



**Identificación de procesos hidrodinámicos por medio de un modelo numérico idealizado en la zona centro del golfo de Urabá.**

José Manuel Zapata Pico

Trabajo de grado presentado para optar al título de Oceanógrafo

Director

Vladimir G. Toro Valencia, Doctor (PhD) en Oceanografía Física

Asesores

Liliana Velásquez Montoya, Doctor (PhD) en Ingeniería Civil

Carlos A. Palacio Tobón, Doctor (PhD) en Ingeniería

Víctor J. Saavedra Mejía, Doctor (PhD) en Ingeniería en Recursos Hidráulicos

Universidad de Antioquia  
Corporación Académica Ambiental  
Oceanografía  
Turbo, Antioquia, Colombia  
2024

Cita	(Zapata Pico, 2024)
Referencia	Zapata Pico, J., M. (2024). <i>Identificación de procesos hidrodinámicos por medio de un modelo numérico idealizado en la zona centro del golfo de Urabá.</i>
Estilo APA 7 (2020)	[Trabajo de grado profesional]. Universidad de Antioquia, Turbo, Colombia.

---



Corporación Académica Ambiental (CAA).



Biblioteca Sede Ciencias del Mar (Turbo)

**Repositorio Institucional:** <http://bibliotecadigital.udea.edu.co>

Universidad de Antioquia - [www.udea.edu.co](http://www.udea.edu.co)

El contenido de esta obra corresponde al derecho de expresión de los autores y no compromete el pensamiento institucional de la Universidad de Antioquia ni desata su responsabilidad frente a terceros. Los autores asumen la responsabilidad por los derechos de autor y conexos.

### **Agradecimientos**

Quiero expresar mi más sincero agradecimiento a mi familia y amigos por el incondicional y valioso acompañamiento que me brindaron durante todo el proceso de desarrollo de mi tesis. Su apoyo, comprensión y aliento fueron pilares fundamentales que me permitieron superar los retos y desafíos que surgieron a lo largo de esta etapa académica. Asimismo, deseo reconocer el invaluable respaldo de mis excelentes asesores y director de tesis, quienes siempre creyeron en mí y me brindaron orientación académica de la más alta calidad. En particular, quiero destacar a la profesora Liliana Velásquez por la confianza depositada en mí y por sus sugerencias de excelencia; al profesor Vladimir Toro por fortalecer mi pasión por la Oceanografía Física y por acompañarnos siempre en todo nuestro proceso profesional; al profesor Víctor Saavedra por su constante disponibilidad y sabios consejos y al profesor Carlos Palacio por sus correcciones y apreciaciones que han enriquecido mi amor por esta rama de la oceanografía. También agradezco a Juan David Ruiz por su apoyo y consejos en programación y redacción, a los semilleros de investigación SEMOCEA y SINO por permitirme ser parte de su maravilloso equipo y trabajar en conjunto en distintos talleres y actividades, al proyecto PIMECLA por confiar en mis destrezas y recibirme en su grupo de trabajo y a la Universidad de Antioquia por brindarme excelentes espacios y contar con profesores de tan alta calidad. Este logro no habría sido posible sin el respaldo de cada uno de ustedes.

¡Gracias por ser parte fundamental en este importante capítulo de mi vida!

**Tabla de contenido**

Glosario .....	10
Resumen .....	13
Abstract .....	14
1. Introducción .....	15
2. Objetivos .....	18
2.1. Objetivo general .....	18
2.2. Objetivos específicos.....	18
3. Área de Estudio y Metodología.....	19
3.1. Área de estudio.....	19
3.2. Descripción del modelo numérico.....	20
3.2.1. Sistema de coordenadas sigma.....	20
3.2.2. Ecuación de presión hidrostática .....	21
3.3.3. Ecuación de continuidad .....	22
3.2.4. Ecuación de momentum.....	23
3.3. Diseño de mallas y batimetría idealizada.....	23
3.4. Casos idealizados .....	25
3.5. Configuración y calibración numérica .....	26
3.5.1. Variación del coeficiente de reflexión Alpha ( $s_2$ ): .....	27
3.5.2. Fraccionamiento de frontera abierta: .....	28
3.6. Proporción de cortes verticales y localización de boyas virtuales .....	28
3.6.1. Transecto latitudinal: .....	28
3.6.2. Transecto longitudinal: .....	28
3.7. Procedimiento para la modelación y el análisis de los resultados.....	29
4.1. Estabilización y calibración numérica.....	33

4.2. Hidrodinámica regional.....	36
4.2.1. Dinámica mareal.....	37
4.2.2. Magnitud de la descarga del río.....	38
4.2.3. Cambio en la pendiente del fondo.....	41
4.2.4. Variación de la constricción.....	44
4.2.5. Caudal del río y constricción.....	49
4.2.6. Condiciones de resalto hidráulico.....	50
5. Referencias.....	58
6. Anexos.....	61

### Lista de tablas

<b>Tabla 1</b> Casos realizados con parámetros modificados.....	25
<b>Tabla 2</b> Armónicos de marea parametrizados.....	26
<b>Tabla 3</b> Respuesta de los casos ante la variación del coeficiente $s_2$ .....	36

## Lista de figuras

<b>Figura 1</b> Zona de estudio.....	19
<b>Figura 2</b> Mallas computacionales en vista horizontal (a) y vertical (b).....	24
<b>Figura 3</b> (a) Batimetría computacional base y (b) geometría idealizada del delta.....	25
<b>Figura 4</b> Localización de resultados para un dominio de estudio sin constricción: (a) las boyas virtuales y (b) transectos.....	29
<b>Figura 5</b> Esquema de las variables usadas para la compuesta de Froude.....	30
<b>Figura 6</b> Serie mareal comprendida en (a) sicigia y (b) primera cuadratura (c) segunda cuadratura.....	32
<b>Figura 7</b> Desplazamiento de las componentes de velocidad $\xi$ y $\eta$ (azul) del vector de momentum (negro). Tomado de: (Deltares, 2021).....	33
<b>Figura 8</b> Vista en planta y serie temporal del caso con constricción de 10 km, con un paso en tiempo de (a) 0.5 minutos y (b) 0.1 minutos.....	34
<b>Figura 9</b> Series temporales de las boyas que relacionan la magnitud de la corriente frente a coeficientes de reflexión $\alpha s^2$ de 1000 (línea negra) y 10000 (línea azul) para el caso 7.....	35
<b>Figura 10</b> Vista en planta de las magnitudes y direcciones del flujo promediado en las (a) pleamares y (b) bajamares.....	37
<b>Figura 11</b> Vista en planta de las magnitudes y direcciones del flujo considerando un caudal de (a) 4000 m <sup>3</sup> /s, (b) 2000 m <sup>3</sup> /s y (c) 6000 m <sup>3</sup> /s.....	39
<b>Figura 12</b> Perfiles de velocidad (v) correspondientes al caso con un caudal de (a) 4000 m <sup>3</sup> /s, (b) 2000 m <sup>3</sup> /s y (c) 6000 m <sup>3</sup> /s para los días que presentaron mayor y menor correlación (días 17 y 23 respectivamente).....	40
<b>Figura 13</b> Vista en perfil de la velocidad (v) y salinidad para los casos con profundidad máxima de: (a - b) 30 m y (c - d) 70 m respectivamente.....	42
<b>Figura 14</b> Perfiles promedio de la velocidad (v) para los casos con profundidad máxima de 30 m (línea azul) y 70 m (línea verde), comprendidos en las cuadraturas (a - f) y sicigias (b - c - d - e).....	43
<b>Figura 15</b> Vista en planta de las magnitudes y direcciones del flujo para constricciones de (a) 20 km, (b) 15 km y (c) 10 km.....	45

---

<b>Figura 16</b> Perfil latitudinal de la magnitud y dirección de las corrientes para constricciones de (a) 20 km, (b) 15 km y (c) 10 km. ....	46
<b>Figura 17</b> Perfil longitudinal de la magnitud y dirección de las corrientes para constricciones de (a) 20 km, (b) 15 km y (c) 10 km. ....	47
<b>Figura 18</b> Perfiles promedio de la velocidad (v) para constricciones de (línea azul) 20 km, (línea verde) 15 km y (línea roja) 10 km, para momentos de cuadraturas (a - f) y sicigias (b - c - d - e). ....	48
<b>Figura 19</b> Vista en planta de las magnitudes y direcciones del flujo para constricciones de 10 km y caudales de (a) 0 m <sup>3</sup> /s y (b) 4000 m <sup>3</sup> /s. ....	49
<b>Figura 20</b> Perfil latitudinal de la magnitud y dirección de las corrientes flujo para constricciones de 10 km y caudales de (a) 0 m <sup>3</sup> /s y (b) 4000 m <sup>3</sup> /s. ....	50
<b>Figura 21.</b> Compuesta de Froude evaluada en un transecto latitudinal sur – norte para las cuadraturas (a - f) y sicigias (b - c - d - e). ....	52
<b>Figura 22</b> Frecuencia boyante evaluada en un transecto latitudinal sur – norte para las cuadraturas (a - f) y sicigias (b - c - d - e). ....	53

## Lista de anexos

<b>Anexo A</b> Perfil de salinidad empleado como condición inicial de la frontera norte .....	61
<b>Anexo B</b> <i>Series temporales de las boyas virtuales que relacionan la magnitud de la corriente frente a coeficientes de reflexión alpha <math>s_2</math> de 1000 (línea negra) y 10000 (línea azul) para el caso 1.</i> .....	61
<b>Anexo C</b> <i>Series temporales de las boyas virtuales que relacionan la magnitud de la corriente frente a coeficientes de reflexión alpha <math>s_2</math> de 1000 (línea negra) y 10000 (línea azul) para el caso 2.</i> .....	62
<b>Anexo D</b> <i>Series temporales de las boyas virtuales que relacionan la magnitud de la corriente frente a coeficientes de reflexión alpha <math>s_2</math> de 1000 (línea negra) y 10000 (línea azul) para el caso 3.</i> .....	62
<b>Anexo E</b> <i>Series temporales de las boyas virtuales que relacionan la magnitud de la corriente frente a coeficientes de reflexión alpha <math>s_2</math> de 1000 (línea negra) y 10000 (línea azul) para el caso 5.</i> .....	63
<b>Anexo F</b> <i>Series temporales de las boyas virtuales que relacionan la magnitud de la corriente frente a coeficientes de reflexión alpha <math>s_2</math> de 1000 (línea negra) y 10000 (línea azul) para el caso 6.</i> .....	63
<b>Anexo G</b> <i>Series temporales de las boyas virtuales que relacionan la magnitud de la corriente frente a coeficientes de reflexión alpha <math>s_2</math> de 1000 (línea negra) y 10000 (línea azul) para el caso 7.</i> .....	64
<b>Anexo H</b> <i>Series temporales de las boyas virtuales que relacionan la magnitud de la corriente frente a coeficientes de reflexión alpha <math>s_2</math> de 1000 (línea negra) y 10000 (línea azul) para el caso 8.</i> .....	64
<b>Anexo I</b> <i>Series temporales de las boyas virtuales que relacionan la magnitud de la corriente frente a coeficientes de reflexión alpha <math>s_2</math> de 1000 (línea negra) y 10000 (línea azul) para el caso 9.</i> .....	65
<b>Anexo J</b> <i>Series temporales de las boyas virtuales que relacionan la magnitud de la corriente frente a coeficientes de reflexión alpha <math>s_2</math> de 1000 (línea negra) y 10000 (línea azul) para el caso 12.</i> .....	65
<b>Anexo K</b> <i>Series temporales de las boyas virtuales que relacionan la magnitud de la corriente frente a coeficientes de reflexión alpha <math>s_2</math> de 1000 (línea negra) y 10000 (línea azul) para el caso 13.</i> .....	66

## Glosario

**COMPONENTE MERIDIONAL:** Dirección norte – sur de las corrientes, a lo largo de la longitud. Estas corrientes fluyen desde latitudes altas hacia latitudes bajas o viceversa, a lo largo de los meridianos (Jáuregui, 2003).

**COMPONENTE ZONAL:** Dirección este – oeste en la que fluyen las corrientes a lo largo de la latitud. Es decir, las corrientes zonales fluyen paralelas al ecuador terrestre, ya sea de este a oeste o de oeste a este (Jáuregui, 2003).

**CUADRATURA (MAREA):** Cuando la Luna forma un ángulo de 90 grados con la alineación de la Tierra y el Sol, los efectos gravitacionales de la Luna y el Sol no se combinan, lo que resulta en una amplitud de marea mínima. Durante este período, las pleamares son más bajas de lo usual y las bajamares son más altas de lo normal. También llamada Mareas Muertas (Cadena, 2012).

**CUÑA SALINA ESTUARINA:** Corresponde a un fenómeno particular en la columna de agua de un estuario cuando la descarga del río es suficiente para mantener un fuerte gradiente entre el agua dulce y el agua salada a pesar de la mezcla que pueden producir las mareas, el oleaje y el viento (Geyer & Farmer, 1989).

**FLUJO SUBCRÍTICO:** Tipo de flujo que se caracteriza por presentar magnitudes de velocidad bajas en zonas de mucha profundidad.

**FLUJO SUPERCRÍTICO:** Tipo de flujo que se caracteriza por presentar magnitudes de velocidad altas en zonas de poca profundidad.

**FRONTERAS COMPUTACIONALES:** Corresponden a los segmentos del dominio de modelación por donde se evaluarán diferentes condiciones numéricas, subdividiéndose en dos tipos de fronteras:

**FRONTERAS ABIERTAS:** Son aquellos segmentos donde se van a resolver las ecuaciones del modelo numérico. Generalmente estas fronteras se suelen llamar fronteras húmedas ya que se encuentran localizadas en una porción del dominio por donde hay constantemente agua (marina o continental).

**FRONTERAS CERRADAS:** Son aquellos segmentos del dominio del modelo numérico en los cuales no se resolverá ninguna ecuación (franja costera o continental). Al contrario que las fronteras abiertas, estas fronteras suelen ser llamadas fronteras secas, ya que durante toda la

simulación su límite siempre estará sobre el nivel del mar (a excepción de los modelos que integran el análisis de cotas de inundación).

**HALOCLINA:** Región en la columna de agua de mar donde la salinidad aumenta o disminuye drásticamente (gradiente), generando consigo una región o frontera donde se estratifican o separan dos masas de agua (Bourgain & Gascard, 2011).

**HIDRODINÁMICA:** Rama de la física que estudia los fluidos en movimiento, y el efecto modulador de este movimiento sobre los patrones generales del medio donde esté presente en la naturaleza (Tironi *et al.*, 2014). Dependiendo del lugar donde se esté evaluando, la hidrodinámica presentará procesos y forzadores que serán más determinantes que otros (marea, corrientes, oleaje, transporte de sedimentos, etc.).

**MAREA:** Ascenso y descenso del nivel del mar ocasionado por procesos meteorológicos (vientos y la presión atmosférica) y principalmente por procesos astronómicos (fuerzas gravitacionales entre el sol, la luna y la tierra) (Higuita & Quintana, 2020).

**MAREA DIURNA:** Variación del nivel de marea que se caracteriza por presentar un pico de alta y baja marea durante 24 h.

**MAREA SEMIDIURNA MIXTA:** Variación del nivel de marea caracterizado por presentar dos picos de marea alta y baja en 24 h. Sin embargo, un pico es más alto respecto al otro debido al debilitamiento de la onda de marea; y dos picos de marea baja donde, al igual que los picos máximos, uno es más bajo respecto al otro.

**MAREA SEMIDIURNA:** Variación del nivel de marea caracterizado por presentar dos picos de marea alta y dos picos de marea baja durante 24 h. Cada pico se presenta aproximadamente cada 12 horas y 25 minutos.

**MODELO NUMÉRICO:** Herramienta que mediante postulados y formulaciones matemáticas buscan resolver mediante ecuaciones la dinámica o comportamiento de un fenómeno natural (Hardesty *et al.*, 2017). Concretamente, el modelo numérico que se utilizará en este estudio resuelve las ecuaciones de gobierno y ecuaciones de flujo, con las cuales se pueden simular y entender la hidrodinámica oceánica y cerca de la línea de costa (Deltares, 2021).

**MOMENTUM:** Se define como la cantidad de movimiento de un objeto y se calcula como el producto de la masa y la velocidad de dicho objeto. Según el principio de conservación del momentum, en un sistema cerrado, la cantidad total de momentum se conserva, lo que significa

que la suma de los momentum antes de un evento es igual a la suma de los momentum después del evento (Bryce & MacMillan, 2009).

**NÚMEROS ADIMENSIONALES:** En mecánica de fluidos, son aquellos que determinan las características de un fluido en función de la relación entre variables. En nuestro caso, la relación entre la fuerza de inercia y el producto o cociente de otras fuerzas como la fuerza viscosa, de gravedad, de tensión superficial, elástica o de presión (Ruzicka, 2008).

**RESALTO HIDRÁULICO:** Fenómeno físico generado cuando una corriente pasa drásticamente de ser supercrítica a subcrítica o cuando existe la convergencia entre estos dos tipos de flujos (Montoya *et al.*, 1999).

**SICIGIA:** Corresponde al instante en que la Tierra, la Luna y el Sol se alinean y con ello se combinan las fuerzas gravitacionales, lo que ocasiona mareas de mayor amplitud; resultando en pleamares más altas y bajamares más bajas de lo habitual. También llamada Mareas Vivas (Cadena, 2012).

## Resumen

Los patrones de circulación en superficie y en la columna de agua son de gran interés desde el punto de vista ambiental, toda vez que esta dinámica modula procesos como la circulación de nutrientes, sedimentos y contaminantes en los ambientes costeros. Una de las principales herramientas para representar estos procesos son los modelos numéricos, los cuales facilitan el entendimiento de la hidrodinámica abarcando escalas espacio temporales mayores a las que se podrían cubrir con datos de campo. Particularmente, en el golfo de Urabá (Colombia) cerca del delta del Río Atrato, se tienen condiciones como altas descargas ( $\approx 4900 \text{ m}^3/\text{s}$ ), micromareas ( $\approx 40 \text{ cm}$ ) y vientos de gran intensidad entre diciembre y abril ( $> 9 \text{ m/s}$ ) que hacen compleja la hidrodinámica regional. Esta investigación tuvo como objetivo implementar el modelo numérico Delft3D, mediante la idealización de las principales características morfológicas y las condiciones de frontera del golfo de Urabá, con el fin de avanzar en el conocimiento de procesos hidrodinámicos en la zona del delta del Río Atrato. Los resultados mostraron la formación de un resalto hidráulico en el escalón del delta, generado por el encuentro entre un flujo supercrítico y superficial (descarga del Río Atrato); y un flujo subcrítico y profundo (onda de marea). En general, se identificaron cuatro procesos hidrodinámicos relevantes, como corrientes anticiclónicas en la región sur ( $\approx 0.7 \text{ m/s}$ ); así como flujos de tres capas; cuñas salinas y resaltos hidráulicos en profundidad que aumentaron su magnitud al implementar un mayor caudal de río o longitud del delta.

*Palabras clave:* Golfo de Urabá, modelo numérico, hidrodinámica, estuario, Río Atrato

### Abstract

Circulation patterns on the surface and the water column are of great interest from an environmental point of view, since this dynamic modulates processes such as the circulation of nutrients, sediments, and pollutants in coastal environments. One of the main tools to represent these processes are numerical models, which facilitate the understanding of hydrodynamics at space-time scales greater than those that could be covered with field data. Particularly, in the Gulf of Urabá (Colombia) near the Atrato River delta, there are conditions such as high discharges ( $\approx 4900 \text{ m}^3/\text{s}$ ), micro tides ( $\approx 40 \text{ cm}$ ) and high intensity winds between December and April ( $> 9 \text{ m/s}$ ) that make regional hydrodynamics complex. This research aimed to implement the Delft3D numerical model, through the idealization of the main morphological characteristics and boundary conditions of the Gulf of Urabá, to advance the knowledge of hydrodynamic processes in the Atrato River delta area. The results showed the formation of a hydraulic jump in the delta step, generated by the encounter between a supercritical and superficial flow (discharge of the Atrato River); and a subcritical and deep flow (tidal wave). In general, four relevant hydrodynamic processes are identified, such as anticyclonic currents in the southern region ( $\approx 0.7 \text{ m/s}$ ); as well as three-layer flows; saline wedges and hydraulic jumps in depth that will increase their magnitude by implementing a greater river flow or delta length.

*Keywords:* Gulf of Urabá, numerical model, hydrodynamics, estuary, Rio Atrato

## 1. Introducción

La hidrodinámica oceánica está modulada por diversos fenómenos físicos entre los cuales se encuentran la marea, el viento, el oleaje, el caudal de los ríos y la geoforma de las fronteras y del fondo (Putzu, 2019). La determinación de sus patrones generales permite el entendimiento y la toma de decisiones frente a eventos, tanto naturales como antrópicos, que puedan presentarse directamente en las zonas costeras (*e.g.* Molina, 1994; Lonin, 2002; Hauser, 2020). Concretamente, los procesos hidrodinámicos que se generan en la columna de agua (como corrientes, ondas internas, advección, surgencia y resaltos hidráulicos) son de gran relevancia desde el punto de vista ambiental, ya que estos regulan la disponibilidad de nutrientes y oxígeno en los ambientes costeros (Salas-Monreal *et. al*, 2012). Así mismo, modulan patrones de circulación de sedimentos y contaminantes presentes en el medio (*e.g.* Toro-Botero, 2008), por lo que para comprender la dinámica y la calidad de un cuerpo de agua se hace indispensable entender los procesos hidrodinámicos que se generan en los sistemas marino-costeros.

Una de las principales herramientas para estimar y/o representar estos procesos oceanográficos son los modelos numéricos, los cuales abarcan escalas espacio temporales mayores a las que se podrían cubrir con datos de campo. En general existen múltiples modelos hidrodinámicos que permiten simular los flujos y procesos físicos que se generan en la columna de agua (*e.g.* ROMS, Delft3D & ELCOM). Concretamente, Delft3D es un conjunto de programas para la modelación hidrodinámica, sedimentológica y de calidad del agua en tres dimensiones, desarrollado por la Universidad Tecnológica Delft en Netherlands (Gallego, 2021). Cuenta con herramientas y módulos que permiten visualizar el comportamiento hidrodinámico, transporte de sedimentos, actualización morfológica y calidad de agua en ambientes fluviales costeros y estuarinos (Deltares, 2021) y permiten el estudio de procesos complejos como la turbulencia y los resaltos hidráulicos.

Es así como, Arevalo *et. al* (2022) implementaron este modelo en conjunto con mediciones in situ y evidenciaron la generación de un proceso hidrodinámico específico que se presentaba frente al delta del río Magdalena, el cual formaba una turbulencia considerable de hasta 10 m de profundidad en toda la columna de agua. Este fenómeno físico fue atribuido a un resalto hidráulico, el cual se produce principalmente por la convergencia de dos tipos de flujos (uno supercrítico frente a otro subcrítico). Esta convergencia se genera en ambientes estuarinos principalmente por la

diferencia de densidades de las masas de agua, por cambios en la morfología y/o pendiente batimétrica y por la rugosidad que se genera en el fondo por el tipo de sedimento (Montoya, 1999).

Particularmente, las características morfológicas de los golfos, bahías y fiordos facilitan la generación de múltiples procesos físicos en la columna de agua, toda vez que su forma y batimetría restringida permite una modificación directa de los flujos que circulan en el sistema (Morozov *et. al*, 2019). Así mismo, estos sitios se caracterizan por presentar condiciones estuarinas. Estas condiciones permiten la generación de procesos físicos en la columna de agua, debido a los gradientes de temperatura y densidad que surgen por el aporte de agua dulce desde el continente. Entre estos procesos se encuentran las cuñas salinas, corrientes de gravedad y las ondas internas (Honegger *et. al*, 2017).

Concretamente, el golfo de Urabá es un estuario que se encuentra ubicado entre los departamentos de Antioquia y Chocó. Este estuario está modulado por diversos forzantes océano-atmosféricos como lo son: la corriente del Mar Caribe, que ingresa al interior del golfo desde el extremo norte (Higuita & Quintana, 2020); la variabilidad climática que presenta vientos de alta intensidad entre diciembre y marzo, así como vientos débiles y fuertes precipitaciones entre mayo y noviembre debido a la posición meridional y septentrional que alcanza, respectivamente, la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) (Toro *et. al*, 2019); y finalmente la descarga del Río Atrato que predomina al interior del Golfo y en el costado este del mismo (Escobar & Carlos, 2011). En la zona del delta del Río Atrato se tienen condiciones que modifican directamente el patrón de circulación de las corrientes y la dinámica oceanográfica, como altas descargas ( $\approx 4900 \text{ m}^3/\text{s}$ ), micro mareas ( $\approx 40 \text{ cm}$ ) y vientos de gran intensidad entre diciembre y abril ( $> 10 \text{ m/s}$ ) (Toro *et. al*, 2019).

Al interior del golfo se han realizado diversas investigaciones enfocadas en la dinámica de este complejo sistema estuarino. Escobar & Velásquez (2018), llevaron a cabo 3 campañas de medición de las corrientes con equipos instalados en embarcación en la zona norte, centro y sur del golfo de Urabá, evidenciando una dinámica particular en las corrientes que entran y salen del sistema estuarino en la columna de agua; donde predominan flujos hacia el norte en el costado este del golfo y flujos hacia el sur en el costado oeste del golfo. Posteriormente, acoplaron estos datos al modelo numérico Delft3D con el fin de comprender, desde una perspectiva general, la hidrodinámica regional del golfo de Urabá.

Así mismo, Montoya & Toro (2006), calibraron y validaron el modelo hidrodinámico ELCOM en el golfo de Urabá, con la finalidad de estudiar los patrones de circulación del golfo y la influencia del Río Atrato en esta dinámica. Ellos obtuvieron patrones de circulación en el golfo de Urabá con errores de hasta 5.4%, donde se enfatiza en la necesidad de refinar la malla computacional frente al delta, toda vez que los procesos de estratificación y circulación allí presentes requieren un dominio fino para representar adecuadamente esta dinámica. Además, porque en esta región no se tiene suficiente claridad de los procesos de circulación que se generan en toda la columna de agua y su periodicidad en el tiempo, siendo los costos de las campañas de medición y las condiciones de turbidez y corrientes las principales limitantes para llevar a cabo este tipo de análisis.

Bajo estas premisas, esta investigación pretende realizar una primera aproximación al entendimiento de los procesos físicos que son generados por las características morfológicas y dinámicas del delta del Río Atrato en el golfo de Urabá a través de modelaciones idealizadas de las principales condiciones morfodinámicas de este estuario, empleando para ello el modelo numérico Delft3D. Además, se pretende responder la siguiente pregunta de investigación ¿Qué condiciones morfodinámicas son necesarias para generar un resalto hidráulico bajo escenarios idealizados de un estuario semicerrado con descarga lateral?

## **2. Objetivos**

### **2.1. Objetivo general**

Identificar los procesos hidrodinámicos en un estuario con descarga lateral a partir de un modelo numérico idealizado.

### **2.2. Objetivos específicos**

Implementar diferentes configuraciones morfodinámicas idealizadas bajo condiciones numéricas estables para determinar los campos de las corrientes verticales y horizontales en un estuario con descarga lateral.

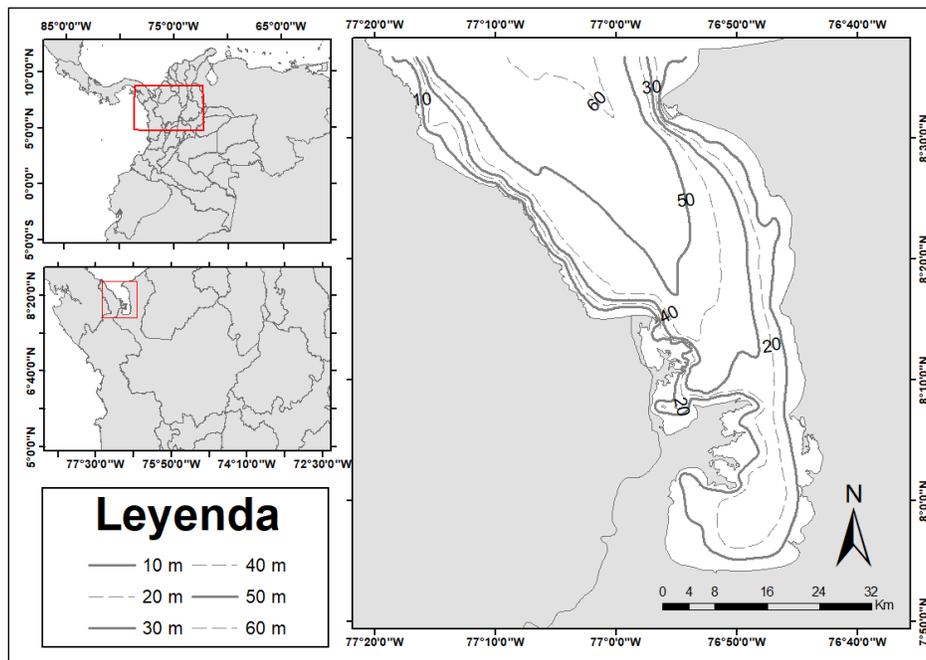
Asociar patrones hidrodinámicos simulados con posibles procesos físicos de resaltos hidráulicos, empleando para ello el análisis de la Compuesta de Froude y la Frecuencia Boyante.

### 3. Área de Estudio y Metodología

#### 3.1. Área de estudio

El golfo de Urabá se encuentra ubicado entre los departamentos de Antioquia, y Chocó (Figura 1). Se caracteriza por tener una dinámica marina modulada por la corriente del mar Caribe y por la descarga del Río Atrato que varía según la predominancia climática (Lonin & Vásquez, 2005). Así mismo, la dinámica atmosférica regional la componen los efectos del viento, el cual alcanza sus velocidades máximas de más de 10 m/s entre diciembre y marzo (Toro *et. al*, 2019). En términos de la onda de marea, esta tiene amplitudes máximas del orden de 20 a 30 cm, con un patrón semidiurno mixto (Higuita & Quintana, 2020).

**Figura 1**  
*Zona de estudio.*



El golfo de Urabá se caracteriza por presentar una morfología de golfo alargado en dirección norte-sur de aproximadamente 70 km, con un ancho promedio de 25 km (Vélez-Agudelo & Aguirre-Ramírez, 2016). Respecto a las profundidades se tienen en promedio 20 m frente al delta del Río Atrato, y máximas del orden de los 60 m en su extremo norte. Así mismo, el golfo presenta una constricción notable en la zona central con un largo y ancho aproximado de 20 km y 9 km,

respectivamente, producto del delta formado por el aporte de sedimentos del Río Atrato (11.3 x 106 ton\*año-1) (Restrepo & Kjerfve, 2004).

La descarga del Río Atrato presenta caudales máximos y promedios de 4900 y 2740 m<sup>3</sup>/s, respectivamente (Toro *et. al*, 2019). Los primeros se presentan en la época húmeda debido a las intensas precipitaciones las cuales muestran una variación anual entre 1410 y 4078 mm<sup>3</sup>\*año-1 (Campillo-Pérez, 2021). A su vez, el Río Atrato está constituido por 5 bocas principales (El Roto, Tarena, Matuntugo, Coco grande y Leoncito) de las cuales, según Roldán (2008), aproximadamente un 65% del caudal es aportado por El Roto y el otro 35% por las demás bocas.

### **3.2. Descripción del modelo numérico**

El modelo numérico empleado en este estudio fue el Delft3D, desarrollado por la Universidad Tecnológica Delft en Netherlands, el cual es un conjunto de programas que son usados para realizar procesos de modelación hidrodinámica, sedimentológica y de calidad del agua en tres dimensiones (Gallego, 2021). Integra diferentes herramientas y módulos que permiten visualizar el comportamiento hidrodinámico, transporte de sedimentos, actualización morfológica y calidad de agua en ambientes fluviales como ríos y lagos y marinos como costas y estuarios (Deltares, 2021).

Específicamente, se empleó el módulo Delft3D - FLOW, en el cual se pueden realizar simulaciones y cálculos hidrodinámicos del flujo y transporte de sedimentos tanto en dos como en tres dimensiones, por medio del forzamiento meteorológico y de la onda de marea. Delft3D-FLOW resuelve, a partir de una cuadrícula o malla finita, condiciones de frontera y un conjunto de ecuaciones diferenciales como lo son las ecuaciones de presión hidrostática y de continuidad, así como las ecuaciones de Navier-Stokes para fluidos incompresibles en condiciones de aguas poco profundas bajo los supuestos de Boussinesq (Deltares, 2021). A continuación, se describen las principales aproximaciones fisicomatemáticas que emplea el modelo:

#### **3.2.1. Sistema de coordenadas sigma**

La malla vertical consta de capas delimitadas por dos planos sigma ( $\sigma$ ) que no son estrictamente horizontales, sino que siguen la topografía del fondo y la superficie libre. Se establece una representación matemática de la distribución vertical de este arreglo, dada por:

$$\sigma = \frac{z - \zeta}{d + \zeta} = \frac{z - \zeta}{H} \quad (1)$$

Donde  $z$  es la coordenada vertical,  $\zeta$  es la elevación de la superficie libre sobre el plano de referencia (en  $z = 0$ ),  $d$  es la profundidad debajo del plano de referencia y  $H$  es la profundidad total del agua.

### 3.2.2. Ecuación de presión hidrostática

Bajo las condiciones de aguas poco profundas, la ecuación de momentum vertical se simplifica a una ecuación de presión hidrostática, sin considerar las aceleraciones verticales causadas por la flotabilidad y cambios abruptos en la topografía del fondo (Deltares, 2021):

$$\frac{\partial P}{\partial \sigma} = -g\rho H \quad (2)$$

Donde,  $P$  es la presión,  $g$  es la aceleración de la gravedad,  $\rho$  es la densidad del agua y  $H$  es la profundidad total del agua. Al integrar la ecuación de presión hidrostática se obtiene:

$$P = P_{atm} + gH \int_{\sigma}^0 \rho(\xi, \eta, \sigma', t) d\sigma' \quad (3)$$

Donde,  $P_{atm}$  es la presión atmosférica,  $\rho(\xi, \eta, \sigma', t)$  corresponde a la densidad evaluada en las coordenadas cartesianas curvilíneas  $\xi, \eta$ ; el sistema de coordenadas  $\sigma$  y el tiempo  $t$  respectivamente. En caso de presentar una densidad que no es uniforme, se utiliza la regla de Leibniz en la ecuación de estado, con el fin de considerar la influencia de salinidad y temperatura en el comportamiento de la densidad para toda la columna de agua, obteniendo así las siguientes expresiones para los gradientes de presión horizontales:

$$\frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\xi\xi}}} P_{\xi} = \frac{g}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial \zeta}{\partial \xi} + \frac{d+\zeta}{\rho_0 \sqrt{G_{\xi\xi}}} \int_{\sigma}^0 \left( \frac{\partial \rho}{\partial \xi} + \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial \xi} \right) d\sigma' \quad (4)$$

$$\frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\eta\eta}}} P_{\eta} = \frac{g}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \zeta}{\partial \eta} + \frac{d+\zeta}{\rho_0 \sqrt{G_{\eta\eta}}} \int_{\sigma}^0 \left( \frac{\partial \rho}{\partial \eta} + \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial \eta} \right) \partial \sigma' \quad (5)$$

Donde  $\sqrt{G_{\xi\xi}}$  y  $\sqrt{G_{\eta\eta}}$  transforman coordenadas curvilíneas  $(\xi, \eta)$  a rectangulares  $(x, y)$ .

### 3.3.3. Ecuación de continuidad

La ecuación de continuidad promediada en profundidad surge de la integración de la ecuación de continuidad para fluidos incompresibles ( $\nabla \cdot \vec{u} = 0$ ) a lo largo de la profundidad total (Deltares, 2021) y se expresa como:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi} \sqrt{G_{\eta\eta}}}} \frac{\partial((d+\zeta)U\sqrt{G_{\eta\eta}})}{\partial \xi} + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi} \sqrt{G_{\eta\eta}}}} \frac{\partial((d+\zeta)V\sqrt{G_{\xi\xi}})}{\partial \eta} = (d + \zeta)Q \quad (6)$$

Donde  $U$  y  $V$  son las velocidades promedio en el fondo para direcciones  $x, y$  respectivamente:

$$U = \frac{1}{d+\zeta} \int_d^{\zeta} u \, dz = \int_{-1}^0 u \, d\sigma \quad (7)$$

$$V = \frac{1}{d+\zeta} \int_d^{\zeta} v \, dz = \int_{-1}^0 v \, d\sigma \quad (8)$$

Además,  $Q$  representa los aportes por unidad de área de alguna descarga o captación de agua, precipitación y evaporación en el dominio:

$$Q = \int_{-1}^0 (q_{in} - q_{out}) \, d\sigma + P - E \quad (9)$$

Donde  $q_{in} - q_{out}$  son las fuentes y sumideros locales de agua respectivamente,  $P$  es la fuente no local de precipitación y  $E$  es el sumidero no local debido a la evaporación.

### 3.2.4. Ecuación de momentum

Las ecuaciones de momentum para los flujos horizontales ( $\xi, \eta$ ) de las velocidades ( $u, v$ ) son:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial u}{\partial \xi} + \frac{v}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial v}{\partial \eta} + \frac{w}{d+\zeta} \frac{\partial u}{\partial \sigma} - \frac{v^2}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\eta\eta}}}{\partial \xi} + \frac{uv}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\xi\xi}}}{\partial \eta} - fv = -\frac{1}{\rho_0\sqrt{G_{\xi\xi}}} P_\xi + F_\xi + \frac{1}{(d+\zeta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \nu_v \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) + M_\xi \quad (10)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial u}{\partial \xi} + \frac{v}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial v}{\partial \eta} + \frac{w}{d+\zeta} \frac{\partial v}{\partial \sigma} - \frac{u^2}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\xi\xi}}}{\partial \eta} + \frac{uv}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\eta\eta}}}{\partial \xi} + fv = -\frac{1}{\rho_0\sqrt{G_{\eta\eta}}} P_\eta + F_\eta + \frac{1}{(d+\zeta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \nu_v \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) + M_\eta \quad (11)$$

Donde,  $\nu_v$  es el coeficiente de viscosidad vertical (Eddy),  $P_\xi - P_\eta$  los gradientes de presión,  $F_\xi - F_\eta$  las fuerzas que representan las inestabilidades horizontales de Reynolds y  $M_\xi - M_\eta$  las contribuciones debidas a fuentes externas de momentum. Finalmente, la ecuación de momentum para los flujos verticales ( $\zeta$ ) de la velocidad ( $w$ ) está dada por:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial((d+\zeta)u\sqrt{G_{\eta\eta}})}{\partial \xi} + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial((d+\zeta)v\sqrt{G_{\xi\xi}})}{\partial \eta} + \frac{\partial w}{\partial \sigma} = (d+\zeta)(q_{in} - q_{out}) \quad (12)$$

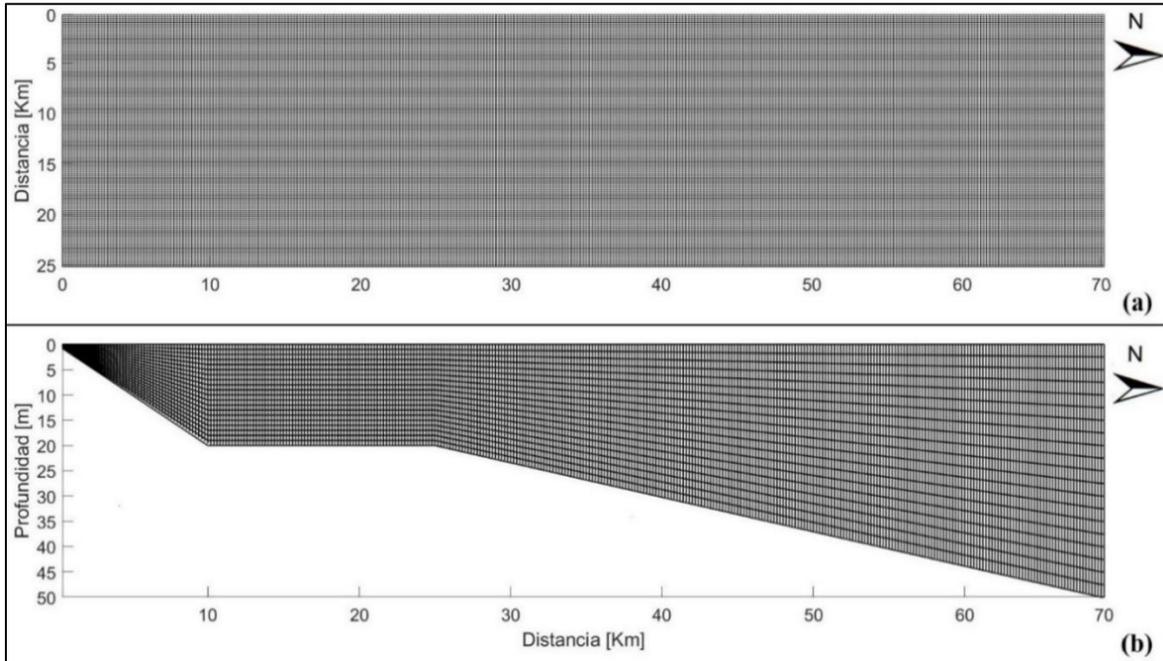
### 3.3. Diseño de mallas y batimetría idealizada

Inicialmente, se diseñó una malla estructurada teniendo en cuenta la escala espacial del golfo de Urabá, con una resolución de 70 km de extensión latitudinal por 25 km de extensión longitudinal, con celdas de 200 x 200 m (Figura 2a). Esta malla define el espacio bidimensional donde se van a resolver las ecuaciones de flujo.

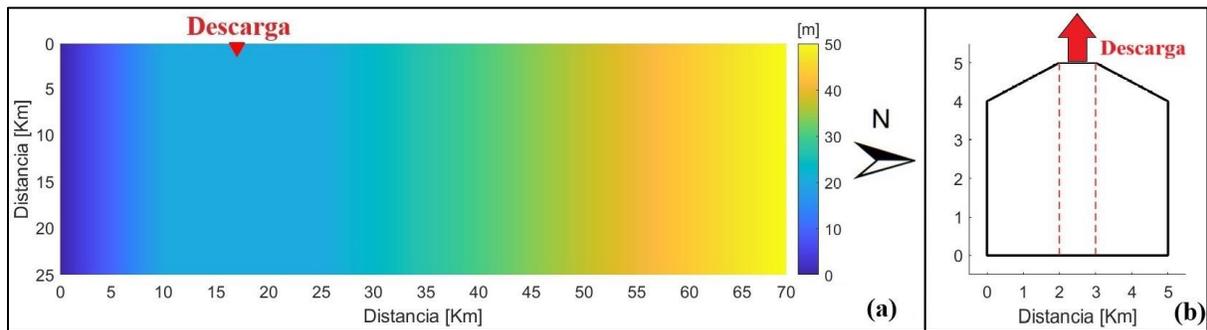
Posteriormente, para definir el espacio tridimensional por donde se propagan las corrientes en toda la columna de agua, se diseñó una malla vertical en coordenadas sigma de 20 capas. Estas variaron en una proporción con respecto al fondo batimétrico del 5% (Figura 2b).

**Figura 2**

*Mallas computacionales en vista horizontal (a) y vertical (b).*



Posteriormente, se generó una batimetría con profundidades que variaron linealmente entre 0 a 20 m entre los primeros 10 km, luego 20 m constantes entre los 10 y 25 km y finalmente, una variación lineal de 20 a 70 m de profundidad entre los 25 km y 70 km de distancia. Este ajuste a la batimetría se realizó con la finalidad de establecer el escalón típico que se genera en el golfo de Urabá frente al delta del Río Atrato y para visualizar la sensibilidad que presenta el flujo ante el cambio de esta pendiente. Adicionalmente, se estableció la geometría del delta del Río Atrato (Figura 3b) para los respectivos casos con los que se evaluó la sensibilidad del flujo ante una mayor o menor constricción. Esta geometría se estableció de tal forma que se adaptó al ancho aproximado del delta del Río Atrato, ya que la descarga del río en cada una de las simulaciones se propaga exclusivamente a lo largo de un kilómetro desde la frontera oeste.

**Figura 3**(a) *Batimetría computacional base y (b) geometría idealizada del delta.*

### 3.4. Casos idealizados

Se diseñaron catorce casos teniendo en cuenta la sensibilidad frente a parámetros morfodinámicos del golfo como la pendiente del fondo, la distancia de la constricción del delta y la magnitud del caudal del Río Atrato (Tabla 1). Los casos se corrieron durante un mes de simulación (enero de 2020). Cada una de estas configuraciones se realizaron con el fin de identificar variaciones directas en la dirección y magnitud del flujo a medida que se cambiaban los parámetros; dando consigo las condiciones necesarias para que se presenten procesos físicos particulares.

**Tabla 1***Casos realizados con parámetros modificados.*

# Caso	Descarga del río [m <sup>3</sup> /s]	Localización de la descarga	Profundidad Máxima [m]	Constricción del delta	Tipo de sensibilidad
0	4000	Lateral sin diferencial salino	50	Sin delta	Onda de marea
1	4000	Lateral	50	Sin delta	Magnitud de la descarga del río
2	2000	Lateral	50	Sin delta	Magnitud de la descarga del río
3	6000	Lateral	50	Sin delta	Magnitud de la descarga del río
4	4000	Frontal	50	Sin delta	Localización de la descarga
5	4000	Lateral	30	Sin delta	Pendiente
6	4000	Lateral	70	Sin delta	Pendiente
7	4000	Lateral	50	20 km de constricción	Constricción
8	4000	Lateral	50	15 km de constricción	Constricción
9	4000	Lateral	50	10 km de constricción	Constricción
10	4000	Lateral	50	5 km de constricción	Constricción
11	4000	Lateral	50	1 km de constricción	Constricción
12	0	Lateral	50	10 km de constricción	Río más constricción
13	4000	Lateral	50	10 km de constricción	Río más constricción

Posteriormente, en el norte del dominio (entrada del mar Caribe), se estableció una frontera abierta de tipo *Water Level* astronómica. Con este fin se usaron seis armónicos de marea típicos del golfo de Urabá, extraídos del modelo de pronóstico mareal TPXO 7.0 (Tabla 2).

**Tabla 2**

*Armónicos de marea parametrizados.*

Armónico	Amplitud [m]	Fase [°]
<b>M2</b>	0.09	151
<b>S2</b>	0.02	23
<b>N2</b>	0.03	120
<b>K1</b>	0.10	-118
<b>M4</b>	0.00	4
<b>O1</b>	0.06	63

A su vez, se utilizó un perfil típico de salinidad del golfo en la zona norte, el cual fue constante en el tiempo. Este perfil se obtuvo mediante la base de datos de HYCOM y se estableció como condición de frontera para el modelo (Anexo A).

### 3.5. Configuración y calibración numérica

Se configuró el cálculo computacional para un intervalo temporal de un mes con resultados cada hora. Este periodo corresponde al primero de enero de 2020 a las 0 horas, hasta el 31 de enero de 2020 a las 21 horas. A su vez, se contó con un periodo de calentamiento del modelo de 15 días, lo que garantizó la propagación de las condiciones al interior del dominio de manera adecuada, sin interferir con el intervalo de tiempo analizado. Cabe resaltar que se establecieron para cada uno de los casos idealizados las configuraciones de los parámetros físicos y numéricos que sugiere el modelo Delft3D por defecto.

Al tratarse de casos idealizados, la calibración y estabilización numérica se centró en determinar el paso en tiempo óptimo según el número de Courant-Friedrichs-Lewy (*CFL*). Este establece la condición de estabilidad del paso en tiempo para la integración explícita de las ecuaciones en aguas poco profundas resueltas en una malla rectangular (Deltares, 2021).

$$CFL = \frac{\Delta t \sqrt{gH}}{\{\Delta x, \Delta y\}} = 2\Delta t \sqrt{gH} * \sqrt{\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2}} < 1 \quad (13)$$

Donde  $\Delta t$  es el paso de tiempo en segundos;  $g$  es la aceleración de la gravedad;  $H$  es la profundidad total y  $\{\Delta x, \Delta y\}$  es el espaciado o resolución mínima de las celdas.

Adicionalmente, se emplearon dos métodos de estabilización numérica usados en la frontera abierta del norte con el fin de evaluar el método numérico que garantizara una mayor estabilidad en las simulaciones idealizadas:

### 3.5.1. Variación del coeficiente de reflexión Alpha ( $s^2$ ):

Corresponde a un coeficiente numérico encargado de hacer que la frontera abierta sea menos reflectante. De esta manera se amortiguan las perturbaciones de onda corta que se propagan hacia el límite desde el interior del modelo (Deltares, 2021).

Como la frontera norte del dominio (entrada del mar Caribe) es de tipo *Water Level* con forzamiento astronómico, se debió hacer la variación de este coeficiente en función de la física que resuelve el modelo. Para fronteras de tipo *Water Level* ( $F_\zeta(t)$ ) se resuelve la siguiente ecuación:

$$F_\zeta(t) = \zeta + \alpha \frac{\partial}{\partial t} \{U \pm 2\sqrt{gH}\} \quad (14)$$

Donde  $\zeta$  es el nivel del mar;  $\alpha$  es el coeficiente de reflexión;  $U$  es la velocidad en dirección normal;  $g$  es la aceleración de la gravedad y  $H$  es la profundidad. En ese sentido, el coeficiente de reflexión sugerido por (Deltares, 2021) debe elegirse lo suficientemente grande como para amortiguar las ondas cortas introducidas al inicio de la simulación, siguiendo la siguiente ecuación:

$$\alpha = T_d \sqrt{\frac{H}{g}}, [s^2] \quad (15)$$

Donde  $T_d$  es el tiempo que tarda una onda de superficie libre en viajar desde el límite izquierdo al límite derecho del área del modelo (entendiendo como límite izquierdo la frontera abierta por donde se propaga la onda),  $H$  es la profundidad y  $g$  la aceleración de la gravedad.

Teniendo en cuenta lo anterior, se emplearon 2 valores del coeficiente de reflexión teniendo en cuenta el valor obtenido mediante la ecuación (1000) y el máximo sugerido por el manual (10000). Lo anterior se realizó con la finalidad de establecer el valor óptimo para las simulaciones idealizadas.

### **3.5.2. Fraccionamiento de frontera abierta:**

Como la frontera abierta de tipo *Water Level* realiza una interpolación lineal de los niveles de marea calculados a partir de los armónicos de marea ingresados (Tabla 2), se fraccionó en 6 partes. Esto con el fin de disminuir el error de frontera que ingresa al dominio y establecer numéricamente la configuración más estable.

## **3.6. Proporción de cortes verticales y localización de boyas virtuales**

Con el fin de establecer una proporción en los cortes latitudinales y longitudinales en el dominio de estudio para realizar los respectivos análisis y cálculos en la columna de agua, se estableció la siguiente proporción:

### **3.6.1. Transecto latitudinal:**

En función del largo de la constricción dividido entre 2. Si no presenta constricción se asume el ancho total del dominio dividido entre 2 y si este ancho con o sin constricción es impar se redondea al límite superior (C1, C2, C3 y C4 en la Figura 4b).

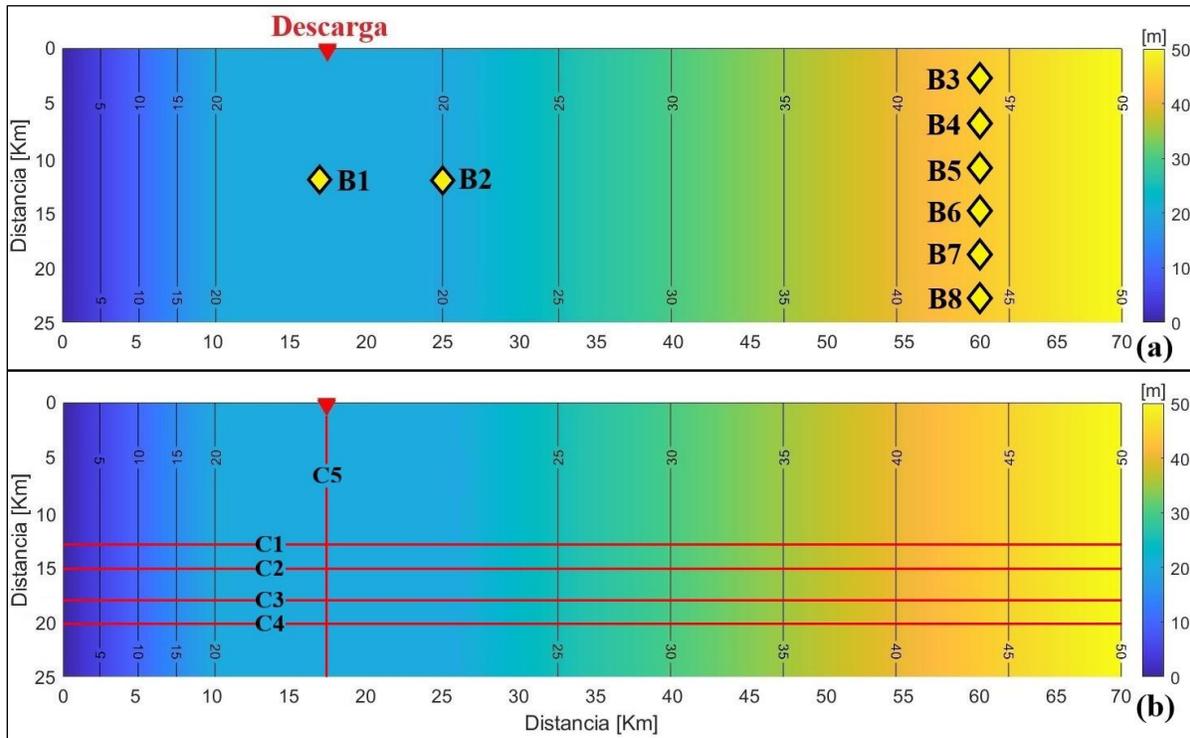
### **3.6.2. Transecto longitudinal:**

En función de la localización de la descarga del río (18 km) (C5 en la Figura 4b).

Así mismo, se ubicaron 8 boyas virtuales (Figura 4a) de las cuales las primeras dos (B1 y B2 en la Figura 4a) se utilizaron para analizar el perfil de las velocidades y la salinidad en el intercepto del transecto latitudinal y longitudinal según las condiciones de cada caso. Mientras que las otras 6 boyas virtuales (B3 a B8 en la Figura 4a) se ubicaron con una separación de 4 km de forma equidistante a los 60 km de distancia y se utilizaron con el fin de analizar la sensibilidad del flujo predominante de la frontera abierta frente a la variación del coeficiente de reflexión.

**Figura 4**

Localización de resultados para un dominio de estudio sin constricción: (a) las boyas virtuales y (b) transectos.

**3.7. Procedimiento para la modelación y el análisis de los resultados**

Inicialmente, se realizó una interpretación de los campos vectoriales del flujo para cada caso, sus direcciones y magnitudes predominantes, tanto en superficie como en la columna de agua. Lo anterior se hizo con el fin de identificar patrones hidrodinámicos generados por los cambios en los parámetros de cada caso (pendiente de fondo, marea, caudal y constricción).

Posteriormente, se extrajeron números adimensionales a partir de los resultados obtenidos, con el fin de identificar procesos físicos presentes en función de los parámetros de cada caso idealizado. El primer número adimensional que se empleó fue la compuesta de Froude ( $G^2$ ) el cual permite identificar resaltos hidráulicos entre dos masas de agua con diferentes densidades y velocidades medias (Arevalo *et. al*, 2022). Los valores de  $G^2 > 1$  indican la presencia de flujos supercríticos y valores de  $G^2 < 1$  indican la presencia de flujos subcríticos.

$$G^2 = F_1^2 + F_2^2 \quad (16)$$

$$F_1^2 = \frac{u_1^2}{g' h_1} \quad (17)$$

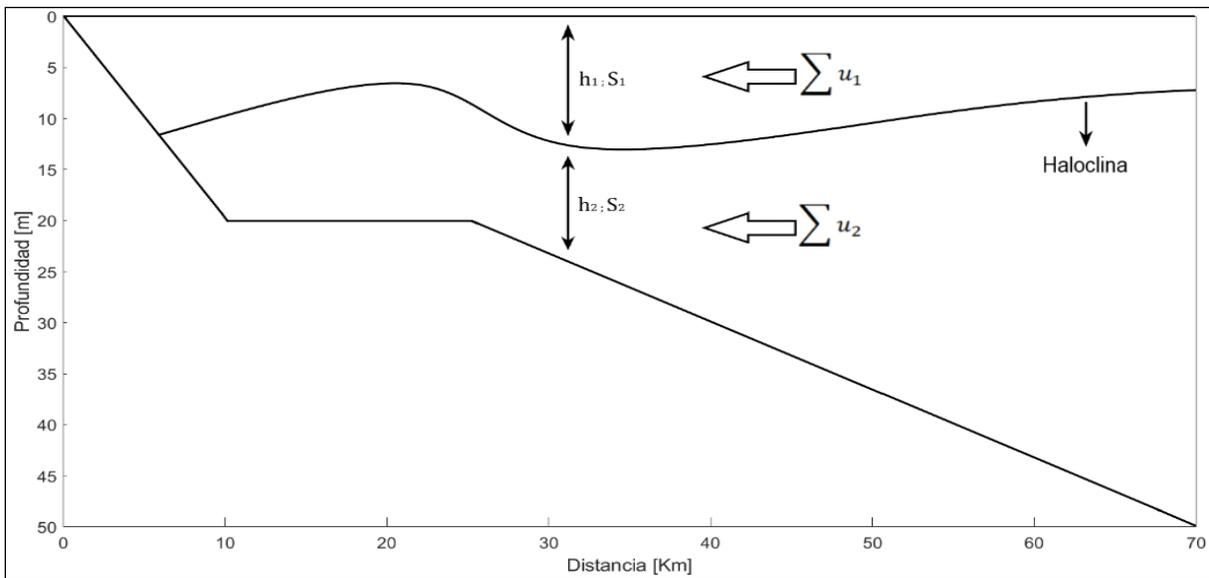
$$F_2^2 = \frac{u_2^2}{g' h_2} \quad (18)$$

Donde  $h_1$  y  $h_2$  corresponden al espesor de la masa de agua superficial y profunda respectivamente (en función de la haloclina),  $u_i$  es la velocidad promedio de la capa de agua y  $g'$  es la aceleración de la gravedad reducida. Esta depende de del diferencial salino  $\Delta s$  entre las masas de agua superficiales y las del fondo, del coeficiente de contracción salina  $\beta = 0.8 \times 10^{-3} \text{ psu}^{-1}$  y de la aceleración de la gravedad  $g$ .

$$g' = \beta * \Delta s * g \quad (19)$$

**Figura 5**

*Esquema de las variables usadas para la compuesta de Froude.*



Además, se empleó el análisis de la frecuencia de Brunt-Väisälä (o frecuencia boyante  $N^2$ ), la cual representa la frecuencia a la que una porción de fluido oscila en un nivel medio. Esta es un buen indicador del grado de estratificación de la columna de agua además de la eficacia de la mezcla. Los valores de  $N^2 > 0.1 \text{ s}^2$  representan un flujo fuertemente estratificado y los valores de

$N^2 < 0.01 \text{ s}^{-2}$  un flujo parcialmente mezclado, permitiendo así visualizar la frontera o región que marca la haloclina entre dos masas de agua (Huguenard *et. al*, 2016).

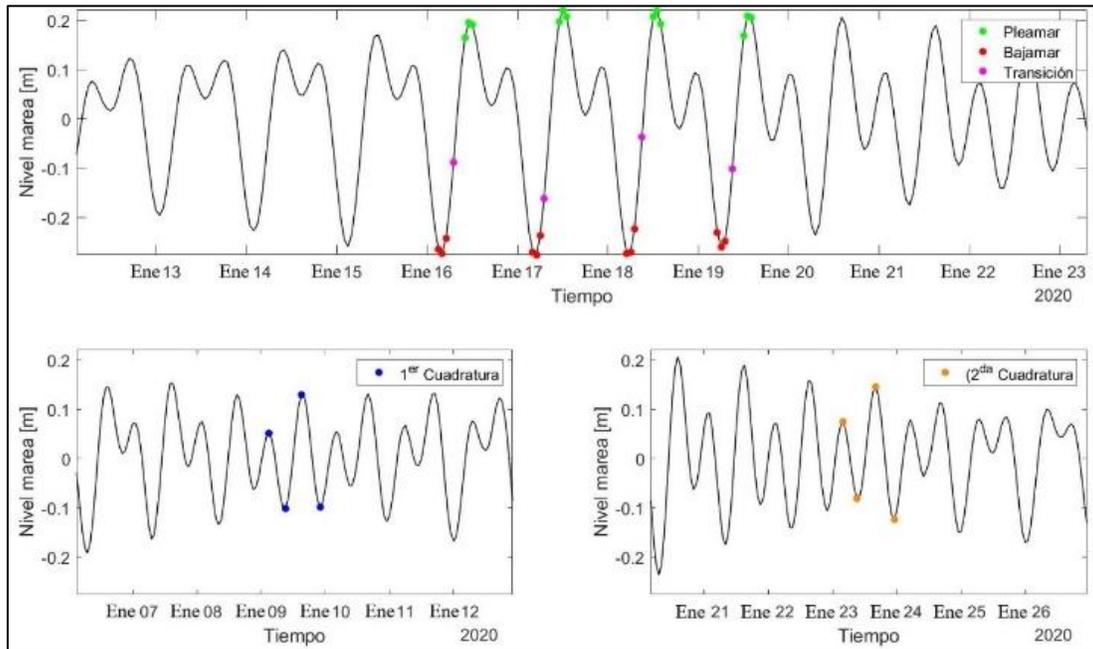
$$N^2 = -\frac{g}{\rho} * \frac{\Delta\rho}{\Delta z} \quad (20)$$

Donde  $g$  es la aceleración de la gravedad,  $\rho$  la densidad del agua de mar en su respectiva profundidad y  $\frac{\Delta\rho}{\Delta z}$  es el cambio de la densidad del agua de mar en función del cambio en la profundidad.

Finalmente, se realizaron análisis de los perfiles de corrientes en la columna de agua obtenidos de las boyas virtuales B1 y B2. Estos análisis se realizaron durante el periodo de las 2 cuadraturas (9 y 23 de enero) y la sicigia (16 a 19 de enero) comprendidas en el mes de modelación. Para cada cuadratura se tomaron los picos de pleamar y bajamar comprendidos en 24 horas (4 picos) y para la sicigia se tomaron los picos máximos de pleamar y bajamar. Se analizaron los perfiles una hora antes y una hora después de estos picos máximos y tres horas después del pico máximo entre bajamar y pleamar o la transición (Figura 6). Esto se realizó con la finalidad de identificar variaciones significativas del flujo entre bajamar y pleamar.

**Figura 6**

*Serie mareal comprendida en (a) sicigia y (b) primera cuadratura (c) segunda cuadratura.*



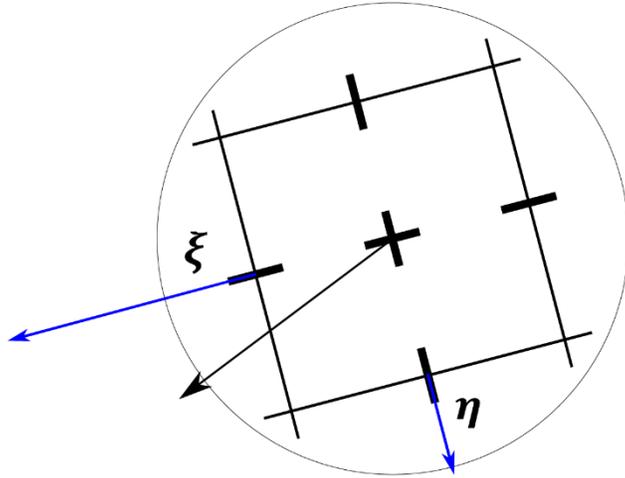
## 4. Resultados y Discusión

### 4.1. Estabilización y calibración numérica.

Con el fin de establecer las condiciones morfodinámicas idealizadas para los diferentes escenarios meteomarineros, se realizó un análisis de estabilización numérica en función de las particiones de frontera y el ajuste en el  $CFL$ . Esto se hizo principalmente para los casos donde la frontera abierta de tipo descarga (Río Atrato) se encontraba localizada a pocos km de las fronteras cerradas (*e.g.* casos 4, 8, 9, 10 y 11). La presencia de esta inestabilidad en el dominio de modelación se presentó debido al método que utiliza el modelo Delft3D para resolver la transferencia de momentum en los lugares donde se ingresa una descarga, como la del Río Atrato en este caso. Esta transferencia no es completamente unidireccional, ya que desde el origen de la descarga el vector se descompone en 2 componentes de descarga de momentum en direcciones  $\xi$  y  $\eta$  (Figura 7).

#### Figura 7

*Desplazamiento de las componentes de velocidad  $\xi$  y  $\eta$  (azul) del vector de momentum (negro). Tomado de: (Deltares, 2021).*



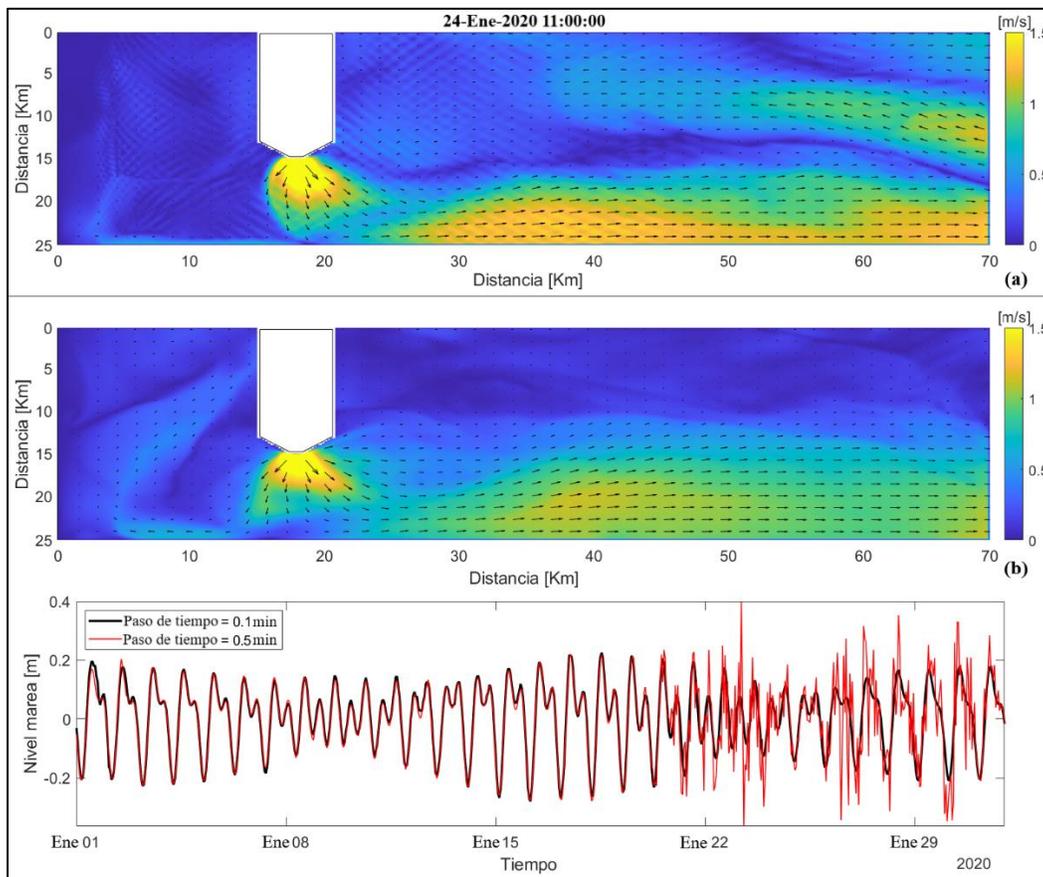
Por consiguiente, si la descarga con suficiente caudal está localizada frente a un obstáculo, el flujo regresará en sentido contrario y generará una inestabilidad numérica que, en algunos casos, terminará inmediatamente la modelación (Figura 8). Es por ello que, a medida que se disminuye el paso en tiempo en la ecuación del  $CFL$ , las correcciones que realizará el modelo serán mayores y

por consiguiente la precisión de cada simulación será mayor. Sin embargo, este ajuste demanda un gasto computacional que se refleja en el tiempo de salida de las modelaciones.

Aunque los casos 8 y 9 (Tabla 1) evidenciaron mejoras significativas frente a esta corrección; en los casos donde se presentaron fuertes descargas muy cerca de una frontera cerrada (casos 4, 10 y 11), el error fue imposible de eliminar. Por lo anterior, se descartaron estos casos en análisis posteriores.

### Figura 8

Vista en planta y serie temporal del caso con constricción de 10 km, con un paso en tiempo de (a) 0.5 minutos y (b) 0.1 minutos.



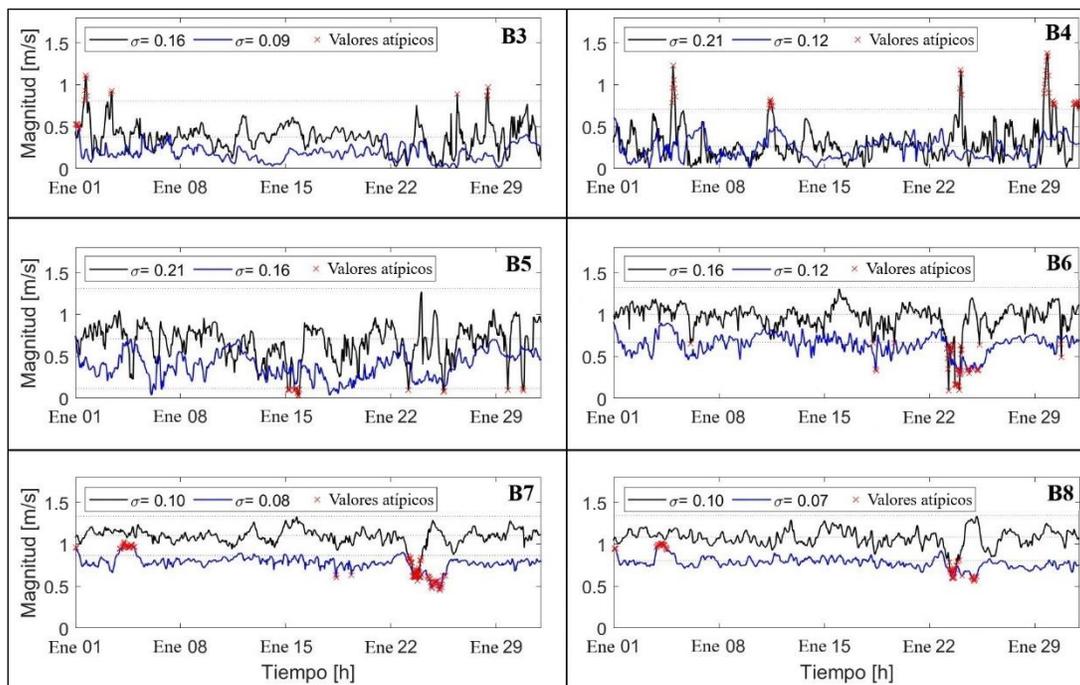
Adicionalmente, se extrajeron las series temporales de cada una de las boyas virtuales con el fin de analizar la respuesta de las simulaciones realizadas frente a la variación del coeficiente de reflexión  $\alpha$  ( $s^2$ ) para un caso aleatorio (Figura 9). Los resultados evidencian 3 aspectos principales que fundamentan la discretización del coeficiente de reflexión a emplear.

El primer aspecto se relaciona con la desviación estándar que presenta cada caso. Para un caso con constricción de 20 km (caso 7) y un  $s^2$  de 1000, la desviación estándar obtenida en todas las boyas virtuales es mayor frente al mismo caso con un  $s^2$  de 10000. La boya virtual B4 presentó la mayor diferencia entre las desviaciones estándares con valores de 0.21 y 0.12 para los casos con un  $s^2$  de 1000 y 10000, respectivamente.

El segundo aspecto relaciona la respuesta de flujos inestables que ingresan al dominio en función de su ubicación espacial (localización de las boyas). En este caso, las boyas ubicadas entre los 0 y 13 km de distancia (región oeste del dominio) presentan una mayor cantidad de picos anómalos de la magnitud del flujo al emplear un  $s^2$  de 1000, superando umbrales de la magnitud del flujo de más de 1 m/s (Figura 9).

### Figura 9

*Series temporales de las boyas que relacionan la magnitud de la corriente frente a coeficientes de reflexión  $\alpha$   $s^2$  de 1000 (línea negra) y 10000 (línea azul) para el caso 7.*



Finalmente, el tercer aspecto se refiere a la magnitud que adquiere el flujo para cada configuración del coeficiente  $s^2$ . En particular, los casos con un  $s^2$  de 1000 muestran, en términos generales, sobreestimación del flujo en relación con valores de  $s^2$  de 10000. Con un de  $s^2$  de 1000

se alcanzan valores de hasta 1 m/s y, en algunos casos, se mantiene esta magnitud durante todo el periodo de modelación (B6, B7 y B8 en la Figura 9).

Con base a estos tres aspectos analizados se procedió a utilizar el valor de  $s^2$  (10000), sugerido por diferentes autores (*e.g* Espinoza, 2018; Álvarez *et. al*, 2022; Zhu *et. al*, 2022). Esto con fin de minimizar la sobreestimación en la magnitud de los flujos que se generan por niveles de mar y con ello garantizar mayor estabilidad en el modelo. Los valores de las máximas desviaciones estándares, varianzas y el total de valores atípicos (outliers) que presentaron cada uno de los casos estables frente al cambio del coeficiente  $s^2$  se observan en la Tabla 3.

**Tabla 3**

*Respuesta de los casos ante la variación del coeficiente  $s^2$ .*

Caso	$s^2$	$\sigma$	$\sigma^2$	V. atípicos	Caso	$s^2$	$\sigma$	$\sigma^2$	V. atípicos
01	1000	0.24	0.06	150	07	1000	0.21	0.04	132
	10000	0.15	0.02	121		10000	0.12	0.01	123
02	1000	0.22	0.05	82	08	1000	0.17	0.03	101
	10000	0.17	0.03	25		10000	0.15	0.02	52
03	1000	0.31	0.10	99	09	1000	0.23	0.05	51
	10000	0.18	0.03	27		10000	0.14	0.02	81
05	1000	0.21	0.04	58	12	1000	0.01	0.00	6
	10000	0.12	0.01	8		10000	0.01	0.00	0
06	1000	0.16	0.03	76	13	1000	0.23	0.05	51
	10000	0.09	0.01	36		10000	0.14	0.02	81

En síntesis, se obtuvo que, en cada uno de los casos, las condiciones numéricas que mostraron mayor estabilidad fueron aquellas en las que el número de Courant-Friedrichs-Lewy se calculaba con un intervalo de tiempo de 0.1 minutos en comparación con aquellas que lo calculaban con un intervalo de tiempo de 0.5 minutos. Del mismo modo, se evidenció una mayor estabilidad numérica al utilizar un valor de  $s^2$  de 10000 en lugar de 1000.

#### 4.2. Hidrodinámica regional

A continuación, se describen los campos horizontales y verticales obtenidos en cada uno de los casos previamente estabilizados. De manera particular, se subdividieron los resultados agrupando los casos que evaluaban el mismo factor de sensibilidad, con el fin de analizar y comparar las diferencias relevantes entre cada caso según su configuración física o morfológica.

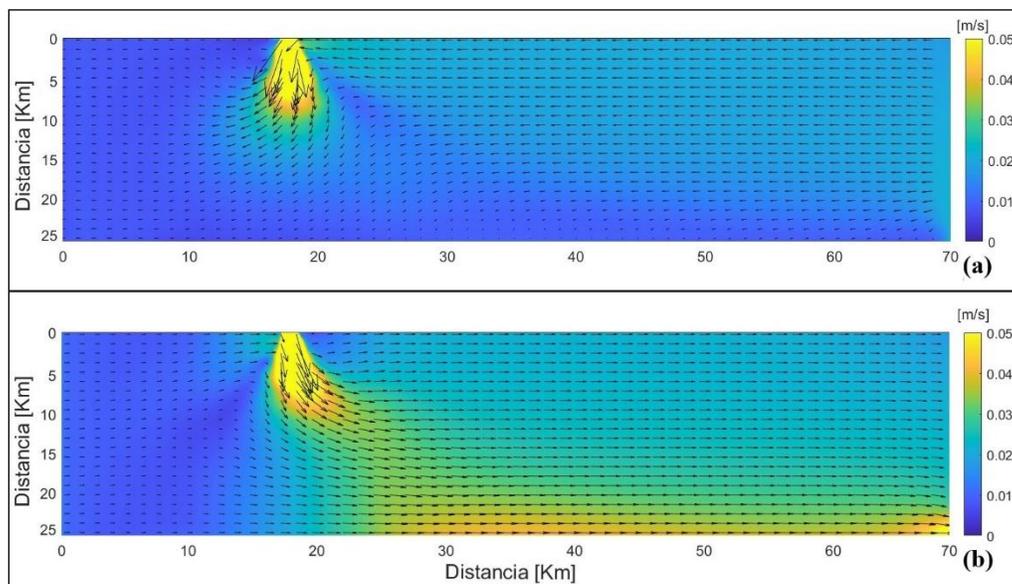
#### 4.2.1. Dinámica mareal.

Se obtuvieron los resultados del caso 0 (Tabla 1) correspondiente a la configuración donde no se tiene en cuenta el diferencial salino generado por la descarga del río y las masas de agua provenientes de la frontera norte del dominio. Este caso se corrió con el fin de evaluar la relevancia de la dinámica mareal y la magnitud de sus corrientes sin que se vea restringida la densidad entre las diferentes masas de agua.

Los resultados evidencian un patrón en la dinámica del flujo en sus componentes zonales y meridionales; donde predominan direcciones del flujo norte – sur en todas las pleamares, con magnitudes máximas de hasta 0.03 m/s (Figura 10a). Mientras que la dirección del flujo en dirección sur – norte predomina en las bajamares con magnitudes máximas del orden de 0.05 m/s (Figura 10b). Estos resultados sugieren, en primera instancia, que las corrientes generadas por la marea tienen mayores magnitudes al salir del sistema (direcciones sur-norte) debido a la presencia de la descarga del río, el cual se incorpora en el extremo este del dominio y al parecer suma sus magnitudes con el flujo mareal.

#### Figura 10

Vista en planta de las magnitudes y direcciones del flujo promediado en las (a) pleamares y (b) bajamares.



En segunda instancia, los resultados sugieren la existencia de un patrón de entrada y salida que obedece a los picos de máximas pleamares (Figura 10a) y mínimas bajamares (Figura 10b) en

las simulaciones realizadas. Sin embargo, los flujos no presentan un orden de magnitud significativo, toda vez que los valores máximos alcanzados fueron en la bajamar (Figura 10b) en donde el flujo estaba principalmente influenciado por la descarga del río, alcanzando magnitudes entre 0.05 a 0.1 m/s.

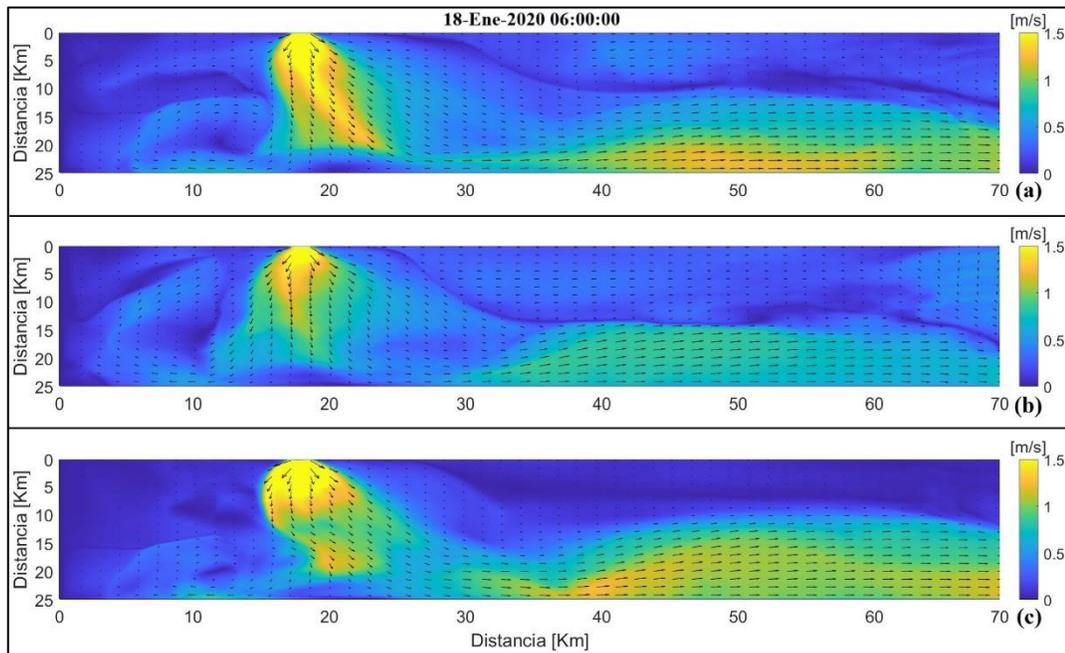
#### ***4.2.2. Magnitud de la descarga del río***

Al activar el diferencial salino típico del golfo de Urabá y emplear otras magnitudes del caudal del río, se logró evidenciar la predominancia que este tiene sobre la hidrodinámica general, independientemente del instante de marea que se tome. Este flujo continuo que se genera debido a la descarga del río en dirección preferentemente hacia el norte del dominio presenta variaciones en las componentes horizontales y verticales relevantes para los casos 1, 2 y 3 en los cuales se usaron tres caudales distintos: 4000, 2000 y 6000 m<sup>3</sup>/s respectivamente.

Inicialmente, para los campos horizontales de las corrientes obtenidas en planta, se observa que las magnitudes de corrientes superficiales generadas por la marea desde la frontera norte no son suficientes para ingresar al interior del golfo desde el costado este del dominio (entre los 13 y 25 km de distancia). Se observa cómo sobre este costado predomina un flujo con dirección sur – norte el cual está asociado a la descarga del río (Figura 11). Sin embargo, en el costado oeste, comprendido aproximadamente entre los 0 y 13 km, se logra evidenciar un flujo superficial que ingresa con dirección norte – sur para los casos 1 y 2, con magnitudes que no superan los 0.5 m/s (Figura 11a y Figura 11b).

**Figura 11**

Vista en planta de las magnitudes y direcciones del flujo considerando un caudal de (a) 4000  $m^3/s$ , (b) 2000  $m^3/s$  y (c) 6000  $m^3/s$ .



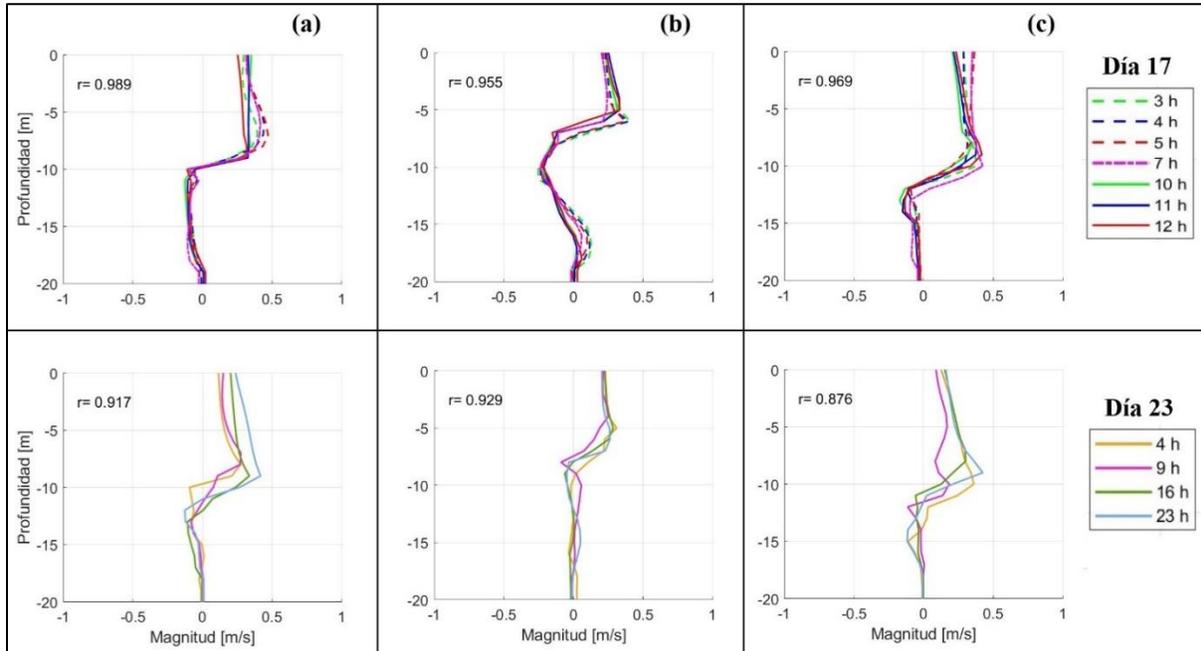
Esta dinámica en superficie descrita anteriormente obedece a un patrón de flujos ya reportado por diferentes investigadores (*e.g.* Escobar & Velásquez, 2015; Toro *et. al*, 2019). En este caso las corrientes superficiales que fluyen hacia el sur predominan en el costado oeste del estuario y las corrientes que fluyen hacia el norte predominan en el costado este.

Además, entre los 0 y 18 km (caso 1 y 3) y los 0 y 15 km (caso 2) de distancia, se genera una circulación anticiclónica presente en los tres casos (Figura 11), caracterizada por magnitudes entre 0.5 a 0.7 m/s. Esta circulación en particular es más evidente para los dos primeros casos (4000 y 2000  $m^3/s$  respectivamente). En el primer caso (Figura 11a), se presenta una desviación del flujo hacia el norte ocasionada por esta circulación la cual presenta una mayor magnitud en comparación con el segundo caso (Figura 11b).

Por su parte, en el caso con 6000  $m^3/s$  (caso 3), se forma un flujo de gran magnitud entre los 15 y 25 km de distancia, sugiriendo que el flujo producido por este caudal limita la formación de la circulación anticiclónica desde el norte. Al igual que el caso 1, el caudal del río a los 15 km de distancia dirige el flujo hacia el norte en gran parte del dominio debido a la magnitud de este caudal (Figura 11c).

**Figura 12**

Perfiles de velocidad ( $v$ ) correspondientes al caso con un caudal de (a)  $4000 \text{ m}^3/\text{s}$ , (b)  $2000 \text{ m}^3/\text{s}$  y (c)  $6000 \text{ m}^3/\text{s}$  para los días que presentaron mayor y menor correlación (días 17 y 23 respectivamente).



Conjuntamente, se extrajeron los perfiles de las velocidades para cada instante de marea, obtenidos a partir de la boya ubicada frente a la descarga del río (B1, Figura 4a). Lo anterior permitió identificar la relevancia que tienen las corrientes generadas por la marea y las que son generadas por la descarga del río. En los tres casos mencionados se observó la formación de un flujo superficial entre los 0 y 6 m de profundidad para el caso 2 (Figura 12b) y los 0 y 10 m de profundidad para los casos 1 y 3 (Figura 12a y 12c). Se observaron magnitudes de hasta  $0.4 \text{ m/s}$  con dirección sur – norte para los tres casos, lo cual está directamente relacionado con la presencia del río, sugiriendo además que, a mayor caudal, la influencia del caudal en profundidad va a ser mayor.

En términos generales, los perfiles de velocidad para cada uno de los días sugieren pocas variaciones entre cada instante de marea (bajamar, transición y pleamar), tanto para las sicigias como para las cuadraturas (a excepción de la segunda cuadratura que presenta el menor grado de correlación  $r$  de hasta 0.88). Este resultado sugiere que la marea, para este caso de estudio, no es relevante en las corrientes verticales (en cuanto a magnitud y dirección se refiere). Y de manera particular en su transición de bajamar a pleamar en comparación con la descarga del río. Con el fin

de analizar esta baja variación entre las transiciones de marea, se extrajo el perfil de la magnitud promedio para cada uno de estos días con el fin de hacer la comparación entre los diferentes casos.

#### ***4.2.3. Cambio en la pendiente del fondo***

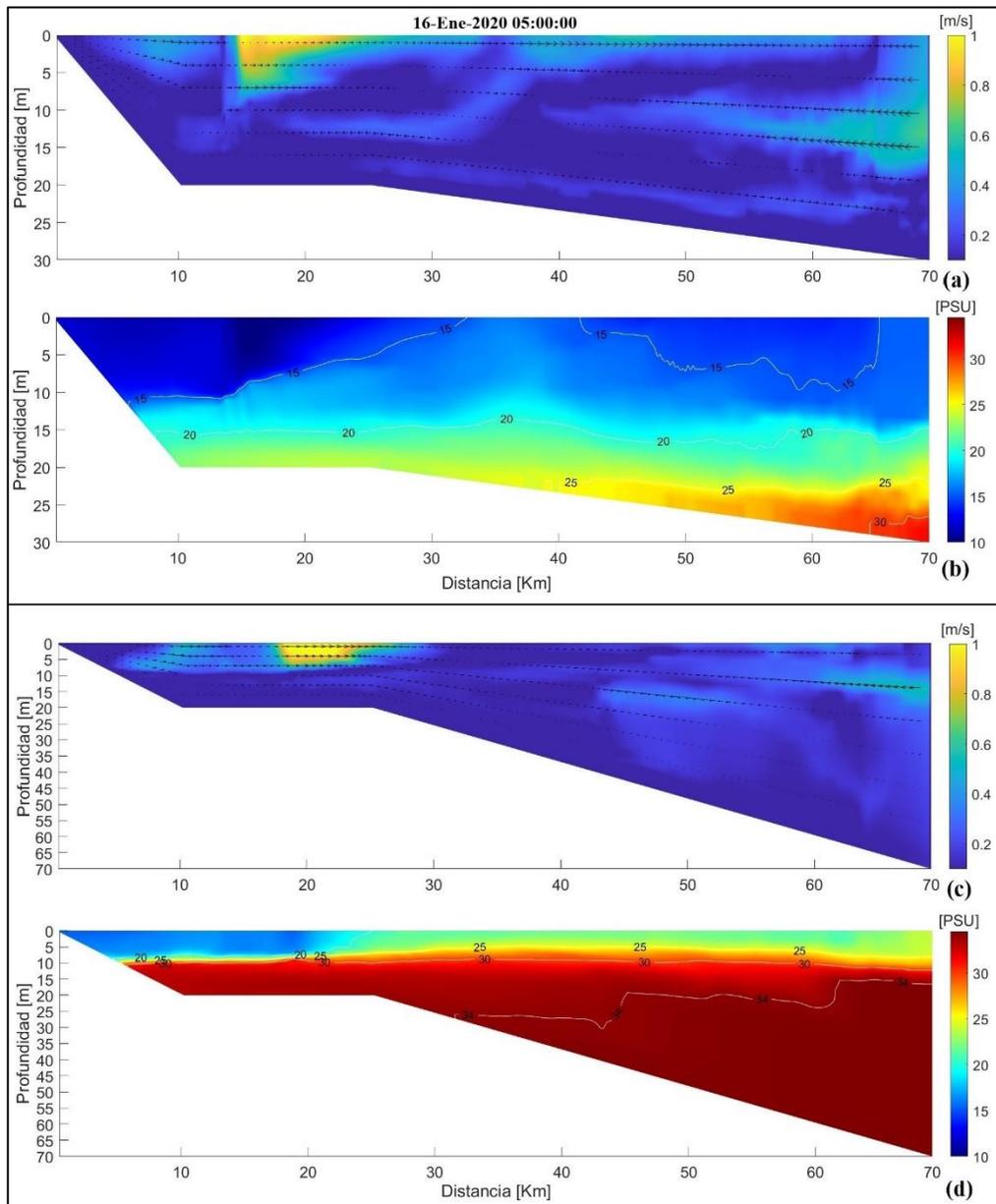
Los casos que evaluaron la sensibilidad del flujo ante la variación de la pendiente en el fondo evidenciaron un contraste principalmente en las componentes verticales de las corrientes. Con este fin, se extrajeron los transectos latitudinales de las corrientes (C1, Figura 4b) y la salinidad en la columna de agua (Figura 13), con el fin de analizar el contraste entre las corrientes obtenidas en la vertical como respuesta al diferencial salino.

De manera específica, la hidrodinámica enfrente del delta (entre los 15 y 25 km) se caracteriza por la formación de flujos en función de la profundidad máxima que adquiera el relieve batimétrico desde los 25 a 70 km de distancia. Para el caso en el que se considera una profundidad máxima de 30 m (caso 5), predomina un flujo superficial entre los 0 y 7 m de profundidad con dirección sur – norte y magnitudes entre 0.6 y 1 m/s relacionados con la descarga del río (Figura 13a).

Además, entre los 10 y 15 m de profundidad se presenta un flujo con dirección norte – sur con magnitudes entre 0.2 y 0.3 m/s, el cual está asociado a la presencia de la haloclina que se presenta en este intervalo de profundidad (Figura 13b). Los resultados sugieren que la haloclina restringe el flujo salino entrante y lo desvía hacia el fondo. Finalmente, entre los 15 y 20 m de profundidad, justo a los 25 km de distancia, se presenta un flujo débil con dirección sur – norte y magnitudes que no superan los 0.2 m/s.

**Figura 13**

Vista en perfil de la velocidad ( $v$ ) y salinidad para los casos con profundidad máxima de: (a - b) 30 m y (c - d) 70 m respectivamente.



Por otro lado, para el caso en el que se emplea una profundidad máxima de 70 m (caso 6), se observan dos flujos frente a la descarga del río; caracterizados de igual forma por direcciones predominantes de sur a norte entre los 0 y 10 m de profundidad con magnitudes entre 0.6 y 1 m/s y direcciones en el fondo entre los 10 y 20 m de profundidad de norte a sur con magnitudes máximas de 0.3 m/s. En contraste con el caso en el que se emplea una profundidad máxima de 30

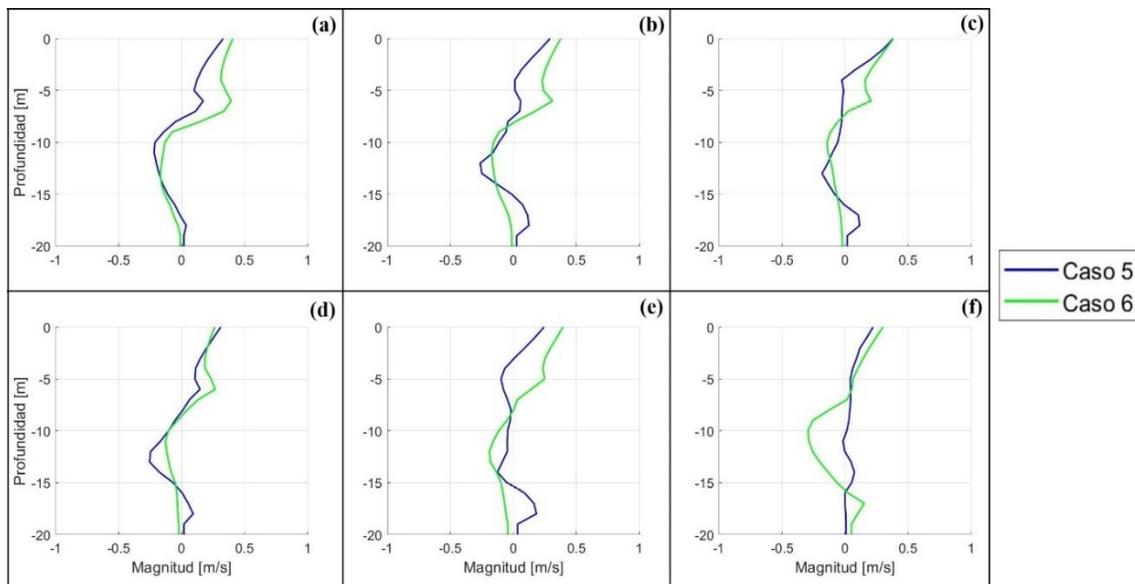
m, los resultados sugieren que la presencia de flujos de 3 capas presenta una relación directa frente a la variación del fondo.

Con base en los resultados anteriores, se obtuvieron los perfiles de velocidades promediadas en cada instante del nivel de marea para cada caso en particular, extraídos a partir de la boya virtual B2 (Figura 14 y Figura 4a). Específicamente para el caso 5, el cual considera profundidades máximas de hasta 30 m, presenta en todos los instantes de marea evaluados, a excepción de la segunda cuadratura (Figura 14f), un flujo predominante de tres capas. Estas capas se constituyen del mismo modo descrito anteriormente, presentando variaciones leves en la magnitud de la capa intermedia ( $\approx 0.1$  m/s).

Por el contrario, se observa que el caso 6 presenta una dinámica predominante de dos capas en la mayoría de los instantes de marea, con variaciones de magnitud de entre 0.3 y 0.4 m/s. Esta dinámica contrastante refuerza la predominancia que presentan los procesos físicos de dos y tres capas a lo largo del tiempo ante la variación de la profundidad máxima, siendo la haloclina, que difiere en ambos casos (Figura 13b y Figura 13d), y la energía de las mareas (sicigia y cuadratura) los mecanismos físicos que podrían ocasionar la generación de estas capas.

### Figura 14

*Perfiles promedio de la velocidad ( $v$ ) para los casos con profundidad máxima de 30 m (línea azul) y 70 m (línea verde), comprendidos en las cuadraturas (a - f) y sicigias (b - c - d - e).*



De acuerdo con los resultados, las tres capas fueron más recurrentes en el modelo con profundidad máxima de 30 m y surgieron como respuesta de una haloclina y cuña salina marcada que se formaba frente a la descarga del río en comparación con los demás casos. Particularmente, Montoya & Toro (2006) describen la presencia de perfiles de salinidad con múltiples estratificaciones al interior del golfo de Urabá como respuesta de la confluencia entre la descarga del Río Atrato y el golfo de Urabá. La pluma generada por una determinada boca puede dispersarse sobre la pluma formada por otra boca, generando consigo diferentes grados de estratificación y por consiguiente la posibilidad de inducir procesos físicos de tres capas diferenciadas en la columna de agua (Montoya & Toro, 2006).

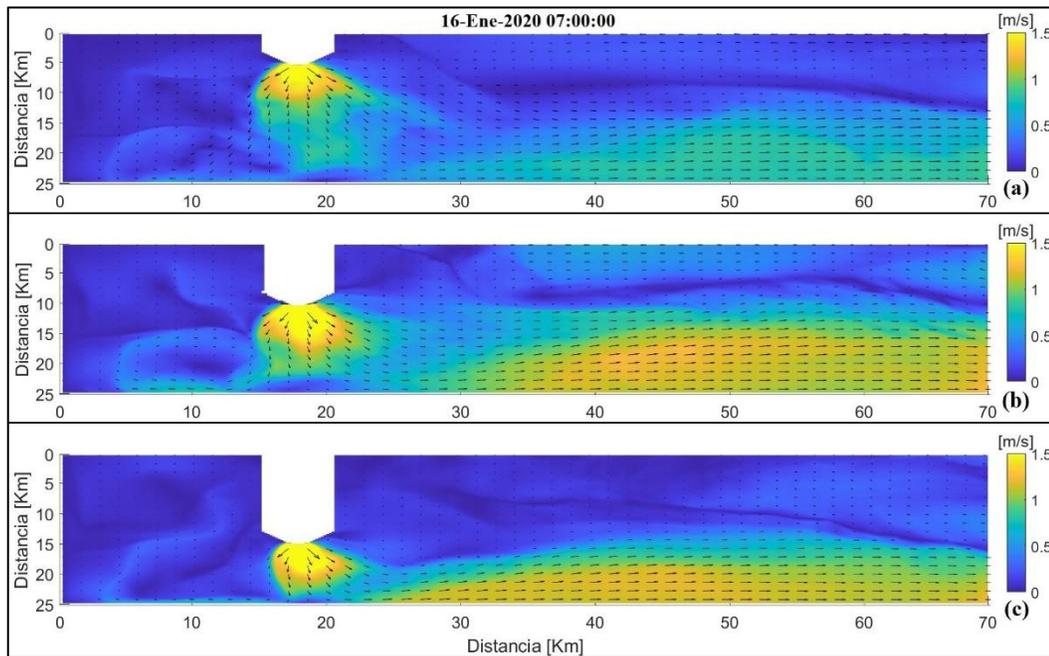
#### ***4.2.4. Variación de la constricción***

Al evaluar la respuesta del modelo al idealizar el delta del Río Atrato como una constricción en el dominio, se observan diferentes distribuciones hidrodinámicas tanto para las componentes horizontales como verticales. Por un lado, en las componentes horizontales de las corrientes permanece la circulación anticiclónica previamente descrita entre los 0 y 15 km de distancia, la cual se presenta principalmente en el caso con una constricción de 15 km (Figura 15b), con magnitudes que no superan los 0.7 m/s.

Por otro lado, se genera un aumento en la magnitud del flujo entre los 30 y 70 km de distancia y entre los 15 y 25 km de distancia, el cual muestra una relación con el aumento progresivo del delta (disminución progresiva de la constricción). De esta manera se alcanzan valores mínimos de hasta 0.6 m/s con una constricción de 20 km (Figura 15a) y valores máximos de hasta 1 m/s con constricciones de 10 y 15 km (Figura 15b y Figura 15c).

**Figura 15**

Vista en planta de las magnitudes y direcciones del flujo para constricciones de (a) 20 km, (b) 15 km y (c) 10 km.

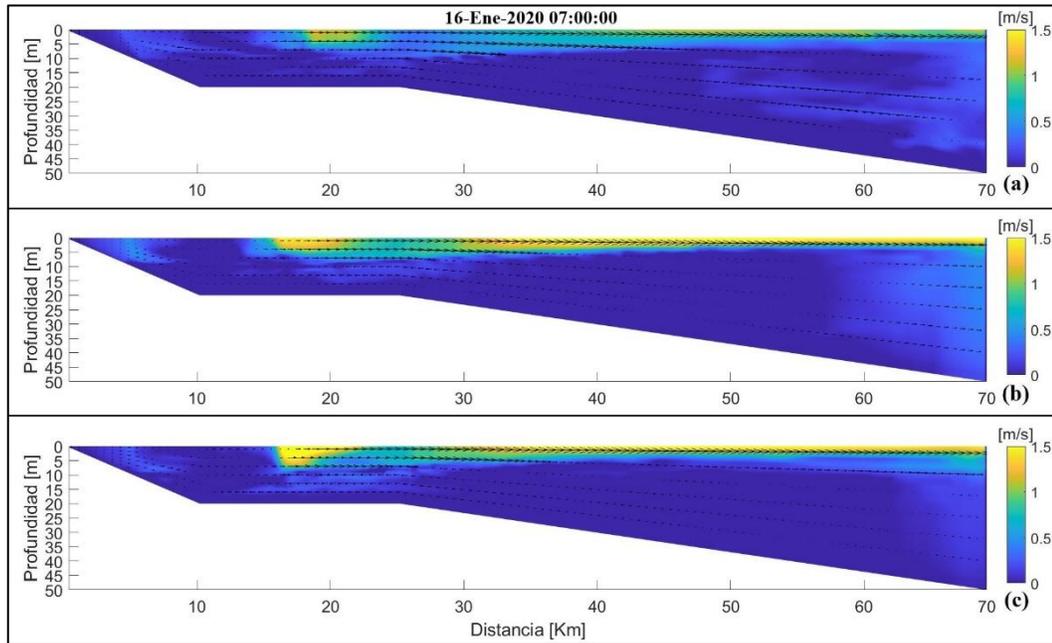


Posteriormente, al evaluar los transectos latitudinales en cada caso (C2, C3 y C4, Figura 4b), se observa cómo una disminución de la constricción modifica las componentes verticales de las corrientes (Figura 16). Para un instante de marea, se evidencia una formación de flujos de dos capas entre los 15 km y 25 km (Figura 16), con dirección sur – norte entre los primeros 10 m de profundidad y dirección norte – sur entre los 10 y 20 m de profundidad.

Aunque los flujos anteriormente descritos presentan en promedio las mismas direcciones frente al delta para cada caso, contrastan en las magnitudes que se alcanzan tanto en superficie como en fondo. Toda vez que para el caso donde se considera una constricción de 20 km se alcanzan las mínimas magnitudes de las velocidades en superficie y fondo, con valores entre 1 m/s y 0.2 m/s respectivamente (Figura 16a). Mientras que para el caso donde se emplea una constricción de 10 km se alcanzan las máximas velocidades con magnitudes de 1.5 m/s y 0.5 m/s tanto en superficie como en el fondo (Figura 16c).

**Figura 16**

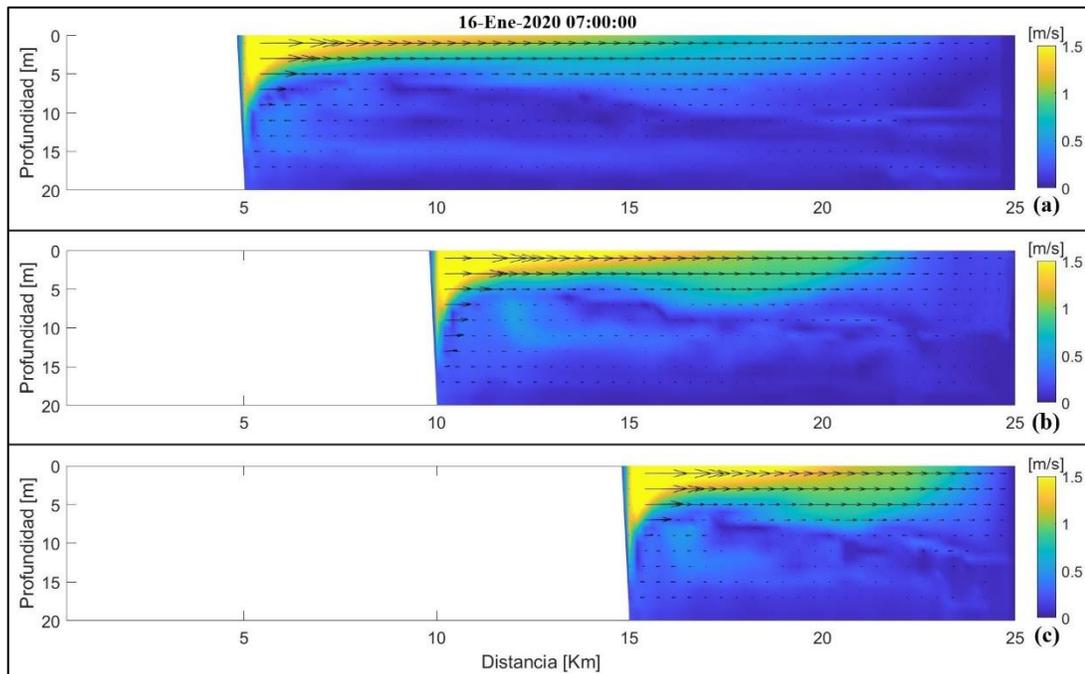
Perfil latitudinal de la magnitud y dirección de las corrientes para constricciones de (a) 20 km, (b) 15 km y (c) 10 km.



Así mismo, al evaluar los transectos longitudinales realizados a 18 km de distancia (C5, Figura 4b) se evidencia como aumenta en profundidad la modulación de la descarga del río producto del aumento de la longitud del delta (Figura 17). En el caso que evalúa una constricción de 15 km (Figura 17b) se observó el aumento entre 5 y 6 m a los 18 km de distancia con respecto al caso que evalúa una constricción de 20 km (Figura 17a).

**Figura 17**

Perfil longitudinal de la magnitud y dirección de las corrientes para constricciones de (a) 20 km, (b) 15 km y (c) 10 km.

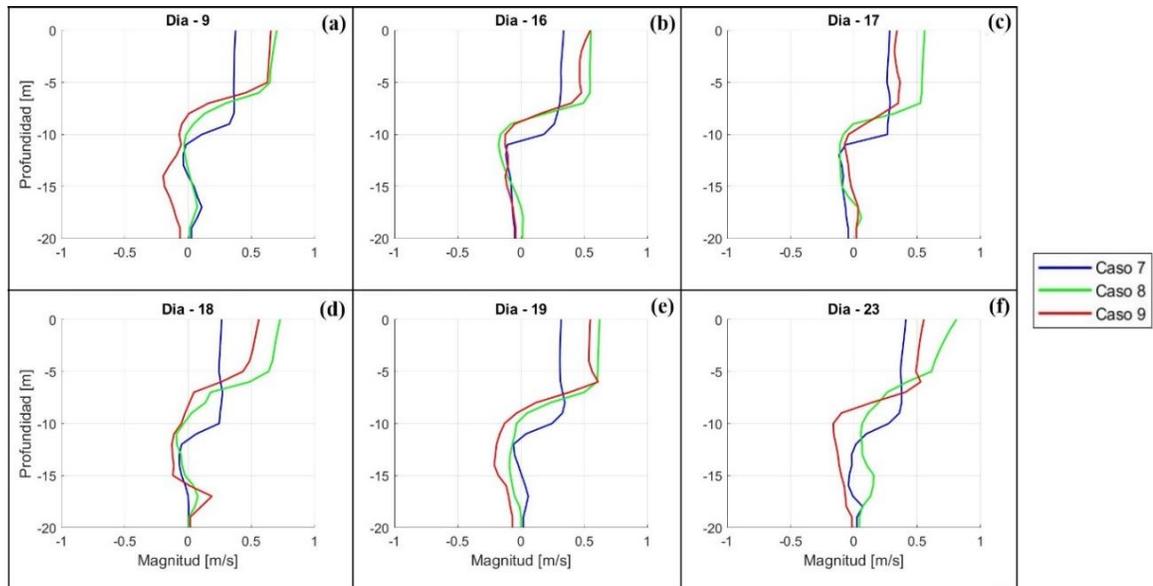


A su vez, el caso que evalúa una constricción de 10 km (Figura 17c) presenta un aumento del flujo del río entre los 6 y 7 m en los 20 km de distancia con respecto al caso que evalúa una constricción de 15 km (Figura 17b). El aumento de esta modulación en el flujo sugiere que al disminuir el volumen por donde ingresan o salen las corrientes, por conservación de masa, este aumente su velocidad.

Finalmente, al evaluar los perfiles de velocidad ( $v$ ) obtenidos a partir de la boya B2 se obtuvo un contraste particular frente a la respuesta que tuvo la magnitud y dirección del flujo al variar la constricción en diferentes instantes de marea. Por un lado, la magnitud del perfil se diferenció entre cada uno de los casos. Específicamente, el caso que evaluaba una constricción de 20 km (caso 7) presentó el menor orden de magnitud en comparación con los otros dos casos (Figura 18).

**Figura 18**

Perfiles promedio de la velocidad ( $v$ ) para constricciones de (línea azul) 20 km, (línea verde) 15 km y (línea roja) 10 km, para momentos de cuadraturas (a - f) y sicigias (b - c - d - e).



Sin embargo, este caso en particular presentó velocidades superficiales (entre los 0 y 9 m) homogéneas, con magnitudes iniciales de 0.3 m/s y una disminución progresiva en la velocidad de hasta 0.4 m/s entre los 10 y 11 m de profundidad (Figura 18). Por el contrario, los otros dos casos que evaluaban una constricción de 15 y 10 km (caso 8 y 9 respectivamente) presentaron un perfil homogéneo principalmente entre los 0 y 6 m de profundidad (Figura 18) con magnitudes entre los 0.5 m/s y 0.6 m/s, mostrando además una disminución progresiva de la velocidad del orden de 0.6 m/s entre los 6 y 9 m de profundidad.

Los resultados para el delta de 5 km y 10 km sugieren una dinámica de dos flujos superficiales (uno al costado este con direcciones sur – norte y otro al costado oeste con direcciones norte – sur) coinciden con los resultados obtenidos por Montoya & Toro (2006). Estos autores en la modelación hidrodinámica del golfo observaron estos dos flujos en superficie que difieren en dirección, pero no en magnitud. Los resultados sugieren un flujo con magnitudes de hasta 0.7 m/s con direcciones sur – norte en el costado este del golfo, forzado principalmente por la descarga del río y un flujo más débil, que alcanza magnitudes de hasta 0.2 m/s en el costado oeste. Además, autores como Escobar & Velásquez (2015) y Toro *et. al.* (2019) reportado este fuerte flujo sur – norte por el costado este del golfo de Urabá, coincidiendo con los resultados de este trabajo.

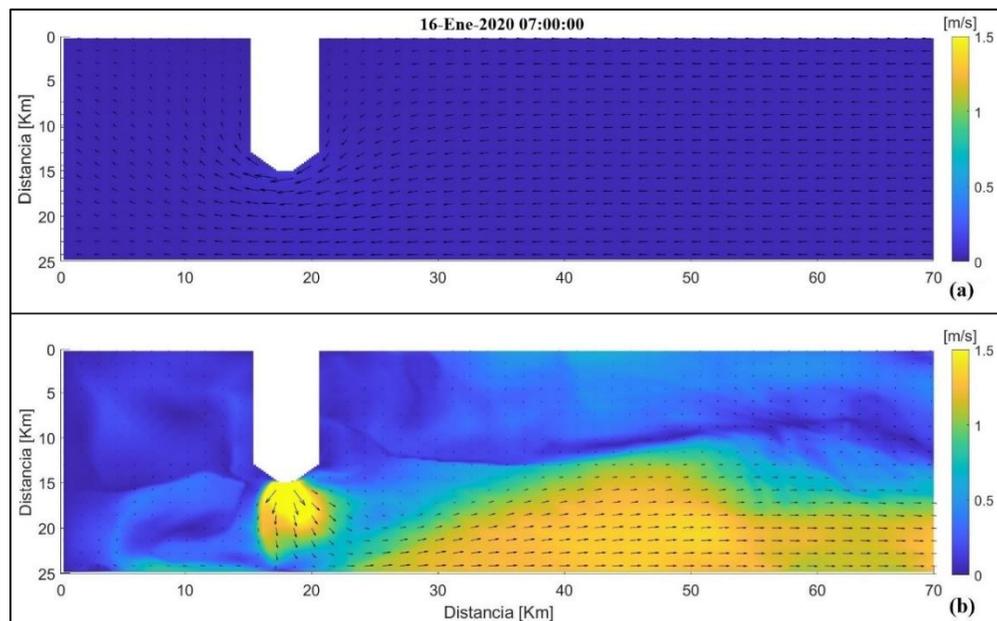
#### 4.2.5. Caudal del río y constricción

Los últimos casos que contrastaron entre sí fueron aquellos relacionados con la presencia y ausencia de río (caso 12 y 13). Estos casos permitieron resaltar la relevancia hidrodinámica que tiene la descarga del río en el sistema, tanto para las componentes horizontales como verticales. Se resalta la gran diferencia de magnitudes de las componentes horizontales que se alcanzan al excluir la dinámica del río (Figura 19), toda vez que las corrientes generadas exclusivamente por los niveles de marea, como se describió en el inciso 4.2.1, no superan los 0.05 m/s y no representan un forzamiento relevante dentro del dominio simulado (Figura 19a) en comparación con un forzamiento considerando un caudal de 4000 m<sup>3</sup>/s (Figura 19b).

En relación con el campo de direcciones horizontales de las corrientes obtenidas en el caso donde no se considera un caudal (Figura 19a), se evidencia como la morfología del delta idealizado funciona como una barrera para el flujo de marea que ingresa desde el norte del dominio. Se observa una desviación del flujo entre los 10 y 15 km de distancia con un aumento de su velocidad entre 0.03 a 0.04 m/s al ingresar por la constricción a los 18 km de distancia latitudinal (Figura 19a).

#### Figura 19

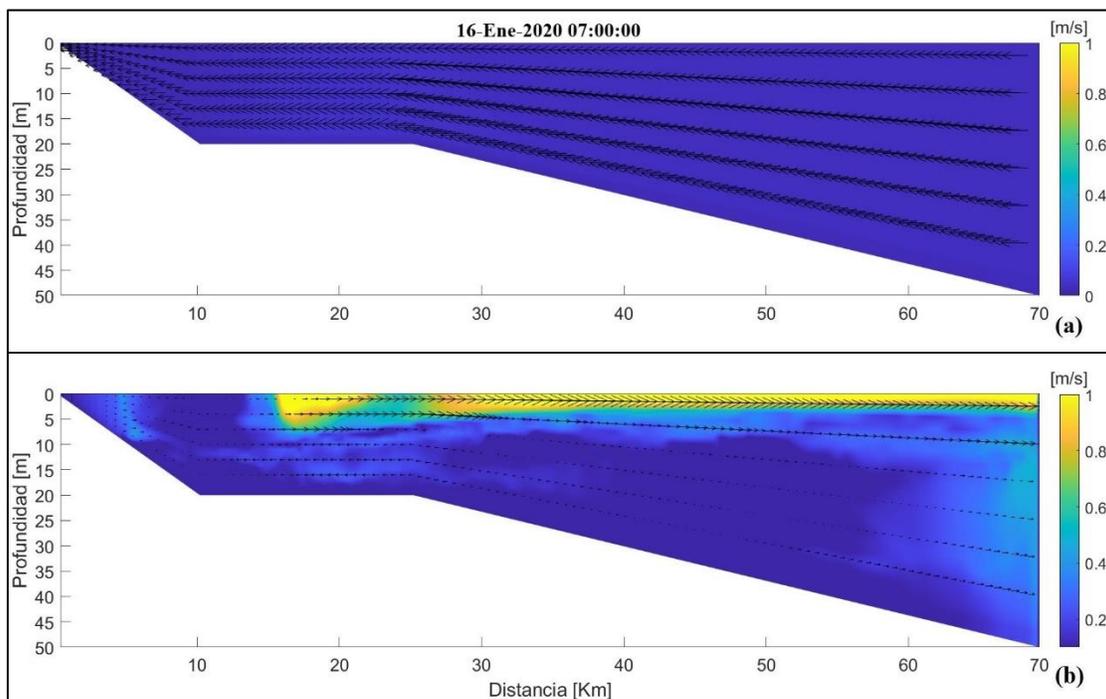
Vista en planta de las magnitudes y direcciones del flujo para constricciones de 10 km y caudales de (a) 0 m<sup>3</sup>/s y (b) 4000 m<sup>3</sup>/s.



Del mismo modo, se evaluaron las direcciones del flujo en sus componentes verticales en un transecto latitudinal realizado a 20 km de distancia (C4, Figura 4b). Al igual que la dinámica descrita en planta, no se generaron patrones significativos en las direcciones y magnitudes del flujo en el caso sin caudal del río (Figura 20a) frente al que sí tiene caudal (Figura 20b). Específicamente, el caso con caudal de  $4000 \text{ m}^3/\text{s}$  presenta un patrón de corrientes superficiales con magnitudes del orden de  $1 \text{ m/s}$  que fluyen entre los  $0 \text{ m}$  y  $5 \text{ m}$  de profundidad con direcciones sur – norte entre los  $18 \text{ km}$  y  $70 \text{ km}$  de distancia (Figura 20b). De la misma manera, se observan corrientes en el fondo entre los  $6$  y  $20 \text{ m}$  de distancia que fluyen en dirección norte – sur y presentan magnitudes entre los  $0.3 \text{ m/s}$  y  $0.4 \text{ m/s}$ .

### Figura 20

Perfil latitudinal de la magnitud y dirección de las corrientes flujo para constricciones de  $10 \text{ km}$  y caudales de (a)  $0 \text{ m}^3/\text{s}$  y (b)  $4000 \text{ m}^3/\text{s}$ .



#### 4.2.6. Condiciones de resalto hidráulico

Finalmente, se utilizaron las componentes verticales de las corrientes y los perfiles de salinidad obtenidos a partir de los transectos latitudinales correspondientes para cada caso

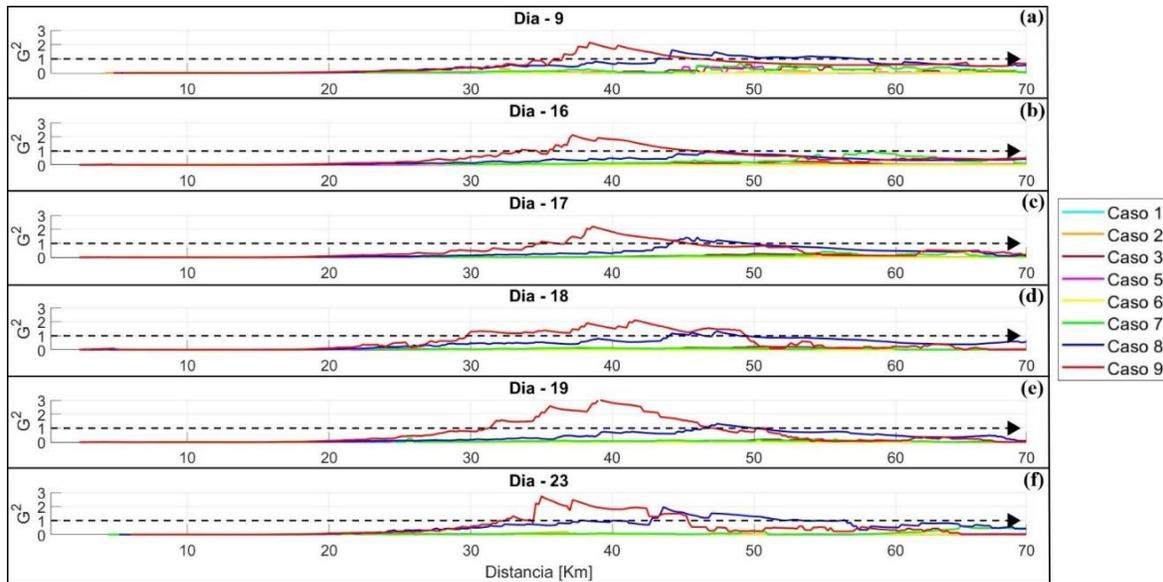
modelado que considerara un caudal del río (C1, C2, C3 y C4, Figura 4). Con esta información se evaluó la compuesta de Froude y la frecuencia boyante en cada instante de marea seleccionado. Esto con el fin de asociar los patrones identificados con anterioridad a posibles procesos físicos de resalto hidráulico, ya sea por el diferencial salino o por factores morfológicos e hidrodinámicos en respuesta a los parámetros de cada caso.

Por lo anterior, se graficaron las compuestas de Froude evaluadas en diferentes instantes mareales (Figura 21). De manera particular se evidencia que los grupos de casos que evalúan la sensibilidad del modelo ante la modificación de la constricción (caso 7, 8 y 9) son aquellos que presentan una respuesta directa en la transición de flujos subcríticos a críticos ( $\leq 1$ ) y posteriormente a flujos supercríticos ( $> 1$ ). En el caso que evalúa una constricción de 10 km (caso 9) es el que refleja un mayor régimen de flujos supercríticos entre los 35 y 45 km de distancia (Figura 21), sugiriendo que en la transición de estos regímenes de flujos subcríticos a supercríticos se genera un resalto hidráulico.

Es de notar, que un régimen de flujos supercríticos que permanece aproximadamente entre los 35 km y 45 km de distancia se presenta en todos los instantes de marea, para el caso que evalúa una constricción de 10 km (caso 9) con transiciones de flujos subcríticos a críticos entre los 30 km y 50 km (Figura 21). Del mismo modo, para el caso donde se consideran 15 km de constricción (caso 8), se observa una leve transición de flujos subcríticos a supercríticos principalmente entre los 40 km y 50 km de distancia (Figura 21).

**Figura 21**

Compuesta de Froude evaluada en un transecto latitudinal sur – norte para las cuadraturas (a - f) y sicigias (b - c - d - e).



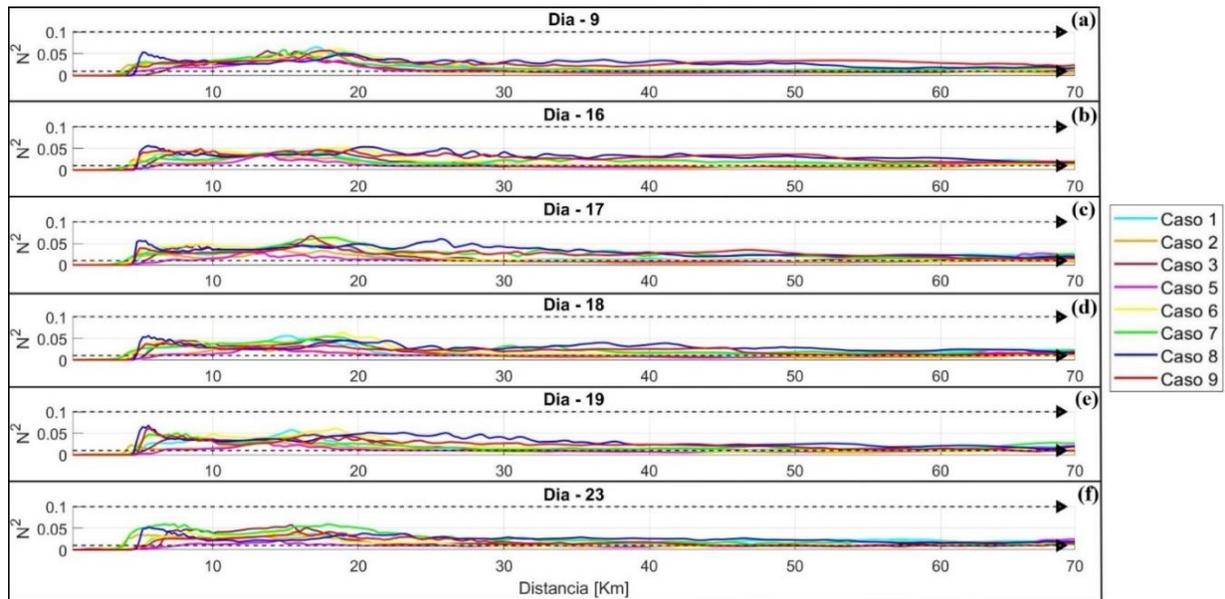
Este comportamiento sugiere que las condiciones morfológicas del sistema permiten la generación de procesos físicos en la columna de agua asociados a resaltos hidráulicos a lo largo del tiempo. Así mismo, el comportamiento que presentan el resalto hidráulico para los casos con una constricción de 10 y 15 km (casos 9 y 8 respectivamente) (Figura 21) sugiere que las transiciones de flujos subcríticos a supercríticos varían espacialmente en función de la longitud que tenga la constricción, toda vez que el caso que evalúa una constricción de 10 km (caso 9) presenta el resalto hidráulico más cerca al delta (Figura 21) comparado con el que evalúa una constricción de 15 km (caso 8).

Finalmente, se extrajo la máxima frecuencia boyante hallada en profundidad, la cual fue obtenida a partir de los transectos latitudinales correspondientes a cada caso modelado que consideraron un caudal del río (C1, C2, C3 y C4, Figura 4). Esto con el fin de establecer la relevancia que presenta la haloclina en la formación de los resaltos hidráulicos descritos anteriormente. En términos generales, la frecuencia boyante entre los primeros 5 km permanece en magnitudes por debajo de  $0.01 \text{ s}^{-2}$  para todos los casos modelados, sugiriendo que en la región sur predomina flujos de agua parcialmente mezclados. Luego, entre los 5 y 20 km de distancia, la

frecuencia boyante varía entre los  $0.01$  y  $0.05 \text{ s}^{-2}$  para todos los casos simulados, con variaciones de  $\pm 0.01 \text{ s}^{-2}$  (Figura 22), delimitando así una zona de flujos estratificados.

### Figura 22

Frecuencia boyante evaluada en un transecto latitudinal sur – norte para las cuadraturas (a - f) y sicigias (b - c - d - e).



Posteriormente, entre los 20 y 70 km de distancia las magnitudes de la frecuencia boyante disminuyen gradualmente hasta llegar a valores de  $0.01 \text{ s}^{-2}$  para el caso con caudal de  $2000 \text{ m}^3/\text{s}$  (caso 2). Este resultado sugiere que existe un grado de estratificación bajo y una mezcla parcial del agua frente a los demás casos que disminuyen gradualmente su magnitud desde aproximadamente los  $0.05 \text{ s}^{-2}$  pero permanecen entre frecuencias de  $0.01$  y  $0.03 \text{ s}^{-2}$  (Figura 22).

Los resultados de la compuesta de Froude evidenciaron un comportamiento frente a flujos de dos capas principalmente para los casos donde se consideraba una constricción. Sin embargo, al extraer los valores de la frecuencia boyante en todas las profundidades, con el fin de separar las dos capas, se obtuvieron leves aumentos de esta frecuencia entre los 18 m y 25 m de profundidad (valores de  $\approx 0.025 \text{ s}^{-2}$ ). Estos resultados coinciden con lo obtenido por Sanino *et. al.*, (2002), ya que esos valores posibilitan el análisis de la compuesta de Froude en tres capas con el fin de considerar una mayor respuesta de estos flujos en profundidad y su influencia frente a la generación de procesos físicos en profundidad como corrientes de fondo o de gravedad.

A su vez, las modelaciones idealizadas representaron de manera adecuada la dinámica entre flujos con diferentes características físicas, donde el diferencial salino y la corriente generada por la descarga del río moduló mayoritariamente esta dinámica, lo cual coincide con los resultados de Escobar & Velásquez (2015) y Toro *et. al* (2019). Los resultados de este estudio son de gran relevancia, ya que hasta el momento no se habían realizado ejercicios de modelación numérica en el golfo de Urabá idealizando la geometría y el tamaño del delta en respuesta a la sensibilidad de la hidrodinámica local y regional. Los hallazgos de este estudio representan un avance significativo en el entendimiento de la sensibilidad hidrodinámica local y regional en el golfo de Urabá como respuesta a la modificación de la geometría del delta.

## 5. Conclusiones

Se identificaron 4 procesos hidrodinámicos relevantes en los diferentes casos modelados. Por un lado, en los casos en los que se ha considerado un caudal de río, se observa la presencia de corrientes anticiclónicas en la región sur del dominio, generadas por una porción de la descarga del río que se desvía hacia el sureste y alcanza velocidades del orden de 0.7 m/s. Por otro lado, se han identificado 3 procesos físicos en profundidad: flujos de tres capas que predominaron en el tiempo al establecer una profundidad máxima de 30 metros; formación de cuñas salinas frente a la descarga del río, las cuales se profundizaban en mayor medida cuando se consideraba un mayor caudal del río o profundidades máximas de 30 metros y la presencia de resaltos hidráulicos que aumentaban su régimen supercrítico en función de una mayor longitud del delta del río.

Las condiciones numéricas que presentaron mayor estabilidad para cada uno de los casos idealizados fueron aquellas en las que el número de Courant-Friedrichs-Lewy se evaluaba a un paso en tiempo de 0.1 minutos en contraste con aquellos que lo evaluaban a un paso de tiempo de 0.5 minutos. Así mismo, se presentó una mayor estabilidad numérica al emplear un coeficiente de reflexión  $\alpha$  igual a 10000 frente a uno de 1000.

La dinámica mareal evidencia flujos de entrada y de salida que aumentan su magnitud en función de la amplitud total de la marea. El orden de magnitud de estos flujos, no evidencian predominancia sobre la descarga del río, toda vez que la descarga modula la hidrodinámica general y local del dominio idealizado. A su vez, el perfil vertical de velocidad evidenció un comportamiento promedio similar en los niveles de marea evaluados en bajamar, transición y pleamar, tanto para los perfiles obtenidos en sicigia como en cuadratura.

Los campos horizontales de las corrientes, para los escenarios donde se considera un caudal del río, están constituidos por dos grupos de flujos con magnitudes y direcciones notablemente diferenciados. El primero con dirección norte – sur que es modulado por la dinámica mareal desde la frontera norte del dominio, localizado principalmente en la región oeste (entre los 0 y 13 km de distancia) y alcanzando magnitudes del orden de los 0.2 m/s. El segundo, con dirección sur – norte, el cual es modulado por la descarga del río lateral, el cual fluye principalmente en la región este

(entre los 13 y 25 km de distancia) y alcanza magnitudes de hasta 1.2 m/s en función del caudal propagado.

La formación flujos de tres capas en la columna de agua se presentó en mayor medida con una profundidad máxima de 30 m. En este caso se presentó una mayor presencia de esta dinámica como respuesta a la cuña salina que se generaba en mayor grado, en comparación con el caso que evaluó una profundidad máxima de 70 m.

La variación en la longitud del delta generó una mayor respuesta frente a procesos físicos de resaltos hidráulicos en la columna de agua. Se observaron regímenes de flujos supercríticos en las modelaciones que consideraban una mayor longitud. A su vez, esta formación de resalto hidráulico se genera en una región más cercana al delta del río (entre 35 a 45 km de distancia) en el escenario con mayor grado de constricción y más lejana del delta del río (entre 45 a 55 km de distancia) que en el escenario con menor grado de constricción. Por otro lado, los resultados de la frecuencia boyante no reflejaron una relación que permita asociar el grado del diferencial salino frente a la dinámica de resaltos hidráulicos hallada anteriormente, sugiriendo que la presencia de este resalto es atribuida principalmente a la velocidad que adquiere el flujo al disminuir la constricción.

## 6. Recomendaciones

Se recomienda emplear un análisis de la compuesta de Froude en tres capas con el fin de identificar formaciones de resaltos hidráulicos generados en el fondo. Lo anterior se recomienda ya que las condiciones que se observaron en este estudio muestran una respuesta de la haloclina que no se da exclusivamente en la superficie como respuesta de la descarga del río, por lo que una respuesta leve en el fondo ( $\approx 0.025 \text{ s}^2$ ) evidenciaría señales de alguna inestabilidad o flujo crítico.

Con el fin de estabilizar las modelaciones se recomiendan implementar de forma progresiva en el tiempo la magnitud de las descargas o de los forzamientos. Esto se observó en este estudio, donde con caudales de magnitud considerable, el modelo no podía iniciar directamente en los 2000, 4000 o 6000  $\text{m}^3/\text{s}$ , debido a que el modelo requiere de un intervalo de calentamiento en el que pueda propagar las condiciones del flujo de manera controlada.

En el desarrollo de esta investigación se emplearon 15 núcleos para la ejecución óptima de cada caso, con un tiempo de salida de cada modelación de aproximadamente 2 días. Se recomienda contar con un almacenamiento de al menos 34 gigabytes disponibles para cada una de las salidas, toda vez que el modelo numérico no comprime sus salidas en formato de archivo multidimensional NetCDF sino en formato de estructuras de alto volumen NEFIS.

## 5. Referencias

- Álvarez-Silva, Ó., Saavedra, V., Otero, L., & Restrepo, J. C. (2022). On the mechanisms controlling near-coast circulation in the southern Colombian Pacific at tidal, seasonal, and interannual time scales. *Journal of Marine Systems*, 236, 103804.
- Arevalo, F. M., Álvarez-Silva, Ó., Caceres-Euse, A., & Cardona, Y. (2022). Mixing mechanisms at the strongly-stratified Magdalena River's estuary and plume. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 277, 108077.
- Bourgain, P., & Gascard, J. C. (2011). The Arctic Ocean halocline and its interannual variability from 1997 to 2008. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 58(7), 745-756.
- Bryce, T. G. K., & MacMillan, K. (2009). Momentum and kinetic energy: Confusable concepts in secondary school physics. *Journal of Research in Science Teaching: The Official Journal of the National Association for Research in Science Teaching*, 46(7), 739-761.
- Cadena, M. (2012). Nivel del mar y régimen de marea en las estaciones mareográficas de Colombia. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM). Subdirección de Meteorología. Bogotá, Colombia. 6.
- Campillo Pérez, A. K. (2021). Usando múltiples trazadores para comprender el funcionamiento de acuíferos freáticos heterogéneos en zonas húmedas tropicales: caso del Golfo de Urabá, Colombia.
- Deltares. (2021). User Manual - Delft3D-FLOW.
- Escobar, C. A., & Velásquez-Montoya, L. (2018). Modeling the sediment dynamics in the Gulf of Urabá, Colombian Caribbean Sea. *Ocean Engineering*, 147, 476-487.
- Escobar, S., & Carlos, A. (2011). Relevancia de procesos costeros en la hidrodinámica del Golfo de Urabá (Caribe Colombiano). *Boletín de Investigaciones Marinas y Costeras-Invemar*, 40(2), 327-346.
- Espinoza Celi, M. E. (2018). Gulf of guayaquil tidal simulation using delft3d hydrodynamic model during an el niño event and normal conditions (bachelor's thesis).
- Gallego Bermúdez, I. (2021). Análisis hidrodinámico del oleaje y el nivel del mar en la zona norte del golfo de Urabá en condiciones actuales y en posibles escenarios de cambio climático.
- Geyer, W. R., & Farmer, D. M. (1989). Tide-induced variation of the dynamics of a salt wedge estuary. *Journal of Physical Oceanography*, 19(8), 1060-1072.

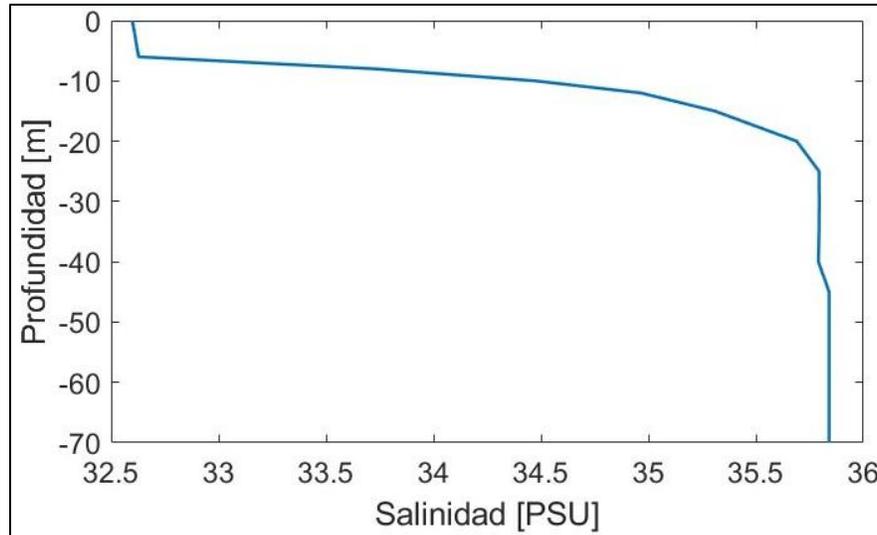
- Haralambidou, K., Sylaios, G., & Tsihrintzis, V. A. (2010). Salt-wedge propagation in a Mediterranean micro-tidal river mouth. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 90(4), 174-184.
- Hardesty, B. D., Harari, J., Isobe, A., Lebreton, L., Maximenko, N., Potemra, J., ... & Wilcox, C. (2017). Using numerical model simulations to improve the understanding of micro-plastic distribution and pathways in the marine environment. *Frontiers in marine science*, 4, 30.
- Hauser, R. (2020). Modelación y análisis de oleaje: desarrollos metodológicos y su aplicación al caso de Uruguay.
- Higuita Sánchez, M., & Quintana Barranco, R. A. (2020). Modulación de las corrientes oceánicas en el golfo de Urabá a partir de la onda de marea.
- Honegger, D. A., Haller, M. C., Geyer, W. R., & Farquharson, G. (2017). Oblique internal hydraulic jumps at a stratified estuary mouth. *Journal of Physical Oceanography*, 47(1), 85-100.
- Huguenard, K. D., Bogucki, D. J., Ortiz-Suslow, D. G., Laxague, N. J. M., MacMahan, J. H., Özgökmen, T. M., ... & Graber, H. (2016). On the nature of the frontal zone of the Choctawhatchee Bay plume in the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(2), 1322-1345.
- Jáuregui Ostos, E. (2003). Algunos conceptos modernos sobre la circulación general de la atmósfera. *Investigaciones geográficas*, (50), 121-143.
- Lonin, S. A., & Vásquez, J. G. (2005). Hidrodinámica y distribución de coniformes en el golfo de Urabá.
- Molina, A., Molina, C., Giraldo, L., Parra, C., & Chevillot, P. (1994). Dinámica marina y sus efectos sobre la geomorfología del golfo de Morrosquillo.
- Montoya, L. J., & Toro, M. (2006). Calibración de un modelo hidrodinámico para el estudio de los patrones de circulación en el Golfo de Urabá, Colombia. *Avances en recursos hidráulicos*, (13).
- Montoya, L. J., Botero, L. P., & Naranjo, J. A. (1999). Resaltos hidráulicos y disipación de energía. *Avances en Recursos Hidráulicos*, (06), 57-71.
- Morozov, E. G., Marchenko, A. V., Filchuk, K. V., Kowalik, Z., Marchenko, N. A., & Ryzhov, I. V. (2019). Sea ice evolution and internal wave generation due to a tidal jet in a frozen sea. *Applied Ocean Research*, 87, 179-191.

- Putzu, S., Enrile, F., Besio, G., Cucco, A., Cutroneo, L., Capello, M., & Stocchino, A. (2019). A reasoned comparison between two hydrodynamic models: Delft3D-Flow and ROMS (regional oceanic modelling system). *Journal of Marine Science and Engineering*, 7(12), 464.
- Restrepo, J.D., Kjerfve, B. (2004). The Pacific and Caribbean Rivers of Colombia: Water Discharge, Sediment Transport and Dissolved Loads. In: Drude de Lacerda, L., Santelli, R.E., Duursma, E.K., Abrão, J.J. (eds) *Environmental Geochemistry in Tropical and Subtropical Environments. Environmental Science*. Springer, Berlin, Heidelberg. [https://doi.org/10.1007/978-3-662-07060-4\\_14](https://doi.org/10.1007/978-3-662-07060-4_14).
- Ruzicka, M. C. (2008). On dimensionless numbers. *Chemical Engineering Research and Design*, 86(8), 835-868.
- Salas-Monreal, D., Salas-de-Leon, D. A., Monreal-Gomez, M. A., Riverón-Enzástiga, M. L., & Mojica-Ramírez, E. (2012). Hydraulic jump in the Gulf of California. *Open Journal of Marine Science*, 2(04), 141.
- Tironi-Silva, A., Marín, V. H., & Delgado, L. E. (2014). Un modelo Hidrodinámico 3D del humedal del Rio Cruces: cálculo del tiempo de residencia utilizando MOHID. *Aqua-LAC*, 6(2), 50-57.
- Toro Botero, F. M. (2008). Estudio de la relación entre la dinámica oceanográfica del Golfo de Urabá, y la dispersión de contaminantes orgánicos y de sedimentos y el planteamiento de posibles acciones de manejo. Escuela de Geociencias y Medio Ambiente.
- Toro, V. G., Mosquera, W., Barrientos, N., & Bedoya, Y. (2019). Circulación oceánica del golfo de Urabá usando campos de viento de alta resolución temporal. *Boletín científico CIOH*, 38(2), 41-56.
- Vélez-Agudelo, C., & Aguirre-Ramírez, N. (2016). Influencia del Río Atrato en el golfo de Urabá durante el holoceno tardío, mar Caribe Colombiano., 45(1), 73-97.
- Zhu, Y., Pan, C., & Sun, Y. (2022). Numerical Simulation of Flow Characteristics In Compound Channels With Emergent Vegetation.

## 6. Anexos

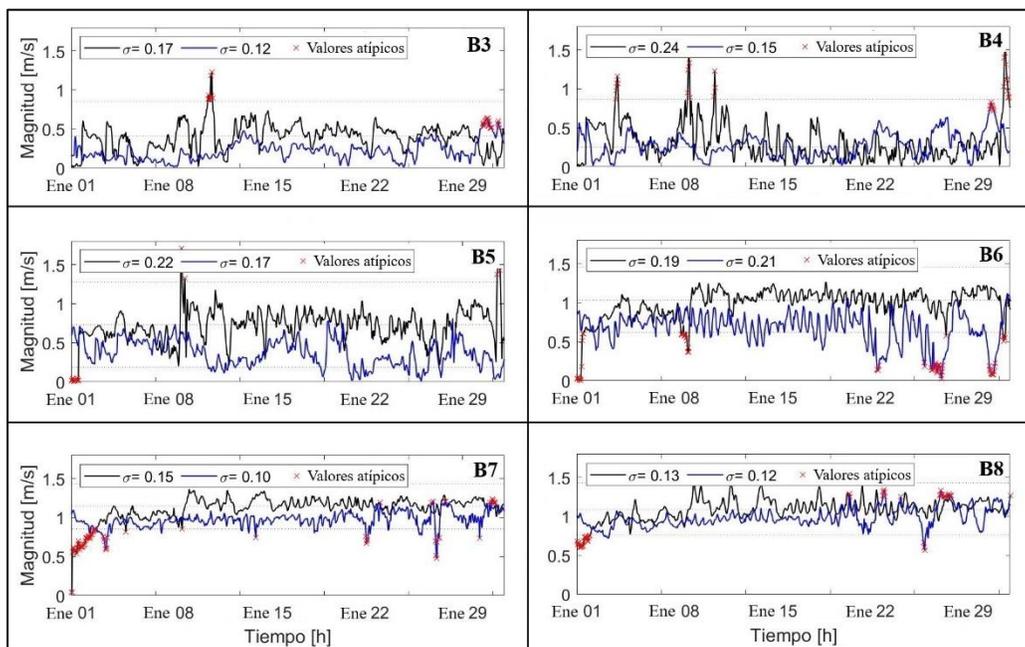
### Anexo A

*Perfil de salinidad empleado como condición inicial de la frontera norte*



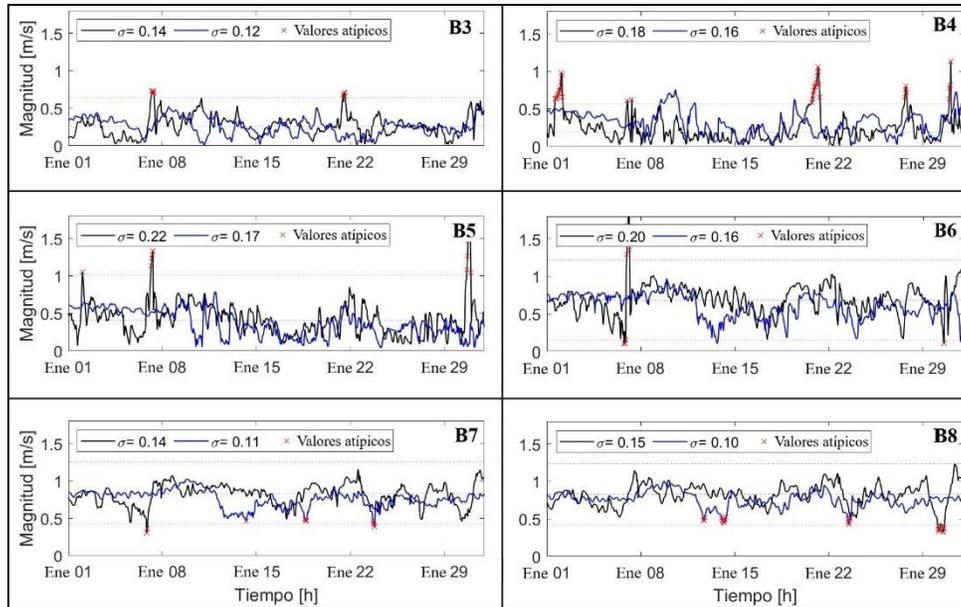
### Anexo B

*Series temporales de las boyas virtuales que relacionan la magnitud de la corriente frente a coeficientes de reflexión  $\alpha s^2$  de 1000 (línea negra) y 10000 (línea azul) para el caso 1.*



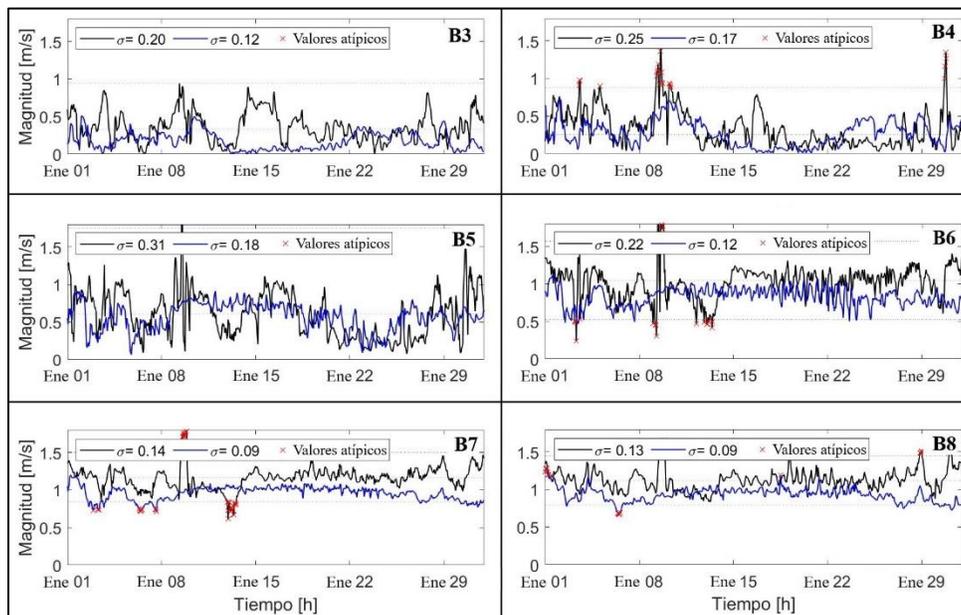
## Anexo C

Series temporales de las boyas virtuales que relacionan la magnitud de la corriente frente a coeficientes de reflexión  $\alpha$   $s^2$  de 1000 (línea negra) y 10000 (línea azul) para el caso 2.



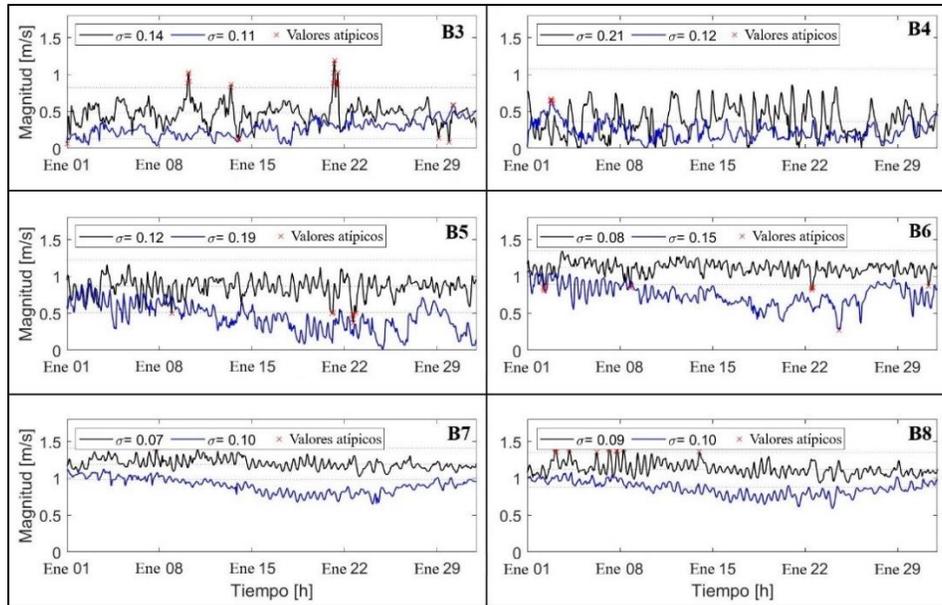
## Anexo D

Series temporales de las boyas virtuales que relacionan la magnitud de la corriente frente a coeficientes de reflexión  $\alpha$   $s^2$  de 1000 (línea negra) y 10000 (línea azul) para el caso 3.



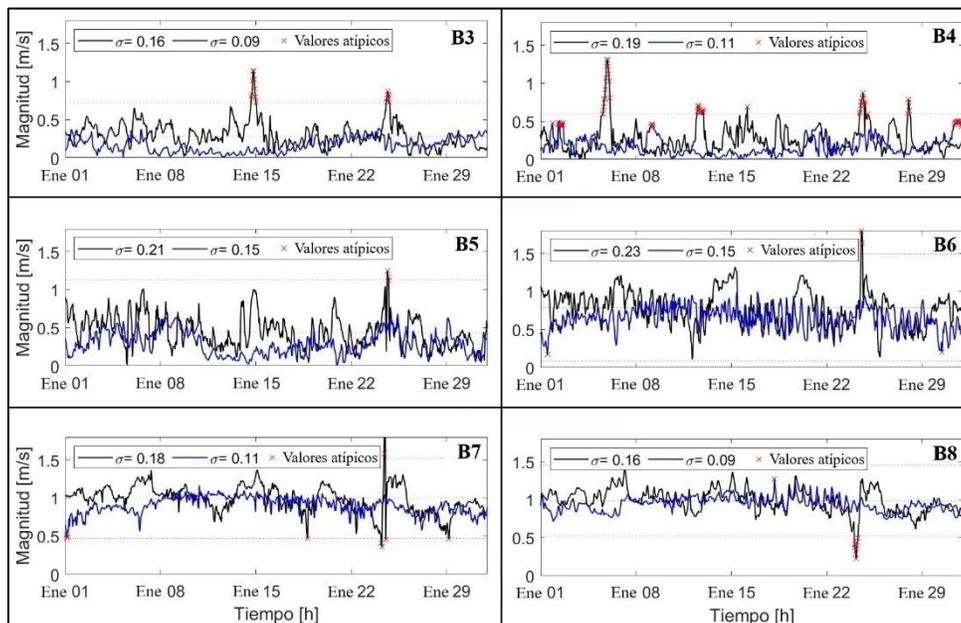
## Anexo E

Series temporales de las boyas virtuales que relacionan la magnitud de la corriente frente a coeficientes de reflexión  $\alpha s^2$  de 1000 (línea negra) y 10000 (línea azul) para el caso 5.



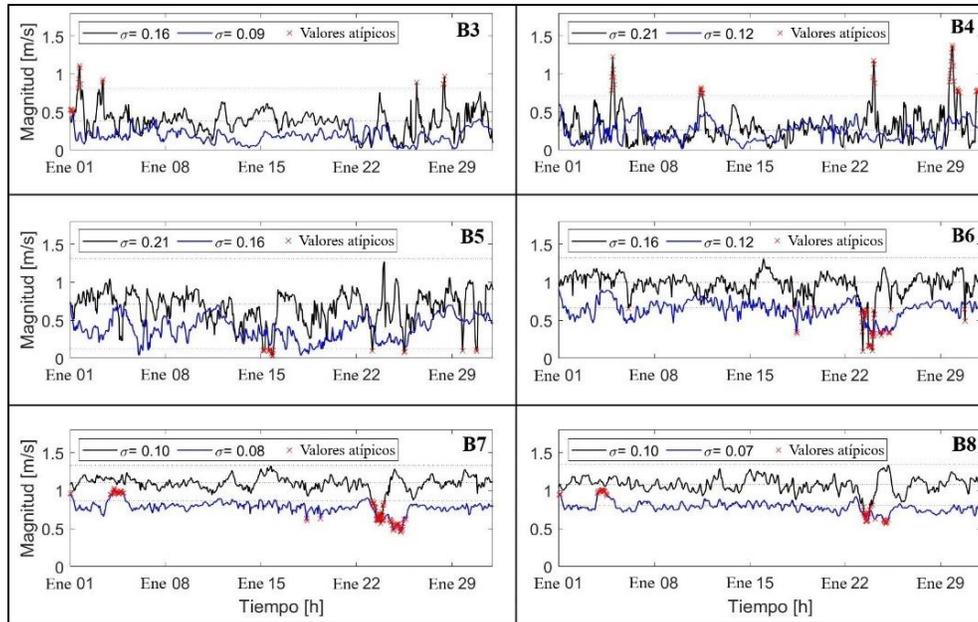
## Anexo F

Series temporales de las boyas virtuales que relacionan la magnitud de la corriente frente a coeficientes de reflexión  $\alpha s^2$  de 1000 (línea negra) y 10000 (línea azul) para el caso 6.



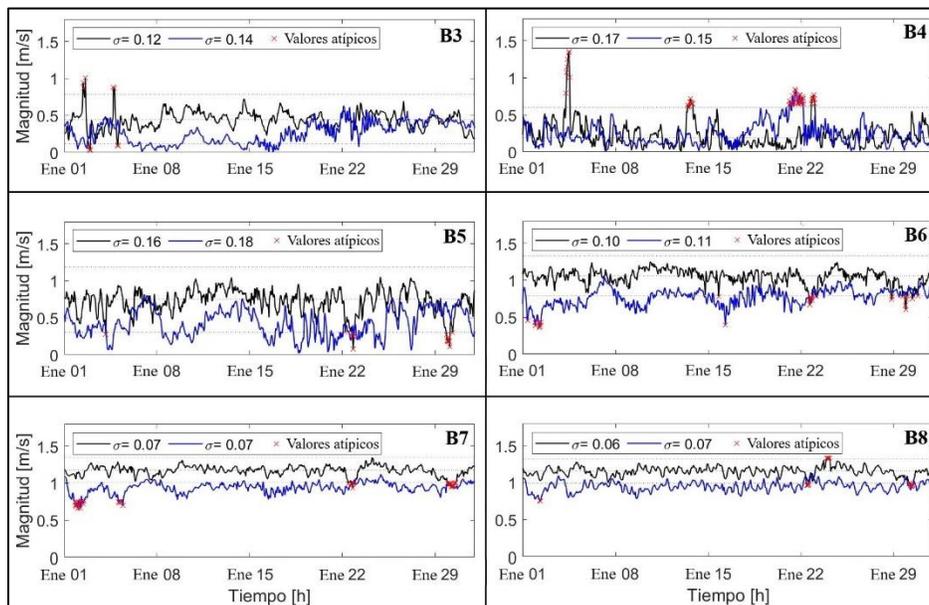
## Anexo G

Series temporales de las boyas virtuales que relacionan la magnitud de la corriente frente a coeficientes de reflexión  $\alpha s^2$  de 1000 (línea negra) y 10000 (línea azul) para el caso 7.



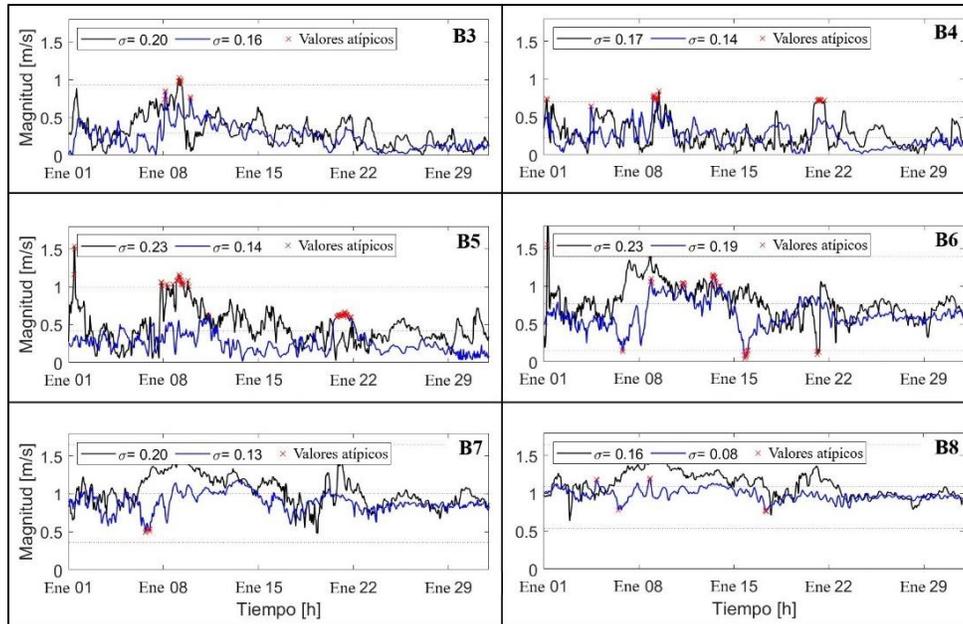
## Anexo H

Series temporales de las boyas virtuales que relacionan la magnitud de la corriente frente a coeficientes de reflexión  $\alpha s^2$  de 1000 (línea negra) y 10000 (línea azul) para el caso 8.



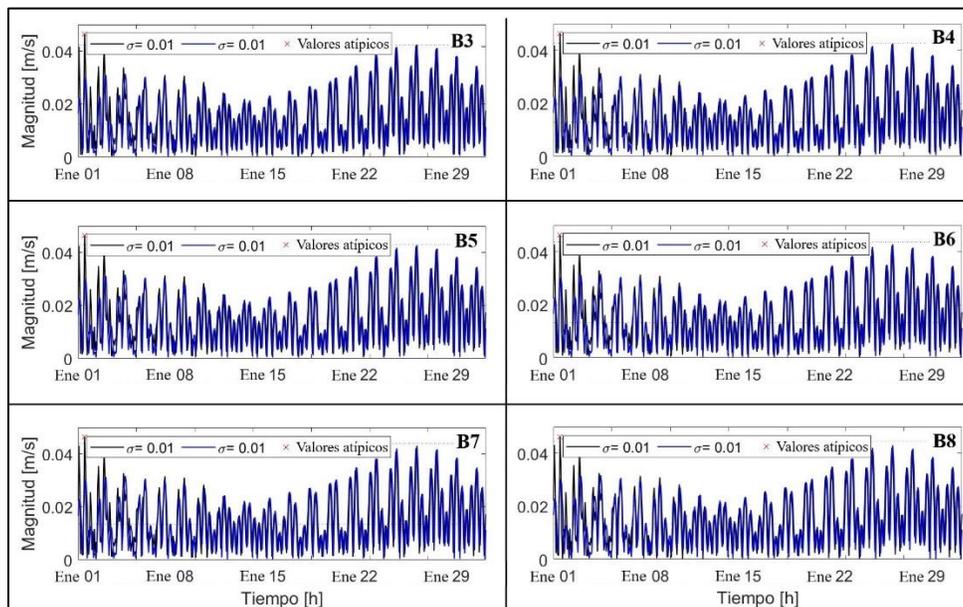
## Anexo I

Series temporales de las boyas virtuales que relacionan la magnitud de la corriente frente a coeficientes de reflexión  $\alpha s^2$  de 1000 (línea negra) y 10000 (línea azul) para el caso 9.



## Anexo J

Series temporales de las boyas virtuales que relacionan la magnitud de la corriente frente a coeficientes de reflexión  $\alpha s^2$  de 1000 (línea negra) y 10000 (línea azul) para el caso 12.



**Anexo K**

*Series temporales de las boyas virtuales que relacionan la magnitud de la corriente frente a coeficientes de reflexión  $\alpha$   $s^2$  de 1000 (línea negra) y 10000 (línea azul) para el caso 13.*

