

Artículo original

Evolución morfodinámica del delta de Tinajones, río Sinú: una visión estacional e interanual

Morphodynamic evolution of the Tinajones Delta in the Sinú River: a seasonal and interannual perspective

Mateo Reyes¹, Yesmin Fontalvo¹, Ever Payares¹,  Óscar Álvarez-Silva^{2*}

¹ Programa de Geología, Universidad del Norte, Barranquilla, Colombia

² Departamento de Física y Geociencias, Universidad del Norte, Barranquilla, Colombia

Resumen

En este estudio se analiza la evolución morfodinámica del delta del río Sinú, también conocido como delta de Tinajones, en una escala temporal estacional e interanual durante el periodo de 1984 a 2021. Se calcularon los flujos mensuales de sedimentos transportados por el oleaje, la marea y el río y se evaluó la dominancia relativa de estos forzadores en la morfodinámica del sistema. Estos análisis se complementaron con una caracterización morfométrica basada en imágenes satelitales. El delta de Tinajones se clasificó como un sistema de dominancia mixta, donde la influencia del oleaje y la descarga del río se alternan estacionalmente debido a la dinámica de la zona de convergencia intertropical. Durante la época seca (diciembre-abril) el delta es dominado por el oleaje debido a la intensificación de los vientos alisios. En contraste, durante la época transicional y húmeda (mayo-julio y agosto-noviembre), el delta es dominado por el río debido a las mayores precipitaciones y el incremento del caudal fluvial. Se evidenció una tendencia significativa de disminución del caudal sólido del río, que ha resultado en un incremento de la influencia del oleaje en el sistema. Este cambio se evidenció también en los análisis de evolución morfométrica, los cuales muestran un predominio reciente de la erosión en la zona central del delta, acompañado de acreción en los sectores laterales y formación de espigas, geoformas características de ambientes dominados por el oleaje. Resaltamos la importancia de analizar los deltas como sistemas en equilibrio dinámico con variabilidad y tendencias en sus forzadores dominantes, en lugar de considerarlos sistemas estacionarios en el mediano y largo plazo.

Palabras clave: Delta de Tinajones; Morfodinámica costera; Flujo de sedimentos; Dinámica estacional; Evolución interanual.

Abstract

Here, we analyzed the morphodynamic evolution of the Sinú River delta, also known as Tinajones Delta, on seasonal and interannual time scales from 1984 to 2021. We calculated monthly sediment fluxes transported by waves, tides, and the river to evaluate the relative dominance of these forces in the morphodynamics of the system. We complemented these analyses with a morphometric characterization based on satellite imagery. The Tinajones Delta was classified as a mixed-influence system, where the influence of waves and river discharge alternates seasonally due to the dynamics of the Intertropical Convergence Zone. During the dry season (December-April), the delta is dominated by the action of the waves due to the intensification of the trade winds. In contrast, during the transitional and wet seasons (May-July and August-November), the river dominates the delta due to the increase in rainfall rates and river discharge. A significant trend of decreasing river sediment discharge was evidenced, leading to an increase in wave influence on the system. This behavior was also evidenced in the morphometric evolution analyses, which show a recent predominance of erosion in the central part of the delta, accompanied by accretion in the lateral sectors and the

Citación: Reyes M, *et al.* Evolución morfodinámica del delta de Tinajones, río Sinú: una visión estacional e interanual. Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. 49(191):394-410, abril-junio de 2025. doi: <https://doi.org/10.18257/raccefyn.3103>

Editor: Germán Alonso Bayona Chaparro

***Correspondencia:**

Óscar Álvarez-Silva;
oalvarezs@uninorte.edu.co

Recibido: 5 de noviembre de 2024

Aceptado: 27 de marzo de 2025

Publicado en línea: 7 de mayo de 2025



Este artículo está bajo una licencia de Creative Commons Reconocimiento-NoComercial-Compartir Igual 4.0 Internacional

formation of spits, which are typical of wave-dominated coastal environments. This paper highlights the importance of analyzing deltas as dynamic equilibrium systems with variability and trends in the dominant forcing rather than as stationary systems over the mid- and long-term.

Keywords: Tinajones Delta; Coastal morphodynamics; Sediment flux; Seasonal dynamics; Inter-annual evolution.

Introducción

Los deltas son geoformas costeras deposicionales que se forman en las desembocaduras de los ríos sobre cuerpos de agua, generalmente océanos, cuando la dinámica local no es capaz de dispersar la carga de sedimentos proveniente del río (Jarriel *et al.*, 2021). Estos sistemas costeros están entre los ambientes con mayor valor socioeconómico y ecológico de la tierra (Syvitski & Milliman, 2007; Nienhuis *et al.*, 2013). La morfología de los deltas resulta de un equilibrio complejo entre procesos fluviales y marinos (Galloway, 1975; Orton & Reading, 1993). Este equilibrio puede verse alterado por causas naturales y antropogénicas como el aumento del nivel del mar, los cambios de uso del suelo, el cambio climático y la construcción de represas en las cuencas fluviales, entre otros. Dichas alteraciones pueden provocar cambios en la geomorfología de los deltas mediante la ganancia o pérdida neta de área, o en su morfología (Syvitski *et al.*, 2009; Tessler *et al.*, 2015; Nienhuis *et al.*, 2018; 2020).

Existen diferentes modelos para clasificar la morfología de los deltas. Uno de los más destacados es el diagrama ternario propuesto por Galloway (1975), que los categoriza según la importancia relativa de tres forzadores: el oleaje, la marea y el río. Sin embargo, este modelo, al igual que la mayoría, es cualitativo y no permite ubicar con precisión un sistema particular. Más recientemente, Nienhuis *et al.* (2020) y Paniagua y Nienhuis (2024) desarrollaron un diagrama ternario cuantitativo que permite caracterizar la morfología de los deltas mediante la cuantificación del flujo de sedimentos aportados por el río y aquellos potencialmente reabajados por el oleaje y la marea.

Este estudio analiza la morfología actual y la evolución morfodinámica del delta de Tinajones en el periodo 1984-2021. Este delta recibe la descarga del río Sinú, el cual presenta un caudal medio de $387 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y una descarga de sedimento de aproximadamente $4,5 \text{ Mt año}^{-1}$ (Tabares *et al.*, 1996; Serrano, 2004). En estudios previos se ha analizado el comportamiento morfodinámico de este delta, clasificándolo como un sistema dominado por el río y el oleaje (Coleman, 1981; Vernet *et al.*, 2002) o influenciado principalmente por el oleaje (Restrepo & López, 2008). Posteriormente, Nienhuis *et al.* (2015) presentaron un índice de dominancia fluvial (R) para caracterizar la morfología de los deltas. Este parámetro cuantifica el equilibrio entre la descarga de sedimentos del río y el máximo transporte longitudinal de sedimentos inducido por el oleaje. Si $R < 1$, el oleaje tiene la capacidad de redistribuir a lo largo de la costa los sedimentos descargados por el río, generando deltas con forma de cúspide. En contraste, si $R > 1$, la geomorfología del delta es dominada por el río, ya que el oleaje no tiene la capacidad de redistribuir todo el sedimento aportado. Nienhuis *et al.* (2015) calcularon un valor del parámetro $R \approx 2$ para el delta de Tinajones, lo que sugiere dominancia fluvial. Más recientemente, Paniagua y Nienhuis (2024) propusieron una metodología para predecir la dominancia de los forzadores de los deltas. Al aplicar esta metodología al delta de Tinajones, obtuvieron como resultado una dominancia del oleaje. Sin embargo, los autores advierten que este resultado contradice sus observaciones, las cuales indican una dominancia fluvial y destacan que, entre todos los deltas analizados en su estudio, el del río Sinú presenta la mayor discrepancia entre la predicción y la observación. Así pues, los estudios previos sobre la morfodinámica del delta presentan diferencias en la determinación del forzamiento dominante en la morfodinámica del delta.

Exploramos aquí la hipótesis de que estas diferencias son el resultado de la variabilidad temporal en los procesos marino-fluviales influenciada por la hidroclimatología local (estacionalidad) y su evolución a largo plazo (interanual a decadal). Nuestro objetivo fue

analizar la influencia de los forzadores fluviales y marinos tanto en escalas estacionales como a largo plazo entre 1984 y 2021. Para ello, se aplicó la metodología propuesta por **Nienhuis *et al.* (2020)** para clasificar la morfología del delta de Tinajones. Ese análisis se complementó con un estudio morfométrico basado en imágenes satelitales, mediante el cual se cuantificaron los cambios en el área y la forma del delta en el mismo periodo, con el fin de correlacionar ambos resultados.

Área de estudio

El río Sinú tiene una longitud de 415 km y un área de drenaje de 14.700 km² (**Restrepo *et al.*, 2009**). El delta de Tinajones se ubica en la costa Caribe colombiana entre las latitudes 9°23' N y 9°28' N y las longitudes 75°60' W y 75°54' W (**Figura 1**) y presenta tres bocas de oeste a este: Corea, Tinajones y Llanos (**Dimar-CIOH, 2013**). La formación del delta es reciente, ya que se originó en 1938 como resultado de un proceso de avulsión que desvió el curso del río Sinú desde su antigua desembocadura en la bahía de Cispatá hacia la zona de Tinajones (**Robertson & Chaparro, 1998**).

El clima de la región está modulado por la migración latitudinal de la zona de convergencia intertropical (ZCIT), dinámica que genera una estación seca entre diciembre y abril y una estación húmeda entre agosto y noviembre, en tanto que los meses restantes corresponden a un periodo de transición entre ambas estaciones. Durante la estación seca, la ZCIT se encuentra en su posición más al sur (0°S - 5°S), de modo que los vientos alisios del noreste dominan la cuenca Caribe con velocidades promedio de aproximadamente 8 m s⁻¹ y picos diurnos de hasta 15 m s⁻¹ (**Andrade, 1993**). En contraste, durante la estación húmeda la ZCIT se desplaza hacia el sur del mar Caribe, lo que provoca una disminución de la velocidad del viento en la zona de estudio y un aumento en las tasas de precipitación

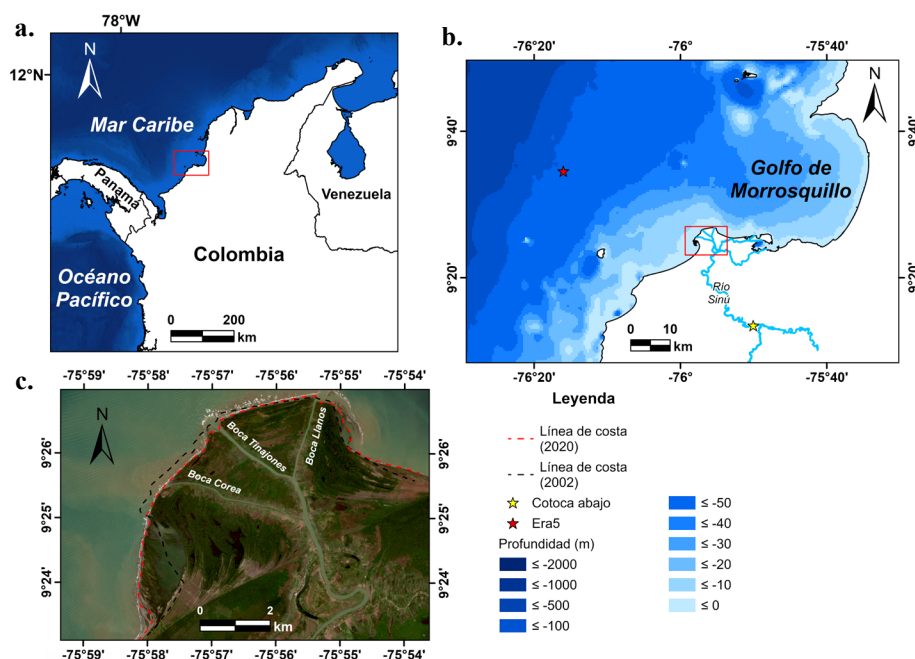


Figura 1. (a) Ubicación del área de estudio en Colombia. **(b)** Contexto regional del delta de Tinajones. La estrella roja indica la ubicación de la boya virtual de ERA5 de la cual se obtuvieron datos de reanálisis de altura significativa, dirección y periodo pico del oleaje. La estrella amarilla muestra la ubicación de la estación hidrológica utilizada para obtener el caudal del río y la carga de sedimentos en suspensión. **(c)** Vista del delta de Tinajones a partir de una imagen satelital obtenida: Sentinel 2 (31/01/2021). Las líneas punteadas representan la digitalización de la costa deltaica entre 2002 y 2020.

(Andrade & Barton, 2000). La marea en la región es micromareal, de tipo mixto, principalmente diurna, con un rango de hasta 0,62 cm en el delta de Tinajones (Restrepo & López, 2008; Serrano, 2004). En el mar Caribe el oleaje proviene principalmente del noreste, con una altura significativa que varía a lo largo del año entre 0,80 m y 2,52 m en las proximidades del delta (Pérez-Domínguez *et al.*, 2022).

Materiales y métodos

Flujos de sedimento y dominancia de los forzadores

Para clasificar el delta se utilizó la metodología propuesta por Nienhuis *et al.* (2020), la cual relaciona la influencia de los forzadores que actúan sobre el delta mediante el cálculo de los flujos de sedimentos aportados por el río (Q_{Sr}), y su redistribución por el oleaje (Q_{Sw}) y la marea (Q_{St}).

Los promedios diarios del flujo de sedimentos del río Q_{Sr} (kg s^{-1}) y del caudal del río Q_w ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) para el periodo 1984-2021 se obtuvieron a partir de las mediciones realizadas en la estación hidrológica más cercana al mar, ubicada en las coordenadas $9^\circ 13' 27'' \text{N}$ y $75^\circ 50' 3'' \text{W}$ (Figura 1b), propiedad del Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM). Estas series de datos tienen una menor extensión que las de oleaje y delimitaron el alcance temporal del análisis.

Para estimar los flujos de sedimento asociado al oleaje, se utilizaron datos diarios de altura de ola significativa en aguas profundas, periodo pico y dirección del oleaje en el mismo periodo de los datos fluviales (1984-2021), obtenidos de la base de datos de reanálisis ERA5. Los datos se tomaron del nodo más cercano al área de estudio (coordenadas $9^\circ 34' 32'' \text{N}$ y $76^\circ 16' 0'' \text{W}$) (Figura 1b). Con esta información se calculó la serie de altura de ola significativa en rotura mediante el método de Larson y Kraus (1989):

$$H_{sb} = H_o 0,53 \left(\frac{H_o}{L_o} \right)^{-0,24} \quad (1)$$

donde H_{sb} (m) es la altura de ola significativa en rotura, H_o (m) es la altura de ola significativa en aguas profundas y L_o (m) la longitud de onda en aguas profundas asociada al periodo pico. Esta parametrización ha demostrado ser uno de los modelos simplificados con mayor nivel de predictibilidad de la altura de ola en rotura (Duong *et al.*, 2023).

El flujo de sedimentos transportados por el oleaje (Q_{Sw}) se calculó con el método del Coastal Engineering Research Center - CERC (1984), utilizando la variación del coeficiente K propuesta por Mil-Homens *et al.* (2013)

$$Q_{Sw} = KX\rho_s \quad (2)$$

$$K = \left(2232,7 \left(\frac{H_{sb}}{L_o} \right)^{1,45} + 4,505 \right)^{-1} \quad (3)$$

$$X = \frac{\rho g^{\frac{1}{2}}}{16 \sqrt{\gamma_b} (\rho_s - \rho) (1-P)} H_{sb}^{\frac{5}{2}} \text{Sen}(2\alpha_b) \quad (4)$$

donde $\rho = 1024 \text{ kg m}^{-3}$ es la densidad del agua, $\rho_s = 2600 \text{ kg m}^{-3}$ es la densidad del sedimento, g (m s^{-2}) es la aceleración de la gravedad, $\gamma_b = 0,76$ es el coeficiente de rotura del oleaje, $P = 0,5$ es la porosidad del sedimento y α_b ($^\circ$) es el ángulo de incidencia del oleaje con respecto a la línea de costa.

A partir de los flujos de sedimento del río y del oleaje se calculó el parámetro R utilizando la ecuación propuesta por Nienhuis *et al.* (2015; 2020).

$$R = \frac{Q_{Sr}}{Q_{Sw}} \quad (5).$$

Por último, para estimar el flujo de sedimentos transportados por la marea Q_{St} (kg s^{-1}), se utilizó el método de Nienhuis *et al.* (2020). Este método asume que la concentración de sedimentos transportados por la marea es igual a la concentración de sedimentos aportada por el río.

$$Q_{St} = Q_{Wt} \times \frac{Q_{Sr}}{Q_{Wr}}, \quad (6)$$

donde la descarga líquida asociada a la marea Q_{Wt} ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) está dada según **Nienhuis *et al.*** (2018) por

$$Q_{Wt} = \frac{1}{2} \omega \kappa a^2 \left(\frac{d_u}{S} \right)^2 \beta \quad (7).$$

En esta expresión, a (m) es la amplitud de la marea, ω (s^{-1}) es la frecuencia angular, β es la relación de aspecto de la sección transversal del canal, S es la pendiente del canal y d_u (m) es la profundidad del canal aguas arriba de la desembocadura. Además, κ (m^{-1}) es un coeficiente de proporcionalidad que relaciona el prisma de marea con un área de sección transversal en equilibrio (**Nienhuis *et al.***, 2018; 2020):

$$\kappa = \omega \left(\sqrt{\theta_s D_{50} R_s C \pi} \right)^{-1} \quad (8).$$

Este coeficiente depende del tamaño de grano $D_{50} = 200 \mu\text{m}$, el número de Shields $\theta_s = 0,20$, la rugosidad del flujo de Chézy $C = 55$ y la gravedad específica del sedimento sumergido $R_s = 1,65$. Los valores asignados a estas variables se consideran representativos de los entornos costeros (**Stive & Rakhorst**, 2008) y fueron seleccionados debido a la dificultad para encontrar información específica sobre el delta de Tinajones. Asimismo, se utilizó $a = 0,50$ m, dato obtenido al sumar las amplitudes de las componentes diurnas y semidiurnas del área en estudio (**Restrepo & López**, 2008). Para la frecuencia angular se utilizó un periodo de 24 horas, dado que la marea en la región es predominantemente diurna (**Restrepo & López**, 2008). El parámetro d_u se estimó siguiendo reglas de geometría hidráulica basadas en el caudal medio anual (**Mikhailov**, 1970). Por último, se utilizó una pendiente de $S = 0,001$, valor típico de los deltas litorales (**Nienhuis *et al.***, 2018).

El aporte relativo de cada uno de los flujos de sedimentos a la morfología del delta se determinó mediante la fracción r_x (**Nienhuis *et al.***, 2020; **Paniagua & Nienhuis**, 2024):

$$r_x = \frac{Q_x}{Q_{Sr} + Q_{Sw} + Q_{St}} \quad (9)$$

donde x representa el flujo de sedimentos transportado por el río, la marea o el oleaje. Los tres valores de r_x proporcionan un sistema de coordenadas que permite ubicar el delta en el diagrama ternario cuantitativo propuesto por **Nienhuis *et al.*** (2020).

Variabilidad climatólogica y tendencia

Se analizó la variabilidad de las series de caudal líquido y sólido del río, así como de la altura de ola significativa y periodo pico, y de los flujos de sedimentos asociados al río, el oleaje y la marea. La variabilidad de estas series de tiempo se evaluó a escala climatólogica mensual para todo el periodo de estudio y, además, se dividió el análisis en cuatro intervalos cuasidecadales (1984-1992, 1993-2001, 2002-2011, 2012-2021). Esta subdivisión permitió explorar posibles cambios interanuales en las series forzadoras y en los flujos de sedimento. La extensión de los periodos analizados (9 a 10 años) se seleccionó para garantizar que cada sub-periodo fuera más extenso que las frecuencias dominantes de variabilidad del ENSO: cuasibienal (2 a 3 años de periodo) y de baja frecuencia (4 a 7 años de periodo) (**Vega *et al.***, 2020), lo que permite reducir los sesgos que podrían presentarse al analizar periodos interanuales de menor duración.

La fracción r_x definida en la ecuación (9) se empleó para evaluar la variabilidad estacional e interanual de la dominancia de los forzadores que influyen en la morfodinámica del delta. Esto permitió identificar posibles cambios en la dominancia relativa del delta atribuidos a la estacionalidad y a variaciones interanuales a lo largo del tiempo.

Complementariamente, se evaluó la existencia de tendencias en las series de los forzadores: caudal líquido, caudal sólido y altura de ola significativa mediante la prueba de Mann-Kendall (**Mann**, 1945; **Kendall**, 1975). Esta prueba estadística asume como hipótesis nula que los datos están distribuidos de forma independiente e idéntica, lo que indica que no hay tendencia. La hipótesis alternativa indica la presencia de una tendencia

monótona (Cai *et al.*, 2019). La prueba de Mann-Kendall emplea un valor p de significancia para determinar si se acepta la hipótesis nula. Una tendencia se considera significativa si $p < 0,05$. Este método se considera sólido para identificar tendencias en series temporales de datos ambientales (p. ej., García & Mechoso, 2005; Milliman *et al.*, 2008; Pasquini & Depetris, 2007; Restrepo *et al.*, 2014; Yue *et al.*, 2002; Zhang *et al.*, 2008).

Análisis morfométrico

La cuantificación geométrica deltaica y sus cambios a lo largo del tiempo permiten validar la clasificación obtenida a partir de los flujos de sedimento y su dominancia relativa, ya que la geomorfología del delta y su evolución reflejan los efectos acumulados de estos flujos. La relación entre el ancho (extensión transversal al canal del río) y el largo (extensión hacia el mar) del delta está determinada por la capacidad del oleaje para redistribuir los sedimentos a lo largo del litoral frente a la capacidad del río de acumularlos de forma perpendicular a la línea de costa. En otras palabras, la energía del oleaje tiende a disminuir el largo del delta y aumentar su ancho al redistribuir los sedimentos desde la parte frontal hacia los costados (Wright & Coleman, 1972).

De manera complementaria, si el flujo de energía del oleaje es asimétrico con respecto al eje principal del canal del río, el delta tenderá a aumentar su área en el sentido de la deriva litoral (Gao *et al.*, 2020). Es decir, si la dirección del oleaje es predominante de un lado del eje del río, se genera una diferencia en el transporte litoral entre las áreas del delta situadas aguas arriba y aguas abajo de canal (Nienhuis *et al.*, 2015). Esta diferencia provoca un crecimiento asimétrico del delta, con un aumento del área en dirección de la deriva litoral (Ashton & Giosan, 2011).

Para caracterizar la evolución de la costa deltaica, se utilizaron imágenes satelitales Maxar y CNES/Airbus obtenidas de Google Earth Pro en el periodo 2002-2020. Dado que el objetivo del análisis fue evaluar la variabilidad interanual del sistema, todas las imágenes se seleccionaron en la estación seca, con el propósito de minimizar la influencia de los cambios estacionales. Las imágenes fueron rectificadas con respecto al mismo sistema de coordenadas utilizando seis puntos de control terrestre (PCT) y utilizando como imagen de referencia la más reciente (2024). La información se presentó en el sistema de coordenadas (UTM 18N) y, dado que la topografía del área es plana, se aplicó una transformación polinomial en el proceso de registro geoespacial (Chuvieco, 2000; Rangel-Buitrago *et al.*, 2015). El error de fotografía se controló mediante el cálculo del error cuadrático medio comparando los PCT de cada imagen con la imagen base, con lo que se obtuvo una precisión geométrica de 0,30 m (Crowell *et al.*, 1991; Moore, 2000).

Un aspecto crítico en el análisis de las imágenes satelitales es la selección de un indicador adecuado de la línea de costa que refleje correctamente su posición y evolución a lo largo del tiempo. En este entorno micromareal la línea de costa se definió como la línea de agua en el momento de la captura de la imagen (Boak & Turner, 2005). Debido a la imposibilidad de reconstruir las condiciones de marea en el momento de captura de las imágenes, se asumió una incertidumbre máxima de 7 m en la posición diaria de la línea de agua a partir de la pendiente intermareal promedio de las playas en el Caribe colombiano (Rangel-Buitrago & Anfuso, 2009; Rangel-Buitrago *et al.*, 2015). No se consideraron los efectos de la altura de las olas, ya que no se observaron condiciones de tormenta en ninguna de las imágenes utilizadas.

Después de la digitalización de la línea de costa, se estimaron sus cambios temporales utilizando la extensión DSAS 5.1 para ArcGIS desarrollada por el USGS (Thieler *et al.*, 2005). DSAS utiliza las posiciones de las líneas de costa referenciadas sobre una línea de base arbitraria para generar transectos perpendiculares a la costa cada 5 m, lo que resultó en un total de 3.023 transectos. Esta información permitió calcular tasas de erosión y acreción en función de la distancia entre líneas de costa y el tiempo transcurrido, bajo el supuesto de que los cambios observados se deben a procesos litorales. Los cambios en la línea de costa del delta se evaluaron utilizando la tasa de punto final y la regresión lineal (Thieler *et al.*, 2005). Las tasas de retroceso y acreción se agruparon en cuatro categorías:

alta erosión ($\geq -1,50$ m año⁻¹), erosión (entre $-0,20$ y $-1,50$ m año⁻¹), estabilidad (entre $-0,20$ y $+0,20$ m año⁻¹) y acreción ($\geq +0,20$ m año⁻¹), de acuerdo con la metodología propuesta por Rangel-Buitrago *et al.* (2015).

Resultados

Climatología y tendencias de los forzadores

En la **Figura 2a** se muestra la climatología mensual de los caudales líquidos y sólidos del río Sinú para el periodo 1984-2021. Se observa una relación directa entre los caudales líquidos y sólidos, los cuales presentan un comportamiento unimodal, con una época seca (diciembre-abril) y una época húmeda (agosto-noviembre) claramente definidas y en concordancia con la meteorología de la región. En la época seca los caudales varían entre 153 y 389 m³ s⁻¹, en tanto que el transporte de sedimento varía entre 27 y 130 kg s⁻¹. En la época húmeda los caudales varían entre 365 y 547 m³ s⁻¹ y el transporte de sedimento entre 11 y 240 kg s⁻¹.

La **Figura 2b** muestra la climatología mensual del caudal líquido dividida por periodos cuasidecadales. Los valores promedio multianuales fueron de 356 m³ s⁻¹ en 1984-1992, 398 m³ s⁻¹ en 1993-2001, 434 m³ s⁻¹ en 2002-2011 y 358 m³ s⁻¹ en 2012-2021. Asimismo, en la **Figura 2c** se observa la climatología mensual del caudal sólido para estos mismos periodos, con promedios multianuales de 173 kg s⁻¹ en 1984-1992, 148 kg s⁻¹ en 1993-2001, 144 kg s⁻¹ en 2002-2011 y 110 kg s⁻¹ en 2012-2021. Se destaca la reducción monotónica del caudal sólido entre periodos cuasidecadales, con una disminución del 37 % entre el primer y el último intervalo.

En la **Figura 3a** se ve la climatología de la altura de ola significativa en rotura y el periodo pico entre 1984-2021, con valores promedio de 1,38 m y 6,94 s, respectivamente. Se observa un comportamiento bimodal en estas variables, con mayores alturas de ola en la época seca, un promedio de 1,76 m entre diciembre y abril y un máximo de 1,99 m en febrero. Se presenta también un segundo máximo local en julio, asociado al incremento de la velocidad del viento durante el fortalecimiento del chorro del Caribe (Vega *et al.*, 2020). En la época húmeda se observaron las menores alturas de ola, con un promedio de 1,02 m entre agosto y noviembre y un mínimo de 0,86 m en septiembre. La climatología mensual

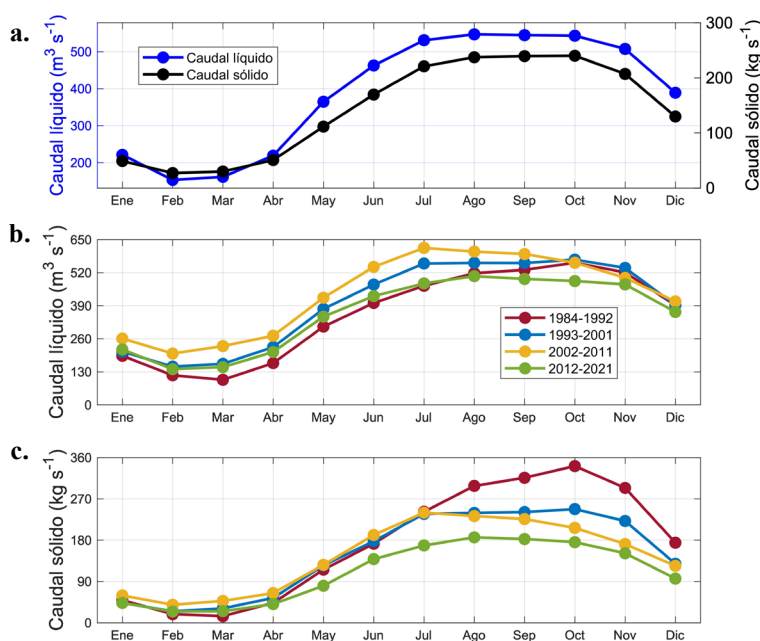


Figura 2. (a) Climatología mensual del caudal sólido y líquido en el periodo 1984-2021. (b) Climatología mensual del caudal líquido y (c) Sólido por subperiodos cuasidecadales

de la altura de ola dividida en períodos cuasidecadales se muestra en la **Figura 3b**. Los promedios para estos subperíodos fueron de 1,32 m en 1984-1992, 1,38 m en 1993-2001, 1,39 m en 2002-2011 y 1,42 m en 2012-2021, observándose un incremento sostenido de la altura de ola significativa, que alcanzó un 7,6 % entre el primer y el último subperíodo.

Un análisis más detallado de las posibles tendencias en los forzadores se presenta en la **Figura 4**, que muestra las series de promedios mensuales del caudal líquido, caudal sólido y altura de ola significativa en rotura junto con la mejor línea de ajuste.

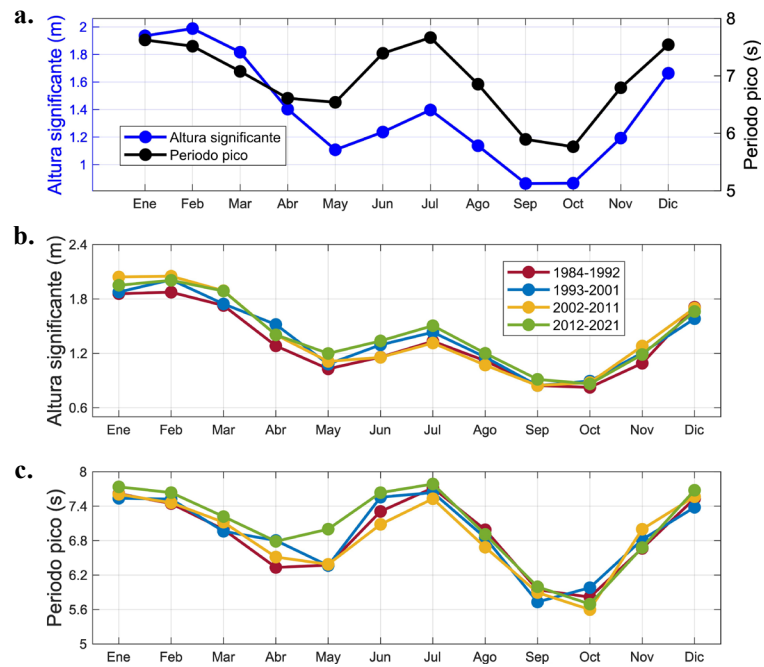


Figura 3. (a) Climatología mensual del de altura de ola en rotura y el periodo pico en el periodo 1984-2021. (b) Climatología mensual altura de ola en rotura y (c) Periodo por subperíodos cuasidecadales

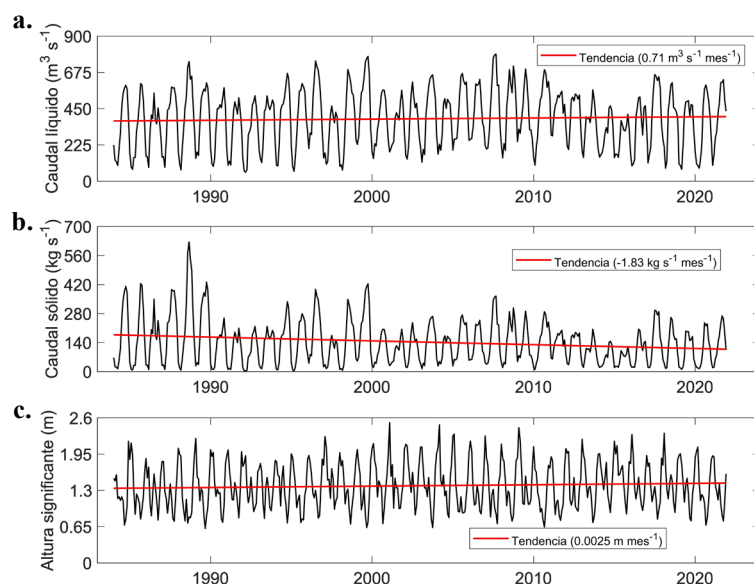


Figura 4. Serie de promedios mensuales y línea de tendencia para (a) caudal líquido, (b) caudal sólido y (c) altura de ola significativa en rotura

La magnitud de las posibles tendencias, que corresponde al cambio de las variables por año, fue calculada a partir de la pendiente de los ajustes. En la **Tabla 1** se presentan las pendientes calculadas junto con los resultados de la prueba de Man-Kendall y la significación estadística de las tendencias. En esta tabla se destaca que el caudal sólido presentó una tendencia decreciente estadísticamente significativa, mientras que las otras variables no evidenciaron tendencias significativas.

Flujos de sedimento y dominancia de los forzadores

Para todos los casos, los flujos de sedimentos asociados a la marea representaron menos del 1 % del flujo total de sedimentos según la ecuación 9, lo que demuestra que la influencia de la marea en la evolución morfodinámica de este sistema es despreciable. En promedio, durante todo el periodo de análisis el delta de Tinajones mostró condiciones de dominancia mixta entre el río y el oleaje, con un $R \approx 1$, lo cual sugiere una dominancia similar entre ambos forzadores. Sin embargo, un análisis más detallado a escala climatológica permitió determinar que, más que una dominancia mixta constante, se presentó una alternancia en el forzador dominante a lo largo del ciclo anual. Para visualizar esta variabilidad, la climatología de los flujos de sedimento se presenta en la **Figura 5** por medio del diagrama de Galloway (1975), modificado por Nienhuis *et al.* (2020) y Paniagua y Nienhuis

Tabla 1. Resultados de la prueba de Man-Kendall y tasa de cambio para las series mensuales de caudal líquido, caudal sólido y altura de ola significativa

Variable	Intervalo de tiempo	Prueba Mann-Kendall		Tendencia anual
		Estadístico Z	p	
Caudal líquido	1984-2021	0,88	No significativo	8,52 m ³ s ⁻¹ año ⁻¹
Caudal sólido	1984-2021	-2,38	0,017	-21,96 kg s ⁻¹ año ⁻¹
Altura de ola	1984-2021	1,32	No significativo	0,03 m año ⁻¹

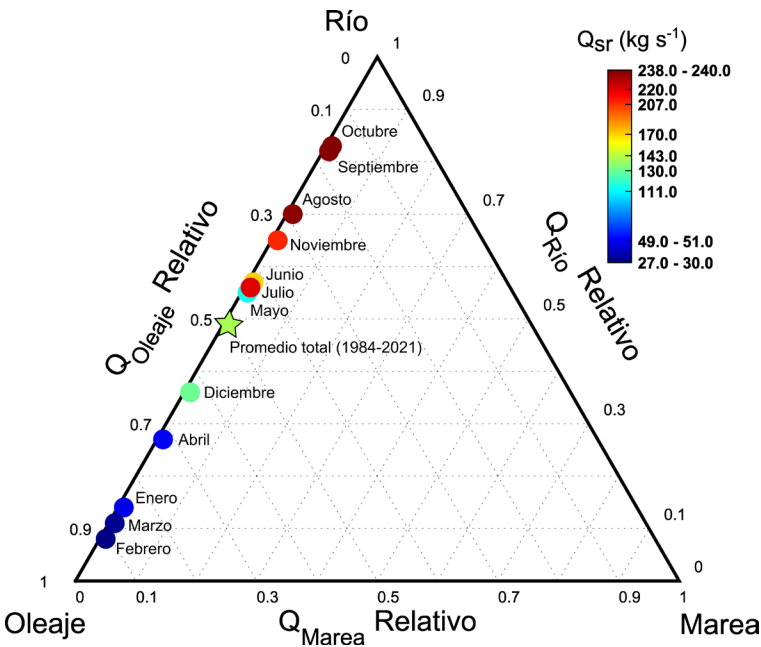


Figura 5. Ubicación del delta de Tinajones expresado como promedio durante todo el periodo de análisis (estrella verde) y su variabilidad climatológica (círculos) en el diagrama ternario de Galloway (1975) modificado por Nienhuis *et al.* (2020)

(2024). En este diagrama se observa directamente la relación de dominancia de los tres forzadores de la morfodinámica del delta. Para la representación gráfica se asignó un valor fijo del flujo de marea de $r_{QSt} = 0,01$.

Durante la época seca de la costa Caribe colombiana (diciembre-abril), el delta está principalmente influenciado por el oleaje (**Figura 5**), lo que coincide con la temporada de mayores vientos y oleajes (**Figura 3a**) y bajos caudales líquidos y sólidos (**Figura 2a**). Así, de acuerdo con las magnitudes relativas de los flujos de sedimento, el delta es dominado por el oleaje en un 85 % en enero, 91 % en febrero, 88 % en marzo y 72 % en abril (**Tabla 2**). Por otro lado, en la época transicional (mayo-julio), la dominancia del sistema es más equilibrada, con una ligera predominancia del río de 55 % en mayo, 57 % en junio y 56 % en julio. Por último, durante la época húmeda (agosto-noviembre), cuando ocurren mayores caudales líquidos y sólidos (**Figura 2a**) y menores oleajes (**Figura 3a**), el río se convierte en el forzador dominante con un 70 % en agosto, 82 % en septiembre, 83 % en octubre y 65 % en noviembre.

De forma complementaria, en la **Figura 6** se presenta la clasificación del delta de Tinajones analizando por separado los flujos en los cuatro periodos cuasidecadales considerados. Según este diagrama y la **Tabla 2**, el delta presentó un cambio en la dominancia de los forzadores morfodinámicos a lo largo del periodo analizado. En el periodo 1984-1992, el río era el forzador dominante, con un 56 % de influencia, mientras que en el periodo 2012-2021 su influencia se redujo a un 41 %, pasando el oleaje a ser el forzador predominante. Este resultado es coherente con la tendencia significativa de reducción en el flujo de sedimentos del río evidenciada en la **Figura 4** y la **Tabla 1**.

Tabla 2. Promedios mensuales, por periodos interanuales y totales de las variables del oleaje en aguas profundas y del río, flujos de sedimento, razón de dominancia fluvial (R) y flujo de sedimentos relativos por el río (r_{QSt}) y el oleaje (r_{QSw})

Mes o intervalo interanual	Altura de ola* (m)	Periodo pico* (s)	Longitud de onda* (m)	Caudal líquido ($m^3 s^{-1}$)	Flujos de sedimento por oleaje ($kg s^{-1}$)	Flujos de sedimento del río ($kg s^{-1}$)	R	r_{QSt}	r_{QSw}
Enero	1,33	7,62	90,58	221,36	292,81	49,02	0,17	0,14	0,85
Febrero	1,39	7,51	88,00	153,46	295,22	27,15	0,09	0,08	0,91
Marzo	1,28	7,07	78,00	161,67	228,84	29,96	0,13	0,11	0,88
Abril	0,95	6,61	68,15	219,12	135,84	50,81	0,38	0,27	0,72
Mayo	0,69	6,53	66,51	364,70	89,50	111,42	1,25	0,55	0,44
Junio	0,74	7,39	85,19	462,64	131,58	169,76	1,29	0,57	0,42
Julio	0,86	7,66	91,53	531,08	171,90	221,00	1,29	0,56	0,43
Agosto	0,70	6,85	73,19	547,00	101,13	237,55	2,35	0,70	0,29
Septiembre	0,54	5,89	54,11	544,76	50,22	239,53	4,77	0,82	0,17
Octubre	0,55	5,76	51,75	543,30	48,67	240,22	4,93	0,83	0,16
Noviembre	0,75	6,79	71,92	507,55	108,88	207,17	1,90	0,65	0,34
Diciembre	1,10	7,54	88,68	389,13	225,35	129,80	0,58	0,36	0,63
1984-1992	0,85	6,89	74,00	355,96	132,58	173,33	1,31	0,56	0,43
1993-2001	0,91	6,92	74,70	398,07	143,64	147,75	1,03	0,51	0,49
2002-2011	0,92	6,87	73,62	434,38	143,50	144,13	1,00	0,495	0,495
2012-2021	0,93	7,06	77,75	358,15	155,83	109,47	0,70	0,41	0,58
Promedio (1984-2021)	0,90	6,94	75,13	387,15	144,37	142,78	0,99	0,49	0,50

*Parámetros en aguas profundas

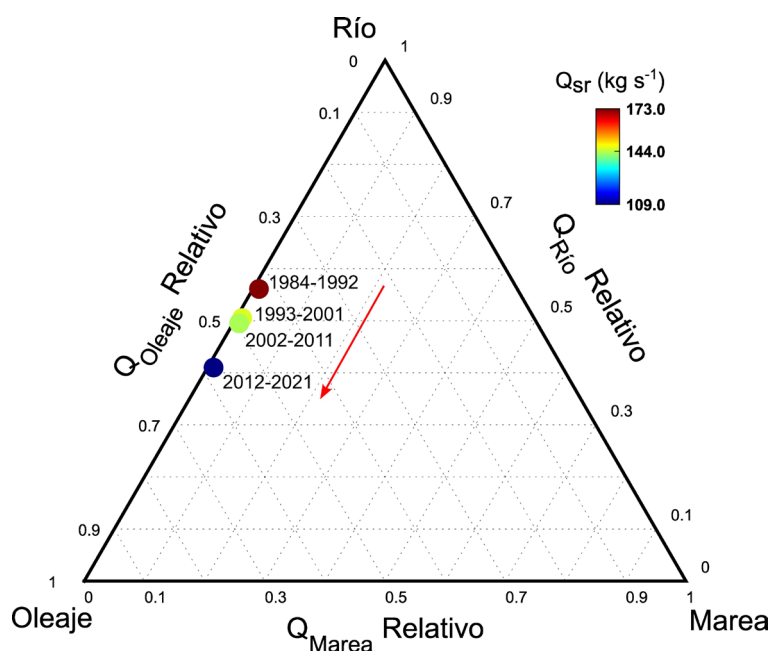


Figura 6. Ubicación del delta de Tinajones en el diagrama ternario de **Galloway** (1975) modificado por **Nienhuis et al.** (2020) para los diferentes periodos de análisis cuasidecadales analizados. La flecha roja indica la dirección de la tendencia.

Evolución morfológica

Los análisis de morfometría del delta presentados en la **Figura 7a** revelan que en el intervalo entre 2002 y 2010, la zona central del delta, correspondiente a la línea de costa norte y noroeste, experimentó altas tasas de erosión, con retrocesos de línea de costa entre $-1,5$ y -25 m año^{-1} . En contraste, los flancos del delta, correspondientes a las costas noreste y suroeste, presentaron acreción. Esto indica que el delta pasó de presentar una morfología más alargada en sentido transversal a la costa, a una más achatada y extendida en dirección paralela a la costa. La **Tabla 3** muestra que, en total, entre el 2002 y el 2010, el 46,4 % de la línea de costa deltaica presentó erosión alta o moderada, el 46,3 % experimentó acreción y solo el 7,3 % permaneció estable.

En la **Figura 7b** se ve que durante el periodo de 2012 a 2020, la mayor parte del delta experimentó procesos erosivos, alcanzando tasas de hasta -60 m año^{-1} . La excepción fue el sector suroeste, que registró tasas de acreción de hasta 141 m año^{-1} , y una pequeña parte del sector noreste. Según los datos resumidos en la **Tabla 4**, en este periodo el 63,3 % de la costa deltaica presentó erosión entre muy alta y moderada, mientras que el 34,6 % presentó erosión y el 2 % de la línea de costa permaneció estable. Estos resultados concuerdan con la tendencia observada en la **Figura 6**, que muestra un sistema cada vez más dominado por el oleaje, el cual tiende a redistribuir los sedimentos a lo largo de la costa.

Discusión

Reconciliación de las diferencias en las clasificaciones del delta

En cinco estudios previos se ha analizado la morfodinámica del delta de Tinajones, clasificándolo en función de la dominancia de los forzadores ambientales. **Coleman** (1981) y **Vernette et al.** (2002) categorizaron el sistema como de dominancia mixta entre el río y el oleaje. Posteriormente, **Restrepo y López** (2008) lo clasificaron como un delta dominado principalmente por el oleaje. Más recientemente, **Nienhuis et al.** (2015) sugirieron una dominancia fluvial y **Paniagua y Nienhuis** (2024) predecían la dominancia del oleaje, pero

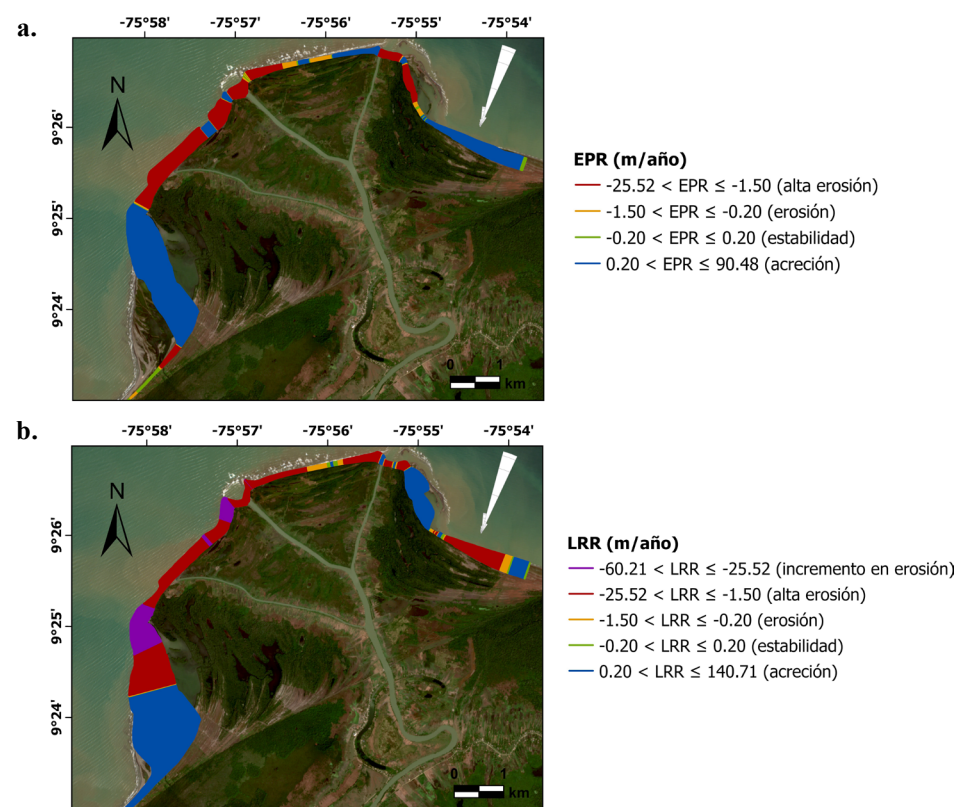


Figura 7. Cambios en la línea de costa del delta de Tinajones entre **(a)** 2002 - 2010 y **(b)** 2012 - 2020. Los colores corresponden a las tasas de erosión, estabilidad o acreción de acuerdo con la leyenda. En la esquina superior derecha se muestra la rosa de frecuencia y dirección del oleaje de la zona durante el periodo analizado. La imagen de fondo se tomó de Sentinel 2 (31/01/2021).

Tabla 3. Clasificación de los cambios en la línea de costa del delta de Tinajones según el método de tasa de punto final (EPR) para el periodo 2002-2010

Tasa de cambio (m año ⁻¹)	Clasificación	Porcentaje
-25,5 < EPR ≤ -1,50	Alta erosión	37,5
-1,50 < EPR ≤ -0,20	Erosión	8,9
-0,20 < EPR ≤ 0,20	Estabilidad	7,3
0,20 < EPR ≤ 90,48	Acreción	46,3

Tabla 4. Clasificación de los cambios en la línea de costa del delta de Tinajones según el método de regresión lineal (LRR) para el periodo 2012-2020

Tasa de cambio (m año ⁻¹)	Clasificación	Porcentaje
-60,2 < LRR ≤ -25,5	Aumento en erosión	8,4
-25,5 < LRR ≤ -1,50	Alta erosión	49,0
-1,50 < LRR ≤ -0,20	Erosión	5,9
-0,20 < LRR ≤ 0,20	Estabilidad	2,0
0,20 < LRR ≤ 140,71	Acreción	34,6

observaron dominancia fluvial. En nuestro análisis, al examinar el sistema en promedio para el periodo 1984-2021, se obtuvo un valor de $R \approx 1$, correspondiente a un delta de dominancia mixta entre el oleaje y el río, lo que coincide con las conclusiones de **Coleman** (1981) y **Vernette *et al.***, (2002). Sin embargo, dado que este resultado indica que el sistema está en un punto de inflexión entre la dominancia del río y del oleaje, es posible que, al analizar un periodo de tiempo ligeramente más extenso o reducido, o al utilizar diferentes fuentes de datos, los resultados se inclinasen hacia una dominancia predominantemente fluvial, como lo señalan **Nienhuis *et al.*** (2015), o hacia una dominancia del oleaje, como lo indican **Restrepo y López** (2008).

Los resultados de este estudio (**Figura 5** y **Tabla 2**) muestran que las clasificaciones previas del delta se pueden considerar complementarias en lugar de contradictorias. Las discrepancias entre las clasificaciones anteriores de la dominancia morfodinámica del delta surgen de asumir que el sistema responde a una dinámica estacionaria, sin considerar la variabilidad temporal de los forzadores dominantes. En el presente estudio, sin embargo, se observó una gran variabilidad estacional del sistema.

Al integrar las clasificaciones previas del delta con los resultados de esta investigación, se puede concluir que el delta de Tinajones presenta variabilidad estacional en sus forzadores dominantes. Durante la época seca (diciembre-abril), cuando los vientos alisios se intensifican generando alturas de ola mayores y las precipitaciones disminuyen resultando en bajos caudales, el delta es dominado por el oleaje. En contraste, durante la época húmeda (agosto-noviembre), cuando los vientos y el oleaje disminuyen y las precipitaciones y los caudales aumentan, el delta es dominado por el río. En consecuencia, se puede afirmar que la migración latitudinal de la ZCIT modula la morfodinámica del delta de Tinajones a escala estacional.

Estos resultados sugieren la necesidad de reconsiderar la clasificación de los sistemas deltaicos, en especial en zonas de marcada variabilidad estacional de los forzadores. En lugar de considerarlos puntos fijos en un espacio ternario o sistemas invariantes, estos sistemas deben entenderse y representarse en un área de variabilidad que considere su equilibrio dinámico a lo largo del ciclo climatológico.

¿Por qué el delta está cambiando su dominancia del río al oleaje?

Restrepo y López (2008) encontraron que la línea de costa deltaica exhibió progradación durante el periodo 1986-2002. **Coy** (2020), además, observó que a partir del año 2000 la tasa de crecimiento del delta experimentó un cambio en la tendencia, reduciéndose de 55 ha año⁻¹ en el periodo 1985-1999 a 9 ha año⁻¹ en el periodo 2000-2018. Incluso se encontró que, entre 2014 y 2018, el delta disminuyó su área, pasando de 2801 ha a 2744 ha. Este mismo estudio describe que, desde 2006, los sectores donde se encuentran los lóbulos de los distributarios (hacia el centro del delta) presentan retrocesos de la línea de costa, en tanto que los sectores laterales han presentado crecimiento con la formación de espigas litorales.

Estos resultados concuerdan con los presentados en la **Figura 6** y la **Tabla 2**, que muestran una tendencia del sistema hacia una mayor dominancia del oleaje. Al disminuir la influencia del río Sinú, debido a la disminución del caudal sólido Q_{Sr} (**Figura 4b**), la capacidad del oleaje para redistribuir los sedimentos que recibe el frente del delta (Q_{Sw}) aumenta relativamente, inhibiendo la progradación deltaica (**Gao *et al.***, 2020) y redistribuyendo el sedimento desde la parte frontal hacia los costados (**Wright & Coleman**, 1972).

Este comportamiento también concuerda con los resultados de la **Figura 7** y las **Tablas 3** y **4**, que muestran que, como respuesta a la mayor dominancia del oleaje, el delta de Tinajones ha dejado de extenderse hacia el mar y su evolución se da actualmente por la formación de cordones litorales en los sectores laterales, aumentando el ancho del delta. Asimismo, dado que el oleaje proviene predominante del NE, la oblicuidad respecto a la orientación de la costa del delta genera diferencias en el transporte litoral entre el área en dirección de la deriva y el área en dirección opuesta (**Nienhuis *et al.***, 2015), causando un crecimiento asimétrico del delta y fomentando el desarrollo de espigas (**Ashton & Giosan**, 2011) en el lado oeste del sistema.

En este punto surge la pregunta de a qué se debe el cambio en el largo plazo en la dominancia del delta. Una parte de la respuesta radica en la tendencia decreciente del caudal sólido del río que se observa en la **Figura 4** y la **Tabla 1**. Se presume que esta disminución puede estar asociada con la entrada en operación de la central hidroeléctrica URRÁ S.A. E.S.P. en el año 2000. La presa de esta central pudo provocar retención de sedimentos y ajustes del cauce, reduciendo, así, el aporte de sedimentos del río (Coy, 2020). Las fechas coinciden con los resultados de este estudio, que indican que el delta pasó de ser dominado por el río en 1984-1992, experimentó dos periodos transicionales durante 1993-2001 y 2002-2011, a ser mayoritariamente influenciado por el oleaje en 2012-2021.

Sin embargo, algunos resultados contradicen esta hipótesis, o por lo menos sugieren que no es la única causa del cambio de dominancia, ya que: 1) el flujo de sedimentos del río ya presentaba una tendencia decreciente entre 1984-2000, antes de la construcción de la presa (disminución de $173,33 \text{ kg s}^{-1}$ en 1984-1992 a $147,75 \text{ kg s}^{-1}$ en 1993-2001); 2) entre 2000 y 2010 el caudal sólido mostró un comportamiento ligeramente creciente, y 3) la disminución del caudal sólido a principios de la década del 2000 se observó también en otros ríos de la región, lo que sugiere causas de mayor escala, como factores climatológicos o de cambio de uso del suelo a nivel regional (Restrepo *et al.*, 2017).

Como causa complementaria, Nienhuis *et al.* (2015) sugieren que, cuando el delta se formó por avulsión de un único canal, este canal transportaba todo el flujo de sedimentos, aumentando la dominancia relativa del río. Sin embargo, tras bifurcarse en tres canales activos simultáneamente, la carga de sedimentos en cada canal se redujo a aproximadamente un tercio de la original, en tanto que el potencial de transporte litoral permaneció constante en cada desembocadura, sugiriendo que, a través de bifurcaciones, un delta marginalmente dominado por el río puede pasar a ser dominado por el oleaje. Se requiere más evidencia para determinar cuál de estas causas, o combinación de ellas, es responsable, en última instancia, de los cambios a largo plazo en la morfología del delta.

Limitaciones del estudio y trabajos futuros

Si bien el presente estudio proporciona una visión integral de la evolución morfodinámica del delta de Tinajones a escala estacional e interanual, hubo limitantes para analizar el balance sedimentario a menor escala espacial dentro del sistema. La ausencia de información más detallada sobre la batimetría, la granulometría y la distribución de caudales líquidos y sólidos en las bocas del delta impidió una evaluación a escalas espaciales menores de la redistribución de sedimentos y la alternancia entre zonas de erosión, estabilidad y acreción dentro del delta. Para avanzar en estudios más detallados de la morfodinámica del delta se deben hacer mediciones *in situ*, tales como levantamientos batimétricos, análisis granulométricos y mediciones directas del transporte sedimentario en los distributarios. Dicha información permitiría caracterizar con mayor precisión la dinámica sedimentaria y los flujos de transporte en diferentes sectores del delta.

Conclusiones

El presente estudio analizó la influencia de los forzadores ambientales (río, oleaje y marea) en la evolución morfodinámica del delta de Tinajones en escalas de tiempo estacional e interanual durante el periodo 1984-2021. Para ello, se combinó información *in situ*, datos del reanálisis e imágenes satelitales. El principal aporte de este estudio radica en la consideración del delta como un sistema en equilibrio dinámico, en el que la dominancia de los forzadores varía en el tiempo. Los resultados sugieren que, en las escalas de tiempo analizadas, los cambios en la dominancia morfodinámica de los deltas pueden ser significativos. En consecuencia, la representación de estos sistemas en los diagramas de Galloway (1975), Nienhuis *et al.* (2020) y Paniagua y Nienhuis (2024) debería entenderse como un área de variabilidad en lugar de un punto fijo.

La desembocadura del río Sinú presenta un comportamiento mixto, con una variación estacional en la dominancia de los forzadores ambientales entre el oleaje en época seca y el río en época húmeda. En el largo plazo, la disminución progresiva del caudal sólido del

río Sinú ha provocado un cambio en la dinámica del delta, que pasó de estar dominado por el río en el periodo 1984-1992 a estar más influenciado por el oleaje entre 2012 y 2021. Esta transición se refleja en su evolución geomorfológica reciente, con una disminución en la progradación del delta y una redistribución del sedimento desde el sector central hacia los flancos deltaicos.

Estos resultados apuntan hacia la necesidad de replantear las clasificaciones tradicionales de los deltas, usualmente considerados sistemas estacionarios. En lugar de esto, los deltas deben entenderse como sistemas dinámicos que varían en función de la climatología y las tendencias de largo plazo. Por esto, su clasificación debería representar un área de variabilidad que refleje la complejidad de los forzadores dominantes, en especial en zonas con una marcada estacionalidad de los forzadores ambientales.

Finalmente, nuestros resultados revelaron una marcada variabilidad estacional en la dinámica del delta de Tinajones y una tendencia sostenida en su evolución morfodinámica durante las últimas décadas, lo que brinda herramientas para el diseño de estrategias de gestión costera, planificación de obras de infraestructura e implementación de medidas de mitigación de la erosión costera en el delta y las costas adyacentes. En este sentido, se espera que los resultados del estudio sean de utilidad para los tomadores de decisiones y las autoridades ambientales, facilitando instrumentos para la gestión y el manejo sostenible del delta y sus áreas de influencia.

Contribución de los autores

MR, YF, y EP recopilaron los datos, procesaron la información e hicieron el análisis preliminar. OA-S dirigió el diseño metodológico, proporcionó orientación técnica y supervisó el desarrollo general de la investigación. Todos los autores participaron en la interpretación de los resultados, contribuyeron a la redacción del manuscrito y aprobaron la versión final.

Conflicto de intereses

Los autores declaran que no tienen intereses económicos o relaciones personales que pudieran haber influido en el trabajo presentado en este artículo.

Referencias

- Andrade, C.A. (1993). Análisis de la velocidad del viento sobre el Mar Caribe. *Boletín Científico CIOH*, 13, 33-44.
- Andrade, C.A. & E.D. Barton. (2000). Eddy development and motion in the Caribbean Sea. *Journal of Geophysical Research*. 105, 26191-26201.
- Ashton, A. D. & Giosan, L. (2011). Wave-angle control of delta evolution. *Geophysical Research Letters*. 38, L13405. <https://doi.org/10.1029/2011Gik L047630>
- Boak, E. & Turner, I. (2005). Shoreline definition and detection: a review. *Journal of Coastal Research*. 21(4), 688-703.
- Cai, H., Yang, H., Liu, J., Niu, L., Ren, L., Liu, F., Ou, S., Yang, Q. (2019). Quantifying the impacts of human interventions on relative mean sea level change in the Pearl River Delta, China. *Ocean Coastal Management*, 173, 52-64. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2019.02.007>
- Coastal Engineering Research Center-CERC. (1984). *Shore Protection Manual*, vols. I and II. Coastal Engineering Research Center, USACE.
- Coleman, J.M. (1981). *Deltas: Processes of Deposition and Models for Exploration*, second ed. Burgess Publishing Company.
- Coy, M. (2020). Metodología para la estimación de impactos hidráulicos y geomorfológicos por ascenso del nivel del mar en cuencas con llanuras costeras: caso de aplicación cuenca del río Sinú. *Repositorio Universidad Nacional*. 129.
- Chuvieco, E. (2000). *Fundamentos de Teledetección Espacial*. Rialp.
- Clark, J.R. (1996). *Coastal Zone Management Handbook*. CRC Press/Lewis Publishers.
- Crowell, M., Letherman, S.P., Buckley, M.K. (1991). Historical shoreline change: error analysis and mapping accuracy. *Journal of Coastal Research*, 7(3), 839-852.
- Dimar-CIOH (2013). *Atlas Geomorfológico del Litoral Caribe Colombiano*. Dirección General Marítima-Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Caribe, Dimar, Serie Publicaciones Especiales CIOH.

- Duong, N. T., Tran, K. Q., Luu, L. X., Tran, L. H.** (2023). Prediction of breaking wave height by using artificial neural network-based approach. *Ocean Modelling*, 182, 102177. <https://doi.org/10.1016/J.OCEMOD.2023.102177>
- Filip, F. & Giosan, L.** (2014). Evolution of Chilia lobes of the Danube delta: Reorganization of deltaic processes under cultural pressures. *Anthropocene*, 5, 65-70. <https://doi.org/10.1016/j.ancene.2014.07.003>
- Galloway, W. E.** (1975). *Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems*. Houston Geological Society.
- García, N. & Mechoso, C.** (2005). Variability in the discharge of South American rivers and in climate, *Hydrological Sciences Journal*, 50, 459-478. <https://doi.org/10.1623/hysj.50.3.459.65030>
- Gao, W., Nienhuis, J., Nardin, W., Wang, Z. B., Shao, D., Sun, T., Cui, B.** (2020). Wave controls on deltaic shoreline-channel morphodynamics: Insights from a coupled model. *Water Resources Research*, 56, e2020WR027298.
- Giosan, L., Donnelly, J.P., Vespremeanu, E.I., Buonaiuto, E.S.** (2005). River delta morphodynamics: examples from the Danube delta. In: Giosan, L., Bhattacharya, J.P. (Eds.), *River Deltas-Concepts, Models and Examples*, vol. 83. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication.
- Jarriel, T., Swartz, J., Passalacqua, P.** (2021). Global rates and patterns of channel migration in river deltas. *Proceedings of the National Academy of Sciences of United States of America*, 118(46), e2103178118. <https://doi.org/10.1073/pnas.2103178118>
- Kendall, M.** (1975). *Rank Correlation Methods*. Griffin.
- Larson, M., Kraus, N.C.** (1989). *SBEACH: Report 1-Empirical Foundation and Model Development-Partial. Technical Report CERC-89-9*. Waterways Experiment Station, US Army Corps of Engineers.
- Mann, H.** (1945). Nonparametric tests against trend. *Econometrica*, 13, 245-259.
- Milliman, J. D., Farnsworth, K., Jones, P., Xu, K., Smith, L. C.** (2008). Climatic and anthropogenic factors affecting river discharge to the global ocean, 1951-2000. *Global Planet Change*, 62, 187-194. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2008.03.001>
- Mil-Homens, J., Ranasinghe, R., van Thiel de Vries, J. S. M., Stive, M. J. F.** (2013). Reevaluation and improvement of three commonly used bulk longshore sediment transport formulas. *Coastal Engineering*, 75(1), 29-39.
- Moore, L.** (2000). Shoreline mapping techniques. *Journal of Coastal Research*, 16(1), 111-124.
- Nienhuis, J., Ashton, A., Roos, P.C., Hulscher, S.J.M.H., Giosan, L.** (2013). Wave reworking of abandoned deltas. *Geophysical Research Letters*, 40, 5899-5903. <https://doi.org/10.1002/2013GL058231>
- Nienhuis, J. H., Ashton, A. D., Giosan, L.** (2015). What makes a delta wave-dominated? *Geology*, 43, 511-514.
- Nienhuis, J.H., Ashton, A.D., Edmonds, D.A.** (2020). Global-scale human impact on delta morphology has led to net land area gain. *Nature*, 577, 514-518, <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1905-9>.
- Mikhailov, V. N.** (1970). Hydrologic-morphometric characteristics of delta branches. *Studies and Reports in Hydrology*, 9, 146-158. http://iahs.info/redbooks/a090/iahs_090_0146.pdf
- Pasquini, A. & Depetris, P.** (2007). Discharge trends and flow dynamics of South American rivers draining the southern Atlantic seaboard: An overview. *Journal of Hydrology*, 333, 385-399, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.09.005>
- Paniagua, J.F & Nienhuis, J.H.** (2024). The quantified Galloway ternary diagram of delta morphology. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 129, e2024JF007878. <https://doi.org/10.1029/2024JF007878>
- Pérez, L.G., Ferrer, J.J., Bermejo, A.I., Mejía, Y.K., Romero, G.F. Alvarez-Silva, O.** (2022). Advances in the study of coastal processes in the continental Colombian Caribbean coast. *Regional Studies in Marine Science*, 51, 102209. <https://doi.org/10.1016/j.rsma.2022.102209>.
- Rangel-Buitrago, N. & Anfuso, G.** (2009). Assessment of Coastal vulnerability in La Guajira Peninsula, Colombian Caribbean Sea. *Journal of Coastal Research*, 56, 792-796.
- Rangel-Buitrago, N.G., Anfuso, G., Williams, A.T.** (2015). Coastal erosion along the Caribbean coast of Colombia: Magnitudes, causes and management. *Ocean Coastal Management*, 114, 129-144.
- Restrepo, J. D. & López, S. A.** (2008). Morphodynamics of the Pacific and Caribbean deltas of Colombia, South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 25(1), 1-21.

- Restrepo, J.D.** (2008). *Deltas de Colombia: morfodinámica y vulnerabilidad ante el Cambio Global*. EAFIT University Press.
- Restrepo, J. D., López, S. A., Restrepo, J. C.** (2009). The effects of geomorphic controls on sediment yield in the Andean rivers of Colombia. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*, 16(2), 79-92.
- Restrepo, J.C., Ortiz, J., Pierini, J., Schrottke, K., Maza, M., Otero, L., Aguirre, J.** (2014). Freshwater discharge into the Caribbean Sea from the rivers of Northwestern South America (Colombia): Magnitude, variability and recent changes. *Journal of Hydrology*, 509, 266-281.
- Restrepo, J.C., Orejarena, A., Torregroza-Espinosa, A.C.** (2017). Suspended sediment load in northwestern South America (Colombia): a new view on variability and fluxes into the Caribbean Sea. *Journal of South American Earth Sciences*, 80, 340-352. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.10.005>
- Serrano, B.** (2004). The Sinú delta on the northwestern Caribbean coast of Colombia: Bay infilling associated with delta development. *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 623-631. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2003.10.005>
- Stive, M. J. F. & Rakhorst, R. D.** (2008). Review of empirical relationships between inlet cross-section and tidal prism. *Journal of Water Resources and Environmental Engineering*, 23, 89-95.
- Syvitski, J.P.M. & Milliman, J.** (2007). Geology, geography, and humans' battle for dominance over the delivery of fluvial sediment to the coastal ocean. *Journal of Geology*, 115, 1-19. <https://doi.org/10.1086/509246>.
- Tabares, N., Soltau, J.M., Díaz, J.** (1996). Caracterización geomorfológica del sector suroccidental del Mar Caribe. *Boletín científico CIOH (Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas)*, 17, 3-16.
- Tessler, Z., Vörösmarty, C., Grossberg, M., Gladkova, I., Aizenman, H., Syvitski, J., Fofoula-Georgiou, E.** (2015). Profiling risk and sustainability in coastal deltas of the world. *Science*, 349, 638-43. <https://doi.org/10.1126/science.aab3574>
- Thieler, E.R., Himmelstoss, E.A., Zichichi, J.L., Miller, T.L.** (2005). Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 3.0. In: *US Geological Survey (Ed.), An ArcGIS Extension for Calculating Shoreline Change*. USGS.
- Vega, M., Álvarez-Silva, O., Restrepo, J.C., Ortiz J.C., Otero L.J.** (2020). Interannual variability of wave climate in the Caribbean Sea. *Ocean Dynamics*, 70, 965-976.
- Vernette, G., Gayet, J., Echeverry, C.M., Piedrahita, I., Correa, I.D.** (2002). Introducción a los ambientes deltaicos: morfología y sedimentación. In: Correa, I.D., Restrepo, J.D. (Eds.), *Geología y Oceanografía del Delta del Río San Juan: Litoral Pacífico Colombiano*. Fondo Editorial Universidad EAFIT.
- Wright, L. D. & Coleman, J. M.** (1972). River delta morphology: wave climate and the role of the subaqueous profile. *Science*, 176(4032), 282-284.
- Yue, S., Pilon, P., Cavadias, G.** (2002). Power of the Mann-Kendall and Spearman's rho test to detecting monotonic trends in hydrological series. *Journal of Hydrology*, 259, 254-271.
- Zhang, S., Lu, X., Higgitt, D., Chen, A., Han, J., Sun, H.** (2008). Recent changes of water discharge and sediment load in the Zhujiang (Pearl River) Basin, China. *Global Planet Change*, 60, 365-380.