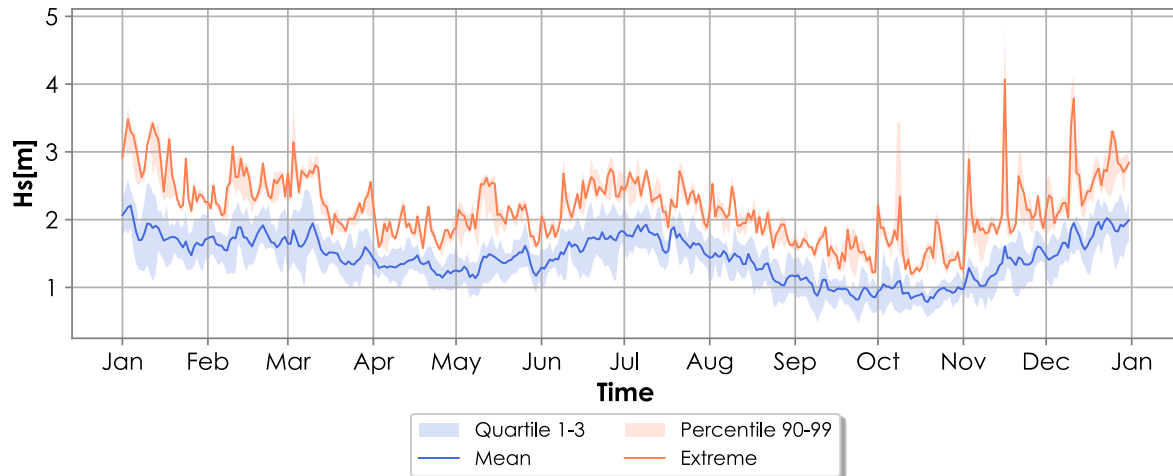
En la modelación de corrientes costeras, la ubicación de la zona de estudio (en el mar abierto) representó un reto para anidar el oleaje de aguas profundas hasta aguas someras. Por lo tanto, se decidió ejecutar el modelo SWAN para obtener condiciones de borde de olas en aguas poco profundas sobre las fronteras del modelo Delft-Flow Wave. Esta alternativa mejoró significativamente los resultados del modelo, en comparación al uso olas paramétricas en las fronteras.

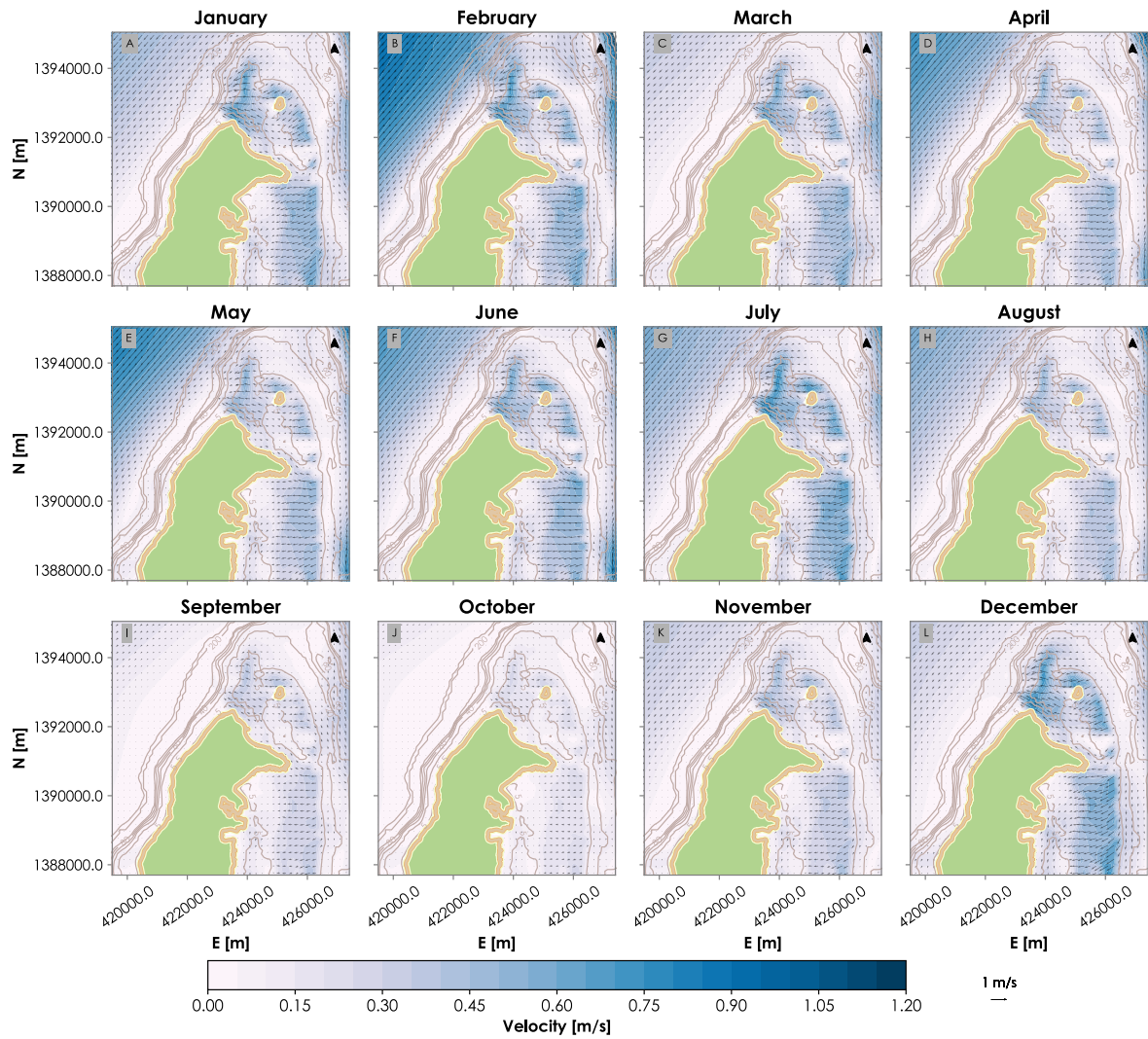
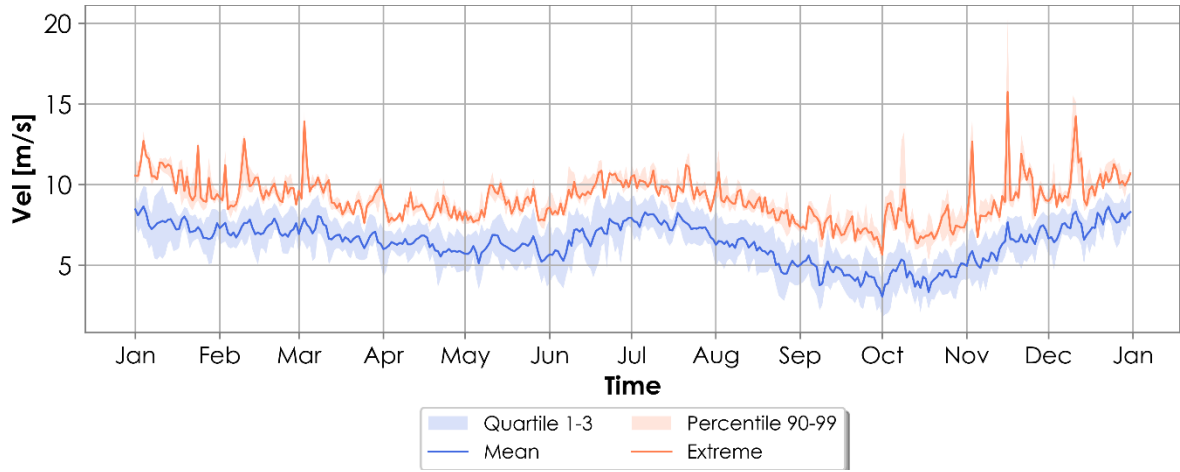
Una de las limitaciones al implementar un modelo 2D, es que el modelo no resuelve la difusividad vertical. Por lo tanto, se destacan algunos trabajos futuros pendientes para continuar avanzando en el estudio de la circulación de corrientes y descargas de efluentes en la zona. En particular, se propone la implementación del modelo Delft 3D, considerando la disponibilidad de datos medidos en sitio y el modelo 2D calibrado y validado a la fecha. De esta manera, se podría avanzar en la comprensión de los procesos de mezcla y estratificación en la circulación de corrientes en profundidad y a su vez el comportamiento las descargas de efluentes y su impacto sobre los ecosistemas costeros sensibles.

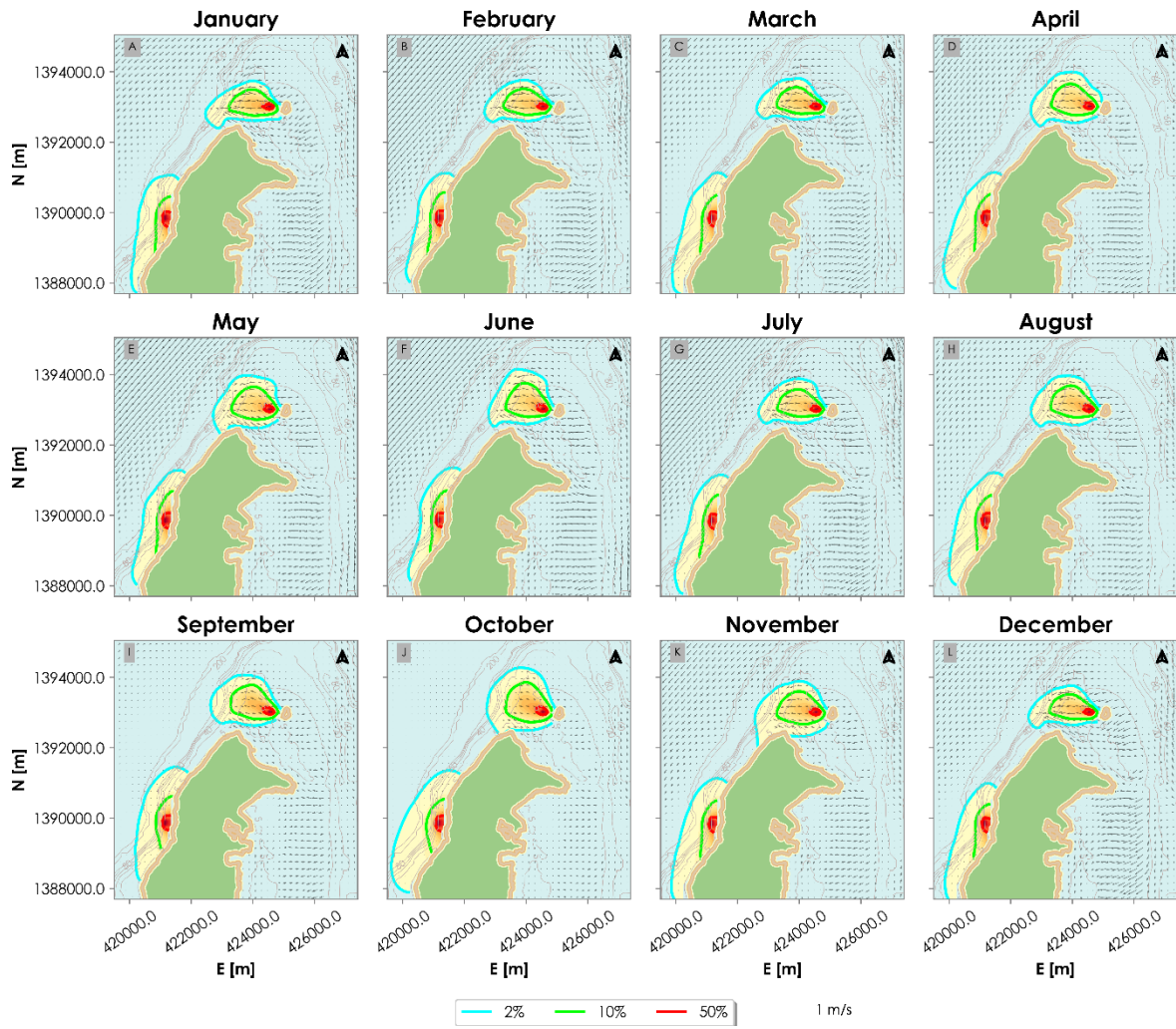
A. Anexo: Alternativas de mallas de modelación



B. Anexo: Estacionalidad de las olas y vientos.







Bibliografía

- Adcroft, A., Hallberg, R., Dunne, J. P., Samuels, B. L., Galt, J. A., Barker, C. H., & Payton, D. (2010). Simulations of underwater plumes of dissolved oil in the Gulf of Mexico. *Geophysical Research Letters*, *37*(18). <https://doi.org/10.1029/2010GL044689>
- Akter, A., & Tanim, A. H. (2021). Salinity Distribution in River Network of a Partially Mixed Estuary. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, *147*(2), 04020055. [https://doi.org/10.1061/\(asce\)ww.1943-5460.0000621](https://doi.org/10.1061/(asce)ww.1943-5460.0000621)
- Albarakati, A. M. A., Ahmad, F., Albarakati, A. M. A., & Ahmad, F. (2012). Water column conditions in a coastal lagoon near Jeddah, Red Sea Red Sea Lagoon Water column Open access under CC BY-NC-ND license. 676. *OCEANOLOGIA*, *54*(4), 675-685. <https://doi.org/10.5697/oc.54-4.675>
- Andrade, C. A., & Barton, E. D. (2000). Eddy development and motion in the Caribbean Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *105*(C11), 26191-26201. <https://doi.org/10.1029/2000JC000300>
- Aucan, J., Desclaux, T., Le Gendre, R., Liao, V., & Andréfouët, S. (2021). Tide and wave driven flow across the rim reef of the atoll of Raroia (Tuamotu, French Polynesia). *Marine Pollution Bulletin*, *171*, 112718. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2021.112718>
- Azouri, A., Roeber, V., & Luther, D. S. (2018). THE RESPONSE OF HARBOR ENVIRONMENTS PROTECTED BY IRREGULAR FRINGING REEF SYSTEMS TO STRONG GRAVITY WAVE FORCING - A CASE STUDY. *Coastal Engineering Proceedings*, *1*(36), currents.44. <https://doi.org/10.9753/icce.v36.currents.44>
- Booij, N. (1983). A note on the accuracy of the mild-slope equation. *Coastal Engineering*, *7*(3), 191-203. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0378-3839\(83\)90017-0](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0378-3839(83)90017-0)
- Booij, N., Ris, R. C., & Holthuijsen, L. H. (1999). A third-generation wave model for coastal regions 1. Model description and validation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *104*(C4), 7649-7666. <https://doi.org/10.1029/98JC02622>
- Brodie, K. L., & Cohn, N. T. (2021). Coastal Geology: Coastal Landforms and Processes. En D. Alderton & S. A. Elias (Eds.), *Encyclopedia of Geology (Second Edition)* (pp. 894-905). Academic Press. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.12483-2>

- Brown, J., Colling, A., Park, D., Phillips, J., Rothery, D., & Wright, J. (1999). Chapter 2 - Tides. En The Open University (Ed.), *Waves, Tides and Shallow-Water Processes* (pp. 50-86). Butterworth-Heinemann. <https://doi.org/10.1016/B978-008036372-1/50002-7>
- Caldwell, P. C., Merrifield, M. A., & Thompson, P. R. (2015). Sea level measured by tide gauges from global oceans — the Joint Archive for Sea Level holdings (NCEI Accession 0019568). *NOAA National Centers for Environmental Information*, 5.5.
- Camp, E. F., Edmondson, J., Doheny, A., Rumney, J., Grima, A. J., Huete, A., & Suggett, D. J. (2019). Mangrove lagoons of the Great Barrier Reef support coral populations persisting under extreme environmental conditions. *Marine Ecology Progress Series*, 625, 1-14. <https://www.int-res.com/abstracts/meps/v625/p1-14/>
- Chevalier, C., Devenon, J. L., Pagano, M., Rougier, G., Blanchot, J., & Arfi, R. (2017). The atypical hydrodynamics of the Mayotte Lagoon (Indian Ocean): Effects on water age and potential impact on plankton productivity. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 196, 182-197. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.ecss.2017.06.027>
- Chevalier, C., Devenon, J. L., Rougier, G., & Blanchot, J. (2015). Hydrodynamics of the Toliara Reef Lagoon (Madagascar): Example of a Lagoon Influenced by Waves and Tides. *Coastal Research*, 31(6), 1403-1416. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-13-00077.1>
- Chow, A. C., Verbruggen, W., Morelissen, R., Al-Osairi, Y., Ponnnumani, P., Lababidi, H. M. S., Al-Anzi, B., & Adams, E. E. (2019). Numerical prediction of background buildup of salinity due to desalination brine discharges into the northern Arabian Gulf. *Water (Switzerland)*, 11(11), 1-14. <https://doi.org/10.3390/w11112284>
- Copernicus. (2018). “ERA5 Hourly Data on Single Levels from 1979 to Present.” Retrieved (<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels?tab=overview>). <https://doi.org/10.24381/cds.adbb2d47>
- Coralina. (2008). *Plan de Acción Institucional 2016-2019* (Vol. 53, Número 9). <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- Coronado, C., Candela, J., Iglesias-Prieto, R., Sheinbaum, J., López, M., & Ocampo-Torres, F. J. (2007). On the circulation in the Puerto Morelos fringing reef lagoon. *Coral Reefs*, 26(1), 149-163. <https://doi.org/10.1007/s00338-006-0175-9>
- DANE. (2019). *Encuesta de hábitat y usos socioeconómicos, 2019 archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina*.
- DANE. (2020). *Boletín Técnico Encuesta de Hábitat y Usos Socioeconómicos 2019*.
- Deltares. (2014). *Delft3D-FLOW User Manual Hydro-Morphodynamics*. 710.
- Deltares, D. (2019). Conceptual Description - Wave current interaction. En *Delft3D-Flow User Manual* (p. 230).

- Díaz, J. M., Barrios, L. M., Cendales, M. H., Garzón, J., Geister, J., López, M., Ospina, G. H., Parra, F., Pinzón, J., Vargas, B., Zapata, F., & Zea, S. (2000). Áreas Coralinas de Colombia. En J. M. Díaz (Ed.), *Invemar: Vol. Serie de* (Número November).
- Egon, A. (2009). *Hydrodynamics of Lagoon Fringed by a Coral Reef*.
- Escobar, C. A., Velásquez, L., & Posada, F. (2015). Marine Currents in the Gulf of Urabá, Colombian Caribbean Sea. *Journal of Coastal Research*, 31(6), 1363-1374. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-14-00186.1>
- Espinosa-Ordoñez, P. A. (2020). *Estudio de la disipación del oleaje en un arrecife de coral: Caso de estudio Isla de San Andrés, Colombia* [Tesis de pregrado]. Universidad Nacional de Colombia.
- Ezer, T., Heyman, W. D., Houser, C., & Kjerfve, B. (2012). Extreme flows and unusual water levels near a Caribbean coral reef: Was this a case of a «perfect storm»? *Ocean Dynamics*, 62(7), 1043-1057. <https://doi.org/10.1007/s10236-012-0545-5>
- Fallatah, M. M., Kavil, Y. N., Shanas, P. R., Al-Farawati, R., Shaban, Y. A., Orif, M. I., Schmidt, M., Ghandourah, M. A., & Albarakati, A. (2021). Environmental impact assessment of desalination plants through observations and modeling over Central Red Sea-Yanbu and Rabig. *Arabian Journal of Geosciences*, 14(5). <https://doi.org/10.1007/s12517-021-06729-9>
- Filali, M. B., & Bessenasse, M. (2018a). Brine outfall discharges modelling and design: Case of a desalination plant in algeria. *Advances in Science, Technology and Innovation*, 719-721. https://doi.org/10.1007/978-3-319-70548-4_213
- Filali, M. B., & Bessenasse, M. (2018b). Brine outfall discharges modelling and design: Case of a desalination plant in algeria. *Advances in Science, Technology and Innovation*, 719-721. https://doi.org/10.1007/978-3-319-70548-4_213
- Fourniotis, N. T., Leftheriotis, G. A., & Horsch, G. M. (2021). Towards enhancing tidally-induced water renewal in coastal lagoons. *Environmental Fluid Mechanics*, 21(2), 343-360. <https://doi.org/10.1007/S10652-020-09776-0/METRICS>
- Fussalba, S., & Aguas, A. (2021). *Análisis De Las Características Físicoquímicas Y Microbiológicas De Las Aguas Costeras De San Andrés Isla, Asociados A La Operación Del Emisario Submarino Durante Los Años 2008, 2017 Y 2018*.
- García-Rentería, F.-F., Nieto, G. A. C., & Cortez, G. H. (2023). Evaluation of Wastewater Discharge Reduction Scenarios in the Buenaventura Bay. *Water*, 15(6). <https://doi.org/10.3390/w15061027>
- Geister, J., & Díaz, J. (2007a). Ambientes arrecifales y geología de un archipiélago oceánico: San Andrés, Providencia y Santa Catalina. En *INGEOMINAS*. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/j.compositesb.2013.05.033>

- Geister, J., & Díaz, J. M. (2007b). *Reef Environments and Geology of an Oceanic Archipelago: San Andrés, Old Providence and Sta. Catalina (Caribbean Sea, Colombia)*. 104.
- Gómez Giraldo, A., Osorio, A., Toro, F., Osorio, J., Álvarez, O., & Arrieta, A. (2009). Patrón de circulación en Bahía Barbacoas y su influencia sobre el transporte de sedimentos hacia las islas del Rosario. *Avances en Recursos Hidráulicos*, 20, 21-39.
- González, O. C., & Hurtado, G. (2012). Caracterización climática del archipiélago de San Andrés y Providencia. pp (48-52) en CORALINA-INVEMAR, 2012. Gómez-López, D. I., C. Segura-Quintero, P. C. Sierra-Correa y J. Garay-Tinoco (Eds). Atlas de la Reserva de Biósfera Seaflower. Archipiélago de. En *Serie de publicaciones especiales, Invema, No. 28, p. 180* (28.^a ed., Vol. 28). Serie de Publicaciones Especiales INVEMAR. <http://www.invemar.org.co/redcostera1/invemar/docs/10447AtlasSAISeaflower.pdf>
- Grimaldi, C. M., Lowe, R. J., Benthuisen, J. A., Green, R. H., Reyns, J., Kernkamp, H., & Gilmour, J. (2022). Wave and Tidally Driven Flow Dynamics Within a Coral Reef Atoll off Northwestern Australia. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 127(3). <https://doi.org/10.1029/2021JC017583>
- IDEAM. (2015). Estudio Nacional del Agua 2014. En *Estudio Nacional del Agua 2014*.
- Invemar, & Coralina. (2020). *Unidades Bióticas | Atlas de las Áreas Coralinas de Colombia*. MiniAmbiente. <https://areas-coralinas-de-colombia-invemar.hub.arcgis.com/pages/unidades-bioticas>
- Jonsson, I. G. (1966). WAVE BOUNDARY LAYERS AND FRICTION FACTORS. *Coastal Engineering Proceedings*, 10, 127-148.
- Karimpour, A., & Chen, Q. (2017). Wind wave analysis in depth limited water using OCEANLYZ, A MATLAB toolbox. *Computers & Geosciences*, 106, 181-189. <https://doi.org/10.1016/J.CAGEO.2017.06.010>
- Lee, W., & Kaihatu, J. M. (2018). *Effects of desalination on hydrodynamic process in Persian Gulf*. <http://marinecopernicus.eu/>
- Lentz, S. J., Churchill, J. H., Davis, K. A., Farrar, J. T., Pineda, J., & Starczak, V. (2016). The characteristics and dynamics of wave-driven flow across a platform coral reef in the Red Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(2), 1360-1376. <https://doi.org/10.1002/2015JC011141>
- Lesser, G. R., Roelvink, J. A., van Kester, J. A. T. M., & Stelling, G. S. (2004). Development and validation of a three-dimensional morphological model. *Coastal Engineering*, 51(8), 883-915. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2004.07.014>
- Lin, N., Marsooli, R., & Colle, B. A. (2019). Storm surge return levels induced by mid-to-late-twenty-first-century extratropical cyclones in the Northeastern United States. *Climatic Change*, 154(1), 143-158. <https://doi.org/10.1007/s10584-019-02431-8>

- 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. <https://doi.org/10.3389/fmars.2020.00385>
- Lowe, R. J., Falter, J. L., Monismith, S. G., & Atkinson, M. J. (2009a). A numerical study of circulation in a coastal reef-lagoon system. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114(6), 1-18. <https://doi.org/10.1029/2008JC005081>
- Lowe, R. J., Falter, J. L., Monismith, S. G., & Atkinson, M. J. (2009b). Wave-driven circulation of a coastal reef-lagoon system. *Journal of Physical Oceanography*, 39(4), 873-893. <https://doi.org/10.1175/2008JPO3958.1>
- Lykkebo, K., Heck, N., Reguero, B. G., Potts, D., Hovagimian, A., & Paytan, A. (2019). Biological and Physical Effects of Brine Discharge from the Carlsbad Desalination Plant and Implications for Future Desalination Plant Constructions. *Water*, 11, 21. <https://doi.org/10.3390/w11020208>
- Madsen, O. S. (1995). Spectral wave-current bottom boundary layer flows. *Proceedings of the Coastal Engineering Conference*, 1, 384-398.
- Madsen, O. S. ., Poon, Y. K., & Graber, H. C. (1988). Spectral wave attenuation by bottom friction: theory. *Coastal Engineering Proceedings*, 21, 492-504. <https://doi.org/10.1061/9780872626874.035>
- Maggioni, F., Pujo-Pay, M., Aucan, J., Cerrano, C., Calcinai, B., Payri, C., Benzoni, F., Letourneur, Y., & Rodolfo-Metalpa, R. (2021). The Bouraké semi-enclosed lagoon (New Caledonia)- A natural laboratory to study the lifelong adaptation of a coral reef ecosystem to extreme environmental conditions. *Biogeosciences*, 18(18), 5117-5140. <https://doi.org/10.5194/bg-18-5117-2021>
- Mariño-Tapia, I., Silva-Casarín, R., Enriquez-Ortiz, C., Mendoza-Baldwin, E., Mancera, E. E., & Ruiz-Rentería, F. (2010). Wave transformation and wave-driven circulation on natural reefs under extreme hurricane conditions. *COASTAL ENGINEERING*. <https://doi.org/10.9753/icce.v32.waves.28>
- Martyr-Koller, R. C., Kernkamp, H. W. J., van Dam, A., van der Wegen, M., Lucas, L. V., Knowles, N., Jaffe, B., & Fregoso, T. A. (2017). Application of an unstructured 3D finite volume numerical model to flows and salinity dynamics in the San Francisco Bay-Delta. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 192, 86-107. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2017.04.024>
- Massel, S. R. (1989). Currents in coastal zone. En Elsevier Oceanography Series (Ed.), *Hydrodynamics Of Coastal Zones* (Vol. 48, pp. 253-275).
- Monismith, S. G., Herdman, L. M. M., Ahmerkamp, S., & Hench, J. L. (2013). Wave Transformation and Wave-Driven Flow across a Steep Coral Reef. *Journal of Physical Oceanography*, 43(7), 1356-1379. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-12-0164.1>

- Monismith, S. G., Rogers, J. S., Kowek, D., & Dunbar, R. B. (2015). Frictional wave dissipation on a remarkably rough reef. *Geophysical Research Letters*, *42*(10), 4063-4071. <https://doi.org/10.1002/2015GL063804>
- Montoya, R. D., Menendez, M., & Osorio, A. F. (2018). Exploring changes in Caribbean hurricane-induced wave heights. *Ocean Engineering*, *163*, 126-135. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2018.05.032>
- Moustapha, S., Chevalier, C., Sow, B., Pagano, M., & Devenon, J.-L. (2021). Coupled effects of tide and swell on water renewal in a meso-tidal channel lagoon: Case of the Toliara Lagoon (Madagascar). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, *259*, 107463. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.ecss.2021.107463>
- Nielsen, P. (1992). Coastal bottom boundary layers and sediment transport. *Advanced Series on Ocean Engineering*, *4*, 299-308.
- Niepel, A., Bleninger, T., & Jirka, G. (2008). *Coupling of Hydrodynamic Models for Brine Discharge Analysis*. <https://www.researchgate.net/publication/228369390>
- Nortek. (2017). *The Comprehensive Manual: Part 2: Waves*. <https://support.nortekgroup.com/hc/en-us/articles/360029839331-The-Comprehensive-Manual-ADCP>
- Olarte, P. M. (2019). *Climatología del transporte potencial de sedimentos costeros inducido por oleaje en la Isla San Andrés*. Universidad Nacional de Colombia.
- Ortiz, J. C., Plazas, J. M., & 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*3(Figure 2), 557-568. <https://doi.org/10.2112/jcoastres-d-14-00072.1>
- Ortiz Royero, J. C., Plazas, J. M., & 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*(3), 557-568. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-14-00072.1>
- Osorio, A. F., Montoya, R. D., Ortiz, J. C., & Peláez, D. (2016). Construction of synthetic ocean wave series along the Colombian Caribbean Coast: A wave climate analysis. *Applied Ocean Research*, *56*, 119-131. <https://doi.org/10.1016/j.apor.2016.01.004>
- Osorio, A. F., Santiago Peláez-Zapata, D., Guerrero-Gallego, J., Álvarez-Silva, O., David Osorio-Cano, J., Toro, F. M., & Giraldo, A. (2014). Hidrodinámica aplicada a la gestión y la conservación de ecosistemas marinos y costeros: Isla Gorgona, Océano Pacífico Colombiano. En *Rev. Biol. Trop. (Int. J. Trop. Biol. ISSN (Vol. 62)*.
- Osorio-Cano, J. D., Alcérreca-Huerta, J. C., Osorio, A. F., & Oumeraci, H. (2018). CFD modelling of wave damping over a fringing reef in the Colombian Caribbean. *Coral Reefs*, *37*(4), 1093-1108. <https://doi.org/10.1007/s00338-018-1736-4>

- Pérez-Santos, I., Garcés-Vargas, J., Schneider, W., Ross, L., Parra, S., & Valle-Levinson, A. (2014). *Double-diffusive layering and mixing in Patagonian fjords*. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.03.012>
- Piccolo, M. C. (2021). Chapter 12 - Effects of rainfall extreme events on coastal marine ecosystems. En J. Rodrigo-Comino (Ed.), *Precipitation* (pp. 261-285). Elsevier. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-12-822699-5.00024-0>
- Piecuch, C. G., & Ponte, R. M. (2012). Buoyancy-driven interannual sea level changes in the southeast tropical Pacific. *Geophysical Research Letters*, *39*(5). <https://doi.org/10.1029/2012GL051130>
- 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>
- Ricaurte, C., Morales, D. F., Coca, O., Bastidad, M. L., & Romero, D. A. (2015). Erosión costera en la isla de san andrés informe técnico final. *Invemar*, *72*.
- Rogers, J. S., Monismith, S. G., Kowek, D. A., & Dunbar, R. B. (2016). Wave dynamics of a Pacific Atoll with high frictional effects. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *121*, 350-367. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20224>
- Soliman, M. N., Guen, F. Z., Ahmed, S. A., Saleem, H., Khalil, M. J., & Zaidi, S. J. (2021). Energy consumption and environmental impact assessment of desalination plants and brine disposal strategies. *Process Safety and Environmental Protection*, *147*, 589-608. <https://doi.org/10.1016/j.psep.2020.12.038>
- Spall, M. A. (2002). Wind- and buoyancy-forced upper ocean circulation in two-strait marginal seas with application to the Japan/East Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *107*(C1), 6-1. <https://doi.org/10.1029/2001JC000966>
- Stevens, C., Ward, B., Law, C., & Walkington, M. (2010). *Surface layer mixing during the SAGE ocean fertilization experiment*. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2010.10.017>
- Sun, Z., Xu, D., Liu, X., Zhang, H., & Cai, Z. (2021). Observation and simulation of wind waves near a typical reef lagoon in South China Sea. *Journal of Hydrodynamics*, *33*(1), 24-32. <https://doi.org/10.1007/s42241-021-0010-3>
- Taebi, S., Lowe, R. J., Pattiaratchi, C. B., Ivey, G. N., & Symonds, G. (2012). A numerical study of the dynamics of the wave-driven circulation within a fringing reef system. *Ocean Dynamics*, *62*(4), 585-602. <https://doi.org/10.1007/s10236-011-0514-4>
- Telesford, J. N. (2021). Critiquing «islandness» as immunity to COVID-19: A case exploration of the Grenada, Carriacou and Petite Martinique archipelago in the Caribbean region. *Island Studies Journal*, *16*(1), 308-324. <https://doi.org/10.24043/isj.155>

- Thomas, Y. F., Nicolae-Lerma, A., & Posada, B. (2012). Atlas climatológico del Mar Caribe Colombiano. En *Serie de Publicaciones especiales* (Número 25).
- Tippins, D., & Tomczak, M. (2003). Meridional Turner angles and density compensation in the upper ocean. *Ocean Dynamics*, *53*(4), 332-342. <https://doi.org/10.1007/s10236-003-0056-5>
- Troost, T. A., de Kluijver, A., & Los, F. J. (2014). Evaluation of eutrophication variables and thresholds in the Dutch North Sea in a historical context — A model analysis. *Journal of Marine Systems*, *134*, 45-56. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2014.01.015>
- Valle-Levinson, A. (2022a). Introduction and Classification. En A. Valle-Levinson (Ed.), *Introduction to Estuarine Hydrodynamics* (pp. 5-7). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781108974240.004>
- Valle-Levinson, A. (2022b). Tides in Semienclosed Basins. En A. Valle-Levinson (Ed.), *Introduction to Estuarine Hydrodynamics* (pp. 27-50). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781108974240.004>
- Valle-Levinson, A. (2022c). Wind-Driven Flows in Homogeneous, Semienclosed Basins. En A. Valle-Levinson (Ed.), *Introduction to Estuarine Hydrodynamics* (pp. 84-97). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781108974240.004>
- van der Boog, C. G., Dijkstra, H. A., Pietrzak, J. D., & Katsman, C. A. (2021). Double-diffusive mixing makes a small contribution to the global ocean circulation. *Communications Earth & Environment*, *2*(1), 46. <https://doi.org/10.1038/s43247-021-00113-x>
- Velásquez, C. (2020). The 2016 Water Crisis in San Andres Island: An Opportunity for Change? *Ciencia Política*, *15*(29), 73-109. <https://doi.org/10.15446/cp.v15n29.86373>
- Walstra, D. J. R., Roelvink, J. A., & Groeneweg, J. (2000). Calculation of Wave-Driven Currents in a 3D Mean Flow Model. *Coastal Engineering*, 1050-1063. [https://doi.org/10.1061/40549\(276\)81](https://doi.org/10.1061/40549(276)81)
- Winter, G., Van Dongeren, A., De Schipper, M., & Van Thiel De Vries, J. (2012). A FIELD AND NUMERICAL STUDY INTO RIP CURRENTS IN WIND-SEA DOMINATED ENVIRONMENTS. *Coastal Engineering Proceedings*, *1*(33), currents.36. <https://doi.org/10.9753/icce.v33.currents.36>
- Yamano, H., Kayanne, H., Yonekura, N., Nakamura, H., & Kudo, K. (1998). Water circulation in a fringing reef located in a monsoon area: Kabira Reef, Ishigaki Island, Southwest Japan. *Coral Reefs*, *17*(1), 89-99. <https://doi.org/10.1007/s003380050101>
- Yao, Y., Huang, Z., He, W., & Monismith, S. G. (2018). Wave-induced setup and wave-driven current over Quasi-2DH reef-lagoon-channel systems. *Coastal Engineering*, *138*, 113-125. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2018.04.009>

- Yao, Y., Liu, Y., Chen, L., Deng, Z., & Jiang, C. (2020). *Study on the wave-driven current around the surf zone over fringing reefs*. <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2020.106968>
- You, Y. (2002). A global ocean climatological atlas of the Turner angle: implications for double-diffusion and water-mass structure. En *Deep-Sea Research I* (Vol. 49).
- Zea, S., Geister, J., Garzon-Ferreira, J., & Diaz, J. M. (1998). Biotic changes in the reef complex of San Andres Island (Southeastern Caribbean Sea, Columbia) occurring over three decades. *Atoll Research Bulletin*, 456(456), 1-30. <https://doi.org/10.5479/si.00775630.456.1>
- Zheng, J., Yao, Y., Chen, S., Chen, S., & Zhang, Q. (2020). *Laboratory study on wave-induced setup and wave-driven current in a 2DH reef-lagoon-channel system*. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2020.103772>