



UNIVERSIDAD PERUANA  
**CAYETANO HEREDIA**

FACULTAD DE CIENCIAS E INGENIERÍA

**Factores asociados a la acumulación histórica de carbono  
sedimentario en los manglares de San Pedro de Vice**

Tesis para optar el Título Profesional de Licenciado en Biología

Autor

Jorge Luis Fernandez Manrique

Asesor

Dr. Alexander Perez Segovia

Lima, Perú

**2025**

**JURADO CALIFICADOR**

**PRESIDENTE:** M.Sc. Luis Ramon Huaman Mesia

**VOCAL:** M.Sc. Victor Alberto Huanambal Sovero

**SECRETARIO:** M.Sc. Lander Merma Mora



Similitud 12% Marcas de alerta



UNIVERSIDAD PERUANA  
**CAYETANO HEREDIA**

FACULTAD DE CIENCIAS E INGENIERÍA

**Factores asociados a la acumulación histórica de carbono  
sedimentario en los manglares de San Pedro de Vice**

Tesis para optar el Título Profesional de Licenciado en Biología

Autor

Jorge Luis Fernandez Manrique

Asesor

Dr. Alexander Perez Segovia

Lima, Perú

2025

Informe estándar [Más información](#)  
Informe en inglés no disponible [Más información](#)

**12% Similitud estándar** [Filtros](#)  
191 Exclusiones →

**Fuentes**  
Mostrar las fuentes solapadas

1	Internet	hdh.handle.net	4%
		84 bloques de texto	849 palabra que coinciden
2	Trabajos del estudiante	Universidad Ricardo Palma	2%
		28 bloques de texto	398 palabra que coinciden
3	Internet	pmcarbono.org	<1%
		11 bloques de texto	103 palabra que coinciden
4	Internet	repositorio.upch.edu.pe	<1%

## ÍNDICE

Resumen.....	1
Abstract.....	2
I. Introducción.....	3
1.1. Los ecosistemas de manglares y servicios ecosistémicos.....	5
1.2. Factores asociados a la expansión de ecosistema de manglares .....	6
1.3. Factores que controlan la acumulación de carbono en manglares .....	7
1.4. Los nuevos ecosistemas de manglares de San Pedro de Vice .....	9
1.5. Herramientas para el estudio biogeoquímico en manglares .....	11
1.5.1. Datación de sedimentos .....	11
1.5.2. Indicadores elementales .....	12
1.5.3. Indicadores isotópicos.....	14
II. Hipótesis y objetivos.....	15
2.1. Hipótesis .....	15
2.2. Objetivo Principal .....	16
2.3. Objetivos específicos .....	16
III. Metodología.....	16
3.1. Colecta de muestras .....	16
3.2. Pretratamiento de muestras .....	19
3.3. Análisis de muestras .....	20
3.3.1. Determinación de la tasa de sedimentación .....	20
3.3.2. Determinación elemental e isotópica de carbono y nitrógeno .....	20
3.4. Operaciones de Variables. ....	21
3.4.1. Cálculo geocronológico .....	21
3.4.2. Cálculo de stock y flujo de carbono y nitrógeno .....	21
3.5. Análisis Estadístico.....	22
IV. Resultados.....	22

4.1. Tasa de sedimentación .....	22
4.2. Contenido porcentual de Carbono orgánico total (COT).....	23
4.3. Contenido porcentual de Nitrógeno total (NT).....	24
4.4. Valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$ .....	27
4.5. Cociente C:N.....	28
4.6. Valor isotópico en vegetación terrestre y no terrestre .....	29
4.7. Flujos de carbono orgánico total.....	29
4.8. Flujos de nitrógeno total .....	31
4.9. Stocks de carbono orgánico total .....	32
4.10. Stocks de nitrógeno total.....	33
V. Discusión .....	34
5.1. Tasas de acumulación de sedimento en ecosistemas de manglares costeros.....	34
5.2. Capacidad de acumulación de carbono y nitrógeno .....	36
5.3. Origen de la materia orgánica sedimentaria .....	38
5.4. Limitaciones del estudio .....	40
VI. Conclusiones.....	41
VII. Referencias Bibliográficas .....	42
Anexos .....	57

## Resumen

Se analizaron los niveles de acumulación de carbono y nitrógeno total en testigos obtenidos de los sedimentos y registrados mediante la técnica de datación de  $^{210}\text{Pb}$  en el manglar San Pedro de Vice en la costa norte peruana. Se obtuvieron muestras de sedimento de 30 cm de longitud en cuatro puntos determinados previamente, luego estas fueron seccionadas en submuestras de 1cm de espesor para poder medir el carbono orgánico total (COT), nitrógeno Total (NT), e indicadores isotópicos ( $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{15}\text{N}$ ). Se usó la metodología de concentración inicial constante (CIC) para calcular la tasa de acumulación de sedimento (TAS) para cada testigo de sedimento. La acumulación de carbono y nitrógeno total en términos de flujos y stocks se calcularon usando la TAS y los contenidos de COT y NT. Las discrepancias de los valores luego de los análisis estadísticos fueron calculadas mediante el análisis no paramétrico de Kruskal-Wallis. La tasa de acumulación de sedimento obtenida fue de  $0.42 \text{ cm año}^{-1}$  en áreas con vegetación, mientras que en áreas expuestas a la erosión ambiental fue de  $0.39 \text{ cm año}^{-1}$ . Estos valores son muy cercanos a la tasa de acumulación de sedimento global ( $0.19$  a  $0.39 \text{ cm año}^{-1}$ ) para manglares preservados. El establecimiento de la cobertura vegetal de mangle en San Pedro de Vice estuvo asociado a un incremento, a partir de la década de 1980's, en la acumulación de carbono orgánico total (COT) y nitrógeno total (NT) en términos de flujos en zonas con cobertura vegetal, presentando valores de  $169.36 \pm 13.46 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  y  $28.12 \pm 10.48 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  respectivamente. Mientras que las zonas expuestas a la erosión sin cobertura vegetal presentaron valores mucho menores ( $80.69 \pm 13.86 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  y  $10.23 \pm 2.03 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  respectivamente). Además, los datos de  $\delta^{13}\text{C}$  tendieron a valores menores ( $-23.96 \pm 0.62 \text{ ‰}$ ) a partir de la década de los 2000's, sugiriendo el ingreso de materia orgánica de origen terrestre. Los resultados discutidos en este trabajo sobre los manglares San Pedro de Vice, comprueban la capacidad de acumulación de carbono orgánico y nutrientes que tiene y su función como mitigadores del cambio climático.

### **Palabras clave:**

Manglares San Pedro de Vice, acumulación de carbono, stocks y flujos.,  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{15}\text{N}$ , geocronología.

## Abstract

The levels of carbon accumulation and total nitrogen in sediment cores were analyzed using the  $^{210}\text{Pb}$  dating technique in the San Pedro de Vice mangrove on the northern Peruvian coast. Sediment samples of 30 cm length were taken at four pre-determined points, then sectioned into 1 cm thick subsamples to measure total organic carbon (TOC), total nitrogen (TN), and isotopic indicators ( $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{15}\text{N}$ ). The constant initial concentration (CIC) method was used to calculate the sediment accumulation rate (SAR) for each sediment core. Carbon and total nitrogen accumulation in terms of fluxes and stocks were estimated using SAR and TOC and TN contents. Discrepancies in values after statistical analyses were assessed using the non-parametric Kruskal-Wallis test. The sediment accumulation rate obtained was  $0.42 \text{ cm año}^{-1}$  in vegetated areas, while in erosion-exposed areas, it was  $0.39 \text{ cm año}^{-1}$ . These values are close to the global sediment accumulation rate ( $0.19$  to  $0.39 \text{ cm año}^{-1}$ ) for preserved mangroves. The establishment of mangrove vegetation cover in San Pedro de Vice was associated with an increase, starting in the 1980s, in total organic carbon (TOC) and total nitrogen (TN) accumulation in vegetated areas, with values of  $169.36 \pm 13.46 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  and  $28.12 \pm 10.48 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ , respectively. Meanwhile, erosion-exposed areas without vegetation cover showed much lower values ( $80.69 \pm 13.86 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  and  $10.23 \pm 2.03 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ , respectively). Moreover,  $\delta^{13}\text{C}$  values tended to decrease ( $-23.96 \pm 0.62 \text{ ‰}$ ) from the 2000s onward, suggesting the input of terrestrial organic matter. The results discussed in this study on the San Pedro de Vice mangroves confirm their capacity to accumulate organic carbon and nutrients and their role as climate change mitigators.

## Keywords:

San Pedro de Vice mangroves, carbon accumulation, stocks and fluxes,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{15}\text{N}$ , geochronology.

## **I. Introducción**

Los manglares constituyen hábitats intermareales mixtos situados en la intersección entre aguas dulces y salinas, conformados por muchas especies de árboles que son capaces de desarrollarse en estas condiciones (1-3). Además, esta vegetación favorece el desarrollo de entornos sedimentarios que facilitan la acumulación de partículas diminutas, materia orgánica y compuestos nutritivos (4-6), lo que facilita el establecimiento de una gran diversidad de especies y productividad (7-9). En los últimos años, estos ambientes naturales han adquirido mayor importancia gracias a la disposición de nuevos servicios ecosistémicos, los cuales son considerados de vital relevancia para el ser humano (ej. calidad del agua y aire, provisión de recursos, protección contra la erosión de áreas costeras) (10-12). Uno de los servicios más importantes es la estabilidad climática, que está estrechamente vinculada a la aptitud de estos sistemas para retener carbono proveniente de la tierra, el mar y la atmósfera, ya sea almacenado en su biomasa vegetal o incorporado en sus sedimentos (13-15). Dado que este servicio incide en la reducción del impacto del cambio climático a nivel regional, estudios recientes han centrado su atención en analizar los factores naturales (fenómenos hidrológicos de gran envergadura, configuración geomorfológica, variedad de especies vegetales, etc.) y antrópicos (crecimiento de zonas urbanas, emisión de efluentes urbanos, tala indiscriminada, etc.) que pueden controlar la capacidad de acumulación de carbono en estos ecosistemas (16-18).

Por ejemplo, procesos de alteración trófica como la eutrofización entendida como el enriquecimiento excesivo de nutrientes en cuerpos de agua, lo que genera un crecimiento acelerado de algas y plantas acuáticas y puede alterar el equilibrio del ecosistema, pueden ser favorecidos por la descarga de residuos urbanos, efluentes acuícolas y otras fuentes antrópicas, siendo esta condición la que puede promover la deposición de materia orgánica fácilmente degradable (19-21). Por otro lado, eventos de deforestación podrían reducir la capacidad de acumulación de carbono en manglares (16, 22). Estudios han demostrado que estos sistemas pueden expandirse a raíz de cambios climáticos relacionados a la temperatura ambiental, lo que favorecería el establecimiento de

manglares y la creación de ambientes sedimentarios para su crecimiento (23-25). Esto traería consigo funciones dentro del sistema que propiciarían consecuentemente el establecimiento de nuevos servicios ecosistémicos (26, 27). Además, variaciones en la distribución geográfica en términos de expansión y/o retracción de ecosistemas de manglares pueden representar un cambio significativo en la preservación de la capacidad de almacenamiento de carbono y de nuevos servicios ecosistémicos que podrían contribuir a la reducción del impacto del cambio climático a escala regional (28-30).

En las últimas décadas, la región ubicada en la costa norte del Perú ha experimentado la influencia de eventos climáticos de gran intensidad como los fenómenos de El Niño de 1983 y 1997, los cuales provocaron importantes transformaciones en el paisaje hidrológico. Entre sus efectos se encuentra la acumulación de sedimentos en cuerpos de agua superficiales, como en el caso de la formación del reservorio de Poechos, la aparición de nuevas masas de agua como la laguna La Niña, y el incremento del caudal en algunas cuencas, como la del río Piura (31). Estos cambios también tuvieron repercusiones en las zonas costeras, donde la descarga de sedimentos y nutrientes hacia los estuarios y manglares se intensificó. Asimismo, el aumento sostenido de precipitaciones favoreció la recarga de acuíferos costeros, a través de procesos de infiltración en llanuras aluviales conectadas con los sistemas estuarinos. (32, 33). Estos eventos junto a las variaciones térmicas registrados en la zona (34), habrían contribuido a la expansión de ecosistemas de manglares como por ejemplo los de San Pedro de Vice (35), y por lo tanto el establecimiento de nuevos servicios ecosistémicos de regulación (ej. calidad de agua, calidad de aire, erosión de los suelos, mitigación de la temperatura a escala regional), de provisión (ej. Alimentos, agua, fibras, combustibles, plantas medicinales) y culturales (ej. Recreación, turismo, valores artísticos) (10, 36, 37). Hasta el momento, son escasas las investigaciones que han analizado la aportación de estos manglares jóvenes en la acumulación de carbono, mientras que la mayoría de los estudios ha puesto énfasis en analizar los impactos ambientales y antropogénicos sobre ecosistemas de manglares más desarrollados y maduros (38-40).

Por esta razón, el presente estudio busca evaluar la influencia de la cobertura vegetal del manglar a lo largo del tiempo sobre la capacidad de acumulación de carbono orgánico sedimentario tanto en términos de stocks como en flujos, en los manglares emergentes de

San Pedro de Vice. Los hallazgos obtenidos servirán de base para el diseño de estrategias de gestión y conservación de nuevas áreas con capacidad de captación de carbono, alineándose con las prioridades establecidas por el Ministerio del Ambiente. (41).

### **1.1. Los ecosistemas de manglares y servicios ecosistémicos**

Los manglares son ecosistemas intermareales caracterizadas por la dominancia de especies vegetales como el mangle, un arbusto leñoso que crece en la interface de los cuerpos de agua y los sedimentos (3, 12, 42). Los bosques de manglares presentan una dominancia de la familia *Rhizophoraceae* seguida de *Avicenniaceae* y *Combretaceae* quienes son capaces de adaptarse a condiciones de flujo de agua dulce y marina, además de presentar gran resiliencia bajo condiciones de alta salinidad e inundaciones periódicas (1, 43, 44). La tolerancia a la exposición de estos factores de estrés y la capacidad de dispersión de su vegetación ha permitido que se establezcan en zonas geomorfológicamente distintas como deltas fluviales, estuarios y canales intermareales (45-47). Estos ecosistemas suelen expandirse principalmente en latitudes tropicales y subtropicales de las regiones Indo-pacífico (50%), África (25%) y América (25%), abarcando un área de cobertura global de aproximadamente 140 000 km<sup>2</sup> (13,14, 48).

Por otro lado, el complejo sistema de raíces formado por la vegetación del mangle promueve la acumulación de materia orgánica y nutrientes derivados de fuente autóctona y alóctona (ej. materia orgánica vegetal, fitoplancton, etc.), lo que permite la estabilización del sedimento (42, 46, 49). La rápida capacidad de recuperación de estos ecosistemas puede reducir sustancialmente la vulnerabilidad de la costa frente a variaciones en el régimen hídrico originadas por precipitaciones o incremento en el nivel del mar, lo que supone un beneficio para las comunidades urbanas costeras (25, 37, 47). Además, gracias a su geomorfología y composición granulométrica, los manglares son capaces de retener metales pesados (ej. Pb<sup>+2</sup>, Zn<sup>+2</sup>, Cu<sup>+2</sup>) perjudiciales para la vida, y pueden facilitar la biodisponibilidad de nutrientes necesarios (ej. Fe<sup>+2</sup>) para la fertilización de áreas oceánicas cercanas (9, 11, 50). Finalmente, la capacidad de acumulación de carbono orgánico de los ambientes sedimentarios mitiga la liberación de

dióxido de carbono hacia la atmósfera, regulando no solo la calidad del aire si no también mitigando el aumento de la temperatura a escala regional (13, 16, 29).

## **1.2. Factores asociados a la expansión de ecosistema de manglares**

Debido a sus requerimientos ambientales, los ecosistemas de manglares tienden a presentar mayor área de cobertura en zonas tropicales, sin embargo, estudios recientes muestran una expansión de estos ecosistemas en Norte América, Australia, Sudáfrica y China, siguiendo un patrón independiente a esa tendencia (16, 51, 52). Dicha expansión es atribuida a la extensión de corrientes oceánicas cálidas debido al aumento de la temperatura del océano, lo que genera un entorno propicio para el desarrollo de la vegetación en zonas subtropicales costeras (53-55). La capacidad de algunas regiones para albergar una mayor cobertura de manglares se atribuye a la capacidad de formación de superficie sedimentaria, como se ha visto en estudios realizados en la región del Indo-Pacífico (48, 56, 57). Sin embargo, este proceso se ve comprometido cuando la tasa de sedimentación es menor a la tasa de incremento del nivel del mar a escala regional (58-60). Esta pérdida de formación de superficie sedimentaria está asociada a actividades antropogénicas como la construcción de represas y la expansión urbana en la costa, lo que limita la exportación natural de materia orgánica evitando la formación de superficie sedimentaria y la consecuente colonización del mangle (61,62).

Sin embargo, las actividades antropogénicas (ej. El desvío de cuencas, construcción de diques, emisión de residuos urbanos, etc.), también pueden tener un efecto positivo sobre la tasa de sedimentación y por lo tanto promover la formación de nuevos ecosistemas de manglares (61-63). Por ejemplo, estudios realizados en sistemas de manglares preservados e impactados por efluentes urbanos sugieren que el incremento a la exposición de nutrientes como fósforo y nitrógeno puede acelerar el crecimiento de la especie *Avicennia marina* sobre todo en zonas con una alta tasa de sedimentación (20, 49). Además, otros estudios realizados en manglares altamente impactados por actividades antropogénicas, registraron altas tasas de sedimentación de 0.81 cm año<sup>-1</sup>, coincidiendo con el inicio de las actividades industriales y el desarrollo urbano cercano

(62-64). De igual forma, el incremento de las precipitaciones y la ocurrencia de eventos hidrológicos extremos (ej. El Niño costero, huracanes, inundaciones, etc.), pueden modificar significativamente la capacidad de acumulación de sedimento, lo cual dependiendo del impacto y de los procesos asociados, propiciaría la colonización de nuevas áreas por parte de la vegetación de manglar (45, 47, 65).

### **1.3. Factores que controlan la acumulación de carbono en manglares**

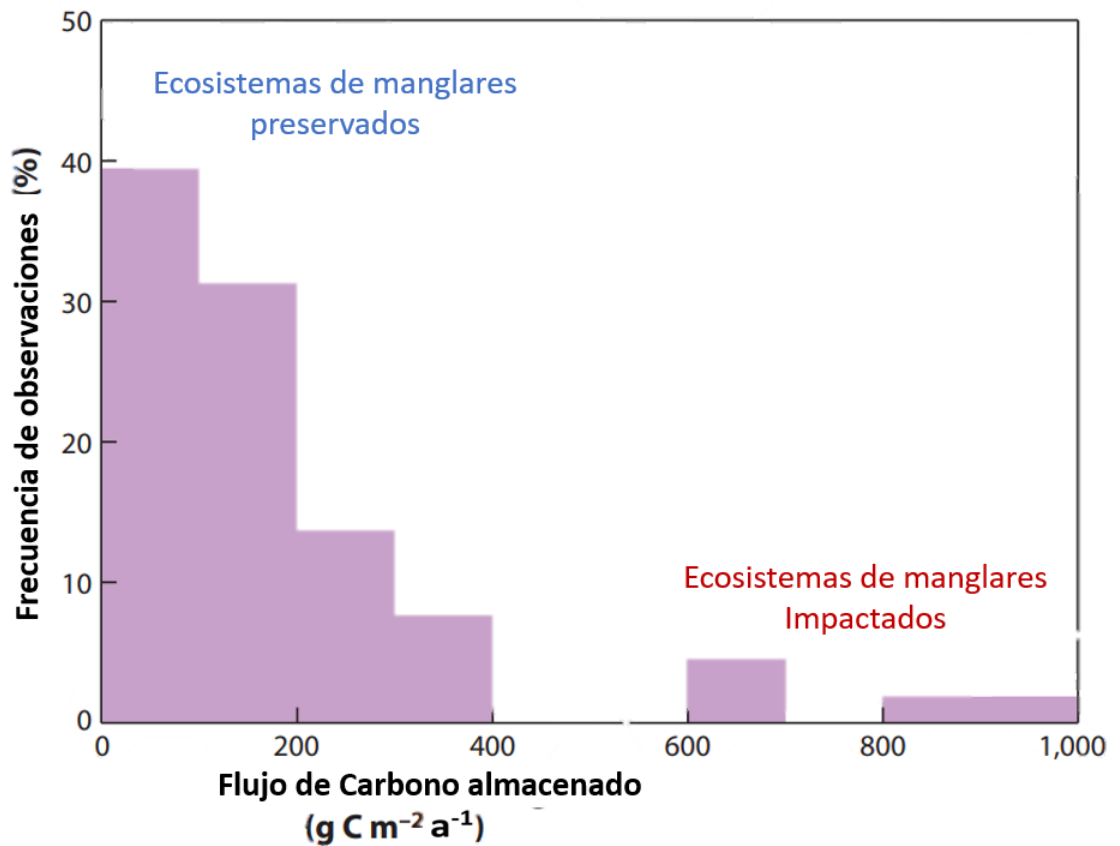
Estudios muestran que la acumulación de carbono de origen atmosférico, marino y terrestre en ecosistema de manglares se distribuye en los sedimentos (~75%), en las raíces (~15%) y en la biomasa vegetal fresca de manglar (~10%) (14, 16, 66). Por ello, las mediciones del promedio de stock de carbono y flujos de carbono de manglares se realizan a través del estudio del perfil sedimentario, lo que permite estimar los cambios inmediatos en la capacidad de acumular carbono en estos ecosistemas (5, 16, 18). A escala global, los manglares son capaces de acumular un promedio de 24 Tg C año<sup>-1</sup> por lo que su contribución a la captura de carbono en las áreas costeras es de ~15%, a pesar de que estos ecosistemas solo ocupan 140 000 km<sup>2</sup> que equivale a un 0.5% de todas las áreas costeras en el planeta (66-68).

Esta tasa de acumulación de carbono orgánico en el perfil sedimentario es influenciada por los procesos superficiales (ej. Sedimentación, erosión, etc.) y sub-superficiales (crecimiento de raíces, bioperturbación, remineralización, etc. ) que ocurren en los manglares y modifican las propiedades geoquímicas del sedimento (46, 69, 70). Así, los cambios de estas propiedades en el perfil sedimentario permiten la formación de ambientes donde la materia orgánica quede retenida y se degrade a un ritmo mucho más lento, propiciando su acumulación y retardando la exportación de carbono en forma gaseosa, particulada y disuelta hacia otros sistemas (46, 70, 71). Este complejo sistema que acumula materia orgánica (ej. detritus, lignina) y nutrientes (ej. nitrógeno, fósforo y hierro) permiten que los manglares sean capaces de acumular carbono con más eficiencia que otros ecosistemas vegetales costeros (72-74).

La acumulación de carbono en los ecosistemas de manglares está asociada a la capacidad de importar y exportar materia orgánica con su entorno y a cambios en la producción primaria neta del ecosistema. (69, 70, 72). Algunas investigaciones indican que esta acumulación puede verse afectada espacial y temporalmente por factores naturales a escala regional (ej. Eventos hidrológicos extremos, disponibilidad de materia orgánica, cobertura de vegetación, régimen hídrico, etc.) (72, 75, 76). Además, estudios indican que las alteraciones en el ambiente sedimentario causado por actividades antropogénicas (ej. Cambio en el uso de tierra, deforestación, etc.) pueden generar la reducción de 82% de la biomasa vegetal y hasta el 54% de la acumulación de carbono el cual puede ser emitido hacia la atmosfera en forma de CO<sub>2</sub> (77-79). Sin embargo, los eventos de eutrofización natural (ej. afloramiento costero) como aquellos de origen antropogénico, provocados por actividades como la emisión de efluentes urbanos o la acuicultura, pueden incrementar significativamente la acumulación de carbono, a pesar de que la deposición de materia orgánica lábil (ej. fitoplancton, cianobacterias) tiende a degradarse rápidamente (19, 22, 38).

Además, se ha observado que las tasas de acumulación de carbono en manglares impactados difieren del valor promedio para manglares preservados, lo cual puede atribuirse a eventos antropogénicos relacionados a eutrofización, eventos de deforestación, entre otros (16, 80, 81). Estudios en manglares impactados por altos flujos de nutrientes (ej. residuos de acuicultura, efluentes urbanos, fertilizantes y residuos industriales) registran tasas de acumulación de carbono cercanas a 920 g C m<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup> que son mayores a los flujos de carbono para manglares preservados con un promedio de 174 g C m<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup> (Figura 1) (5, 16, 18). Sin embargo, en ecosistemas que han sufrido eventos de deforestación, la eutrofización antropogénica no es un factor que aumente la tasa de acumulación de carbono, por ejemplo, en la Bahía de Guanabara en Brasil que presenta una tasa de acumulación de carbono de ~59.7 g C m<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup> (55, 81, 82). El promedio de la tasa de acumulación de carbono en manglares que han sufrido eventos de deforestación es aproximadamente 83 g C m<sup>-2</sup> año<sup>-1</sup> que es menor al flujo de manglares preservados, siendo esto atribuido en parte a cambios en las condiciones del suelo (ej. ausencia de

raíces, disminución de la biodisponibilidad del oxígeno y la pérdida de partículas finas) (22, 70, 83).



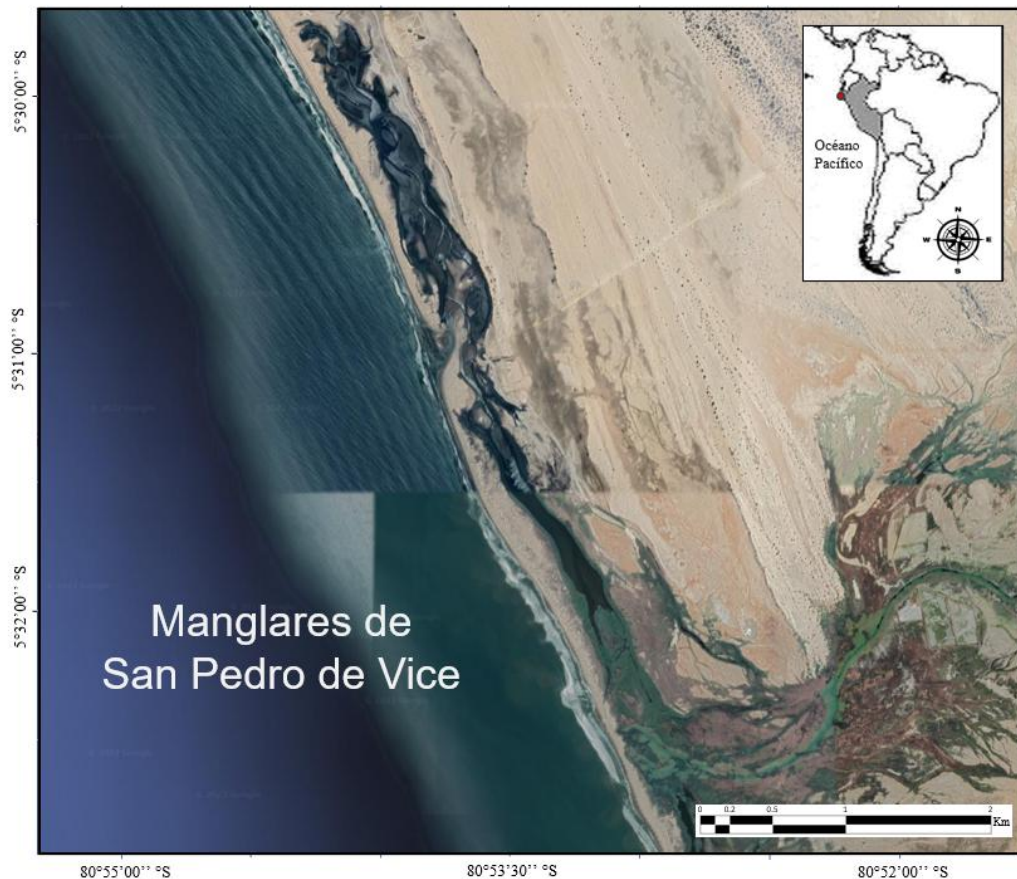
**Figura 1:** Tasas anuales de almacenamiento de carbono ( $\text{g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ) en suelos de bosques de manglares a nivel global. Modificado de Alongi, 2014 (16)

#### 1.4. Los nuevos ecosistemas de manglares de San Pedro de Vice

Esta área está definida como un humedal costero de aproximadamente 500 hectáreas situada en el departamento de Piura, provincia de Sechura y distrito de Vice, representando el nuevo límite de distribución sur para los manglares en el Pacífico americano (84-86), (Figura 2). Debido al aumento del caudal del Río Piura gatillado por las precipitaciones causadas por El niño costero del año 1891, se generó la reubicación de la cuenca baja del río, extendiéndose a lo largo del desierto de Sechura y

desembocando en el océano Pacífico (87-89). La formación de una geomorfología de tipo estuario propició el crecimiento de pequeñas zonas de vegetación de mangle teniendo una extensión de 1km, sin embargo, la presencia de propágulos de mangle y las fluctuaciones en la disponibilidad de agua dulce en la costa fueron factores determinantes para su permanencia. (86, 90, 91). No existen estudios que determinen la edad exacta de la aparición de estos manglares, sin embargo, el aumento de las precipitaciones causadas por el Niño Costero del año 1983 podría haber sido uno de los factores que gatillaron la expansión de los manglares (88, 92, 93).

Las especies de *Avicennia germinans* (mangle negro) y *Laguncularia racemosa* (mangle blanco) son las que dominan la vegetación del manglar ubicándose en el extremo sur de su distribución. (85, 94, 95). Respecto a la fauna característica, el manglar alberga una gran variedad de aves, tanto locales como aquellas que realizan migraciones con un total de 93 especies (90, 94, 96). De igual forma, estudios han registrado 26 especies de peces cuya presencia es vital para el desarrollo de las actividades extractivas como la pesca artesanal (91, 94, 97). Debido a ello, estos manglares ofrecen numerosos servicios ecosistémicos, entre los que se encuentran los servicios de provisión como el uso de leña como fuente de energía y material para la fabricación de embarcaciones, la pesca artesanal, la agricultura y el uso medicinal de las hojas y cortezas de los árboles (85, 91, 98). Además, la densa vegetación del manglar provee de protección frente a la erosión del suelo y defensa de la costa, además también regula la calidad del agua gracias a la filtración de agentes contaminantes (90, 97, 98). Sin embargo, el crecimiento de las actividades humanas en los últimos años ha provocado un impacto en los manglares asociados a la explotación desmedida de los bienes ambientales como la tala indiscriminada de árboles, pesca excesiva y agricultura (86, 94, 96), los efluentes urbanos de la ciudad de Sechura, junto con los desechos hídricos provenientes de las zonas agrícolas y las comunidades cercanas al río, son vertidos en los canales de regadío y cuerpos de agua adyacentes. (85, 86, 98).



**Figura 2:** Mapa de la zona de investigación, Manglares de San Pedro de Vice ubicado en la costa norte del Perú.

## 1.5. Herramientas para el estudio biogeoquímico en manglares

### 1.5.1. Datación de sedimentos

La datación con el radioisótopo  $^{210}\text{Pb}$  es una de las técnicas más usadas para el estudio de los sedimentos de ecosistemas intermareales con el fin de establecer un marco geocronológico del perfil sedimentario y conocer los patrones de variación del carbono acumulado a lo largo del tiempo. (99-101). El radioisótopo  $^{210}\text{Pb}$  tiene una vida media de 22.3 años, lo que permite usar su firma isotópica específica para hallar la tasa de acumulación de sedimento de los últimos 200 años. (102-104). El radioisótopo  $^{210}\text{Pb}$  es producto de la desintegración de  $^{226}\text{Ra}$  a  $^{222}\text{Rn}$  en estado gaseoso, que es emitido a la

atmosfera donde permanece de 10 a 5 días para luego desintegrarse en  $^{210}\text{Pb}$ , y regresar a la tierra siendo asimilado por precipitación pluvial y absorción por aerosol (99, 105, 106). La actividad de  $^{210}\text{Pb}$  es dependiente de la tasa de acumulación de sedimento por lo que es posible establecer valores de actividad de  $^{210}\text{Pb}$  a lo largo del perfil sedimentario mediante la determinación de  $^{210}\text{Pb}$  de origen atmosférico ( $^{210}\text{Pb-ex}$ ) (101, 107, 108).

La determinación de  $^{210}\text{Pb}$  de origen atmosférico presente en los sedimentos ( $^{210}\text{Pb-ex}$ ) se calcula gracias al equilibrio entre el  $^{210}\text{Pb}$  total, que consiste en  $^{210}\text{Pb-ex}$  más  $^{210}\text{Pb}$  soportado no atmosférico, y  $^{226}\text{Ra}$ , que aún no se ha desintegrado en  $^{222}\text{Rn}$ , resultando en la ecuación  $^{210}\text{Pb-ex} = ^{210}\text{Pb-total} - ^{226}\text{Ra}$ . (99, 101, 109). Así, bajo condiciones de sedimento bien preservado, el  $^{210}\text{Pb-ex}$  presenta la mayor actividad en la superficie del sedimento y va disminuyendo exponencialmente con la profundidad, por lo que la variación en la actividad de  $^{210}\text{Pb-ex}$  permite evaluar cambios en el ambiente sedimentario y asociarlo a variaciones en la tasa de acumulación de carbono, siempre que la columna de sedimento no presente perturbaciones (100, 101, 105). Debido a la variabilidad y complejidad de la actividad de  $^{210}\text{Pb-ex}$  en la columna de sedimento, hay tres modelos que han sido ampliamente utilizados: CFCS (flujo constante y sedimentación constante), CIC (concentración inicial constante) y CRS (tasa constante de sedimentación) (104, 105, 110). Debido a las variables que pueden afectar la capacidad de almacenamiento de carbono y el proceso de sedimentación, el modelo más adecuado para hacer una evaluación del perfil sedimentario de los ecosistemas de manglares sería el de CIC puesto que implica una concentración inicial uniforme y una tasa de sedimentación fluctuante, en la que todas las partículas poseen el mismo nivel de actividad de  $^{210}\text{Pb-ex}$  (99, 101, 111).

### 1.5.2. Indicadores elementales

El contenido de carbono orgánico total (COT) sirve como referencia para estimar la cantidad de materia orgánica total (MOT) presente en los sedimentos, ya que esta última

contiene aproximadamente un 50% d COT (112). El contenido de COT corresponde a parte de la materia orgánica que no se degrada en la columna de agua, sino que se deposita en los sedimentos los cuales se ven influenciados por la productividad de la biomasa vegetal y animal del ecosistema (113). Por esto, la calidad y la contribución de COT en el sistema puede verse por los procesos de deposición, preservación y transporte de MOT (112, 113). De igual forma, debe tenerse en cuenta que las concentraciones de COT pueden variar significativamente entre distintos ecosistemas, estando condicionadas por la hidrodinámica del lugar, los eventos climáticos, y la geomorfología del lugar y el contenido de sedimentos finos (114). Además, las concentraciones de COT en sedimentos con alto contenido de oxígeno disuelto podrían reducirse hasta en un 20% en los primeros 10 años debido a la intensificación del proceso de descomposición de la materia orgánica por acción de comunidades bacterianas (72, 114).

El contenido de nutrientes nitrogenados almacenados en los ambientes sedimentarios de los ecosistemas de manglares puede estimarse usando la concentración de nitrógeno total (TN) (115-117), este se almacena debido a procesos naturales como la fijación biológica del nitrógeno por parte de fitoplancton y cianobacterias, así como el aporte natural de materia orgánica proveniente de ríos (70, 74, 115). Sin embargo, el origen de estos nutrientes también pueden tener origen antropogénico, por ejemplo, pueden provenir de eventos asociados a la eutrofización del ambiente por la llegada de residuos de fertilizantes y desechos urbanos que pueden contener altos niveles de nitrógeno pesado ( $^{15}\text{N}$ ) (38, 118, 119). Por otro lado, la pérdida de nitrógeno total en estos ecosistemas puede deberse a una aceleración de los procesos naturales de diagénesis o a una desnitrificación intensa en forma de óxido nitroso y/o nitrógeno molecular (4, 70, 74). Estos procesos de acumulación y pérdida de nitrógeno suelen estar vinculados a cambios en el contenido de carbono orgánico total sobre todo en eventos de eutrofización donde hay mayor deposición de materia orgánica de origen algal (20, 81, 120).

Otro indicador es el la relación carbono y nitrógeno (C:N) derivada de la materia orgánica en los ecosistemas estuarinos, este indicador geoquímico permite identificar tanto el origen como el estado de transformación del material orgánico presente en los

sedimentos. (112, 121). La materia orgánica derivada de algas y cianobacterias que tengan un contenido alto en proteínas y bajo en contenido celulósico puede tener valores del cociente C:N en el rango de 4 y 10, En cambio, la materia orgánica de origen terrestre, como la proveniente de la vegetación de manglar, con bajo contenido proteico y alto contenido de celulosa y lignina, presenta valores de C:N cercanos a 20 (122). Además, debido a que los valores de C:N se registran en un entorno con significativa presencia de materia orgánica total (MOT), estos pueden reflejar no solo el origen, sino también el grado de transformación de la materia orgánica depositada (114). En este contexto, valores elevados de C:N pueden asociarse a materia orgánica degradada, ya que durante el proceso de diagénesis microbiana se produce una pérdida preferencial de compuestos nitrogenados, lo que incrementa la proporción relativa de carbono. Por el contrario, valores bajos de C:N suelen estar vinculados a materia orgánica recientemente depositada, aún rica en compuestos nitrogenados y con un bajo grado de transformación (49, 119, 123).

### 1.5.3. Indicadores isotópicos

En la naturaleza existen los isótopos de carbono  $^{12}\text{C}$  y  $^{13}\text{C}$  que son estables y se encuentran en proporciones conocidas. El  $^{12}\text{C}$  es el isótopo más ligero pero el más abundante en la naturaleza (98.89%) mientras que el  $^{13}\text{C}$  es solo un 1.11% del total de carbono (122, 124). Estas proporciones pueden ser usadas para hacer un análisis de la composición de la materia orgánica mediante la comparación de las relaciones de los isótopos  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  en comparación con un estándar internacional de carbono basado en la piedra caliza de la formación geológica Pee Dee, ubicada en Carolina del Norte, Estados Unidos, cuya abreviatura es PDB (Pee Dee Belemnite), y tiene una relación molar de  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  de 0.01124 (124). Este resultado se expresa en términos de diferencia en  $\delta^{13}\text{C}$  en relación con el estándar, siendo estos valores expresados en partes por mil (‰) (124). Las plantas que usan el ciclo C3 fijan  $\text{CO}_2$  atmosférico usando la enzima Rubisco (Ribulosa bisfosfato carboxilasa / oxigenasa), mientras las plantas que usan el ciclo C4 fijan el  $\text{CO}_2$  a través de la enzima PEP Carboxilasa (fosfoenolpiruvato carboxilasa) (125-127). Esta enzima tiene más afinidad por el  $\text{CO}_2$ , por lo que el contenido de  $^{13}\text{C}$  es mayor comparado al que almacena el complejo enzimático Rubisco que tiene menos afinidad por el  $\text{CO}_2$  y por lo tanto la concentración de  $^{13}\text{C}$  es mucho menor (124, 127). Esto causa que las plantas de ciclo C3 muestren variaciones en la abundancia isotópica que van de -25 a -34 ‰,

mientras que las plantas de ciclo C4 muestran valores que varían entre -9 a -15 ‰ (122, 128).

Por otro lado, los procesos geoquímicos que usan compuestos nitrogenados para la generación o degradación de la materia orgánica pueden ser estudiados mediante el análisis de isótopos de nitrógeno (122, 129). La diferenciación de la composición isotópica del nitrógeno accesible para la vegetación terrestre y el fitoplancton es la base de este estudio. Los valores de  $\delta^{15}\text{N}$  que corresponden al nitrógeno inorgánico disuelto presentan valores en el rango de +7 y +10 ‰, mientras que los valores de  $\delta^{15}\text{N}$  en la atmósfera son mucho menores (122, 130). Por eso, los valores de diferencia de  $\delta^{15}\text{N}$  se conservan en el material orgánico asociado a las plantas con metabolismo tipo C3 (dicotiledóneas) y C4 (monocotiledóneas) (+ 0.5 ‰), así como en los compuestos orgánicos provenientes del fitoplancton (+8.6 ‰) y los microorganismos autótrofos como las cianobacterias (entre -1 y +3 ‰) en regiones estuarinas. (131-133). Además, factores antropogénicos como la eutrofización puede incrementar la firma isotópica de  $\delta^{15}\text{N}$  (entre +9 y +25 ‰), lo que evidencia la acumulación de nitrógeno pesado por la llegada de efluentes urbanos, que es utilizado por los productores primarios gracias a procesos de desnitrificación (129, 134). Las variaciones en la concentración de  $^{15}\text{N}$  pueden ser causadas por la forma de asimilación que tienen los productores primarios ya que las plantas han desarrollado diferentes mecanismos para asimilar el nitrógeno y este suele ser un elemento limitante en los ciclos bioquímicos principales de los organismos (134).

## **II. Hipótesis y objetivos**

### **2.1. Hipótesis**

La existencia de zonas de vegetación dentro del manglar de San Pedro de Vice favorece una mayor capacidad de acumulación de carbono en comparación con las áreas sin vegetación.

## 2.2. Objetivo Principal

Determinar el efecto de las zonas con presencia de vegetación, en los manglares emergentes de San Pedro de Vice, sobre su capacidad para acumular carbono en ambientes sedimentarios.

## 2.3. Objetivos específicos

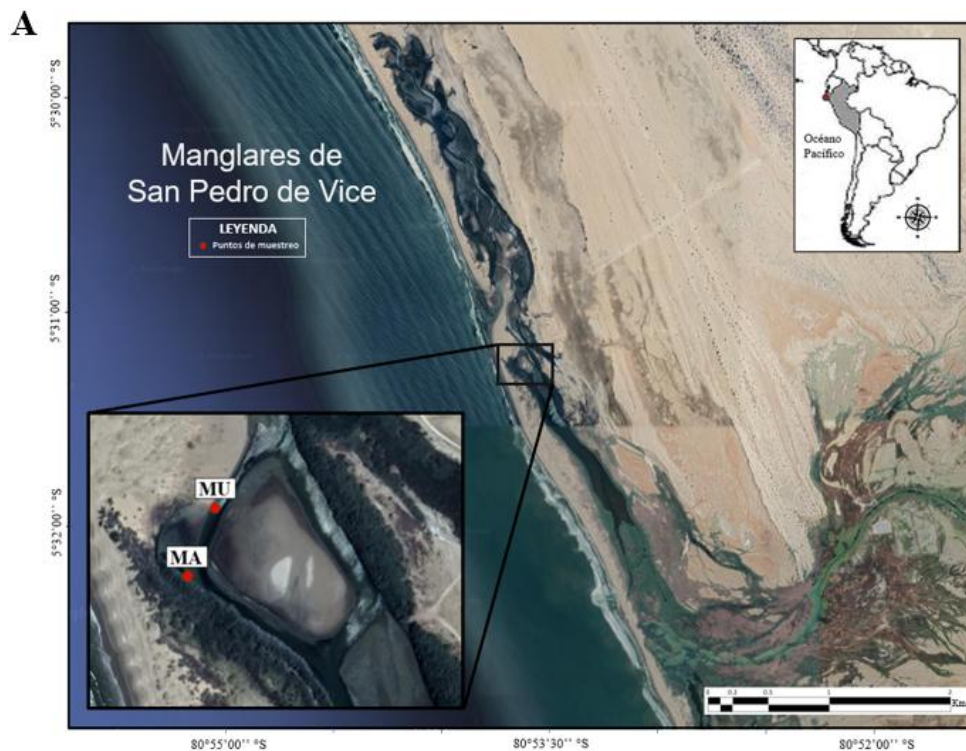
- Determinar las tasas de acumulación de sedimento y el historial geocronológico en los ambientes sedimentarios de San Pedro de Vice, mediante la medición de la actividad de  $^{210}\text{Pb}$ -ex
- Determinar y comparar los stocks y flujos de carbono orgánico total en los ambientes sedimentarios en las áreas con y sin vegetación de los manglares de San Pedro de Vice mediante el uso de indicadores elementales de carbono y las tasas de sedimentación.
- Determinar la procedencia de la materia orgánica en el ambiente sedimentarios en las áreas con y sin vegetación de los manglares de San Pedro de Vice, mediante el uso de indicadores isotópicos ( $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{15}\text{N}$ ).

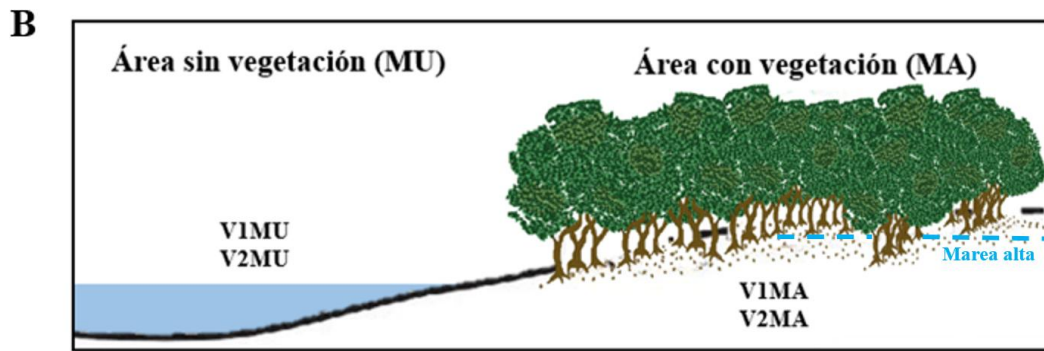
## III. Metodología

### 3.1. Colecta de muestras

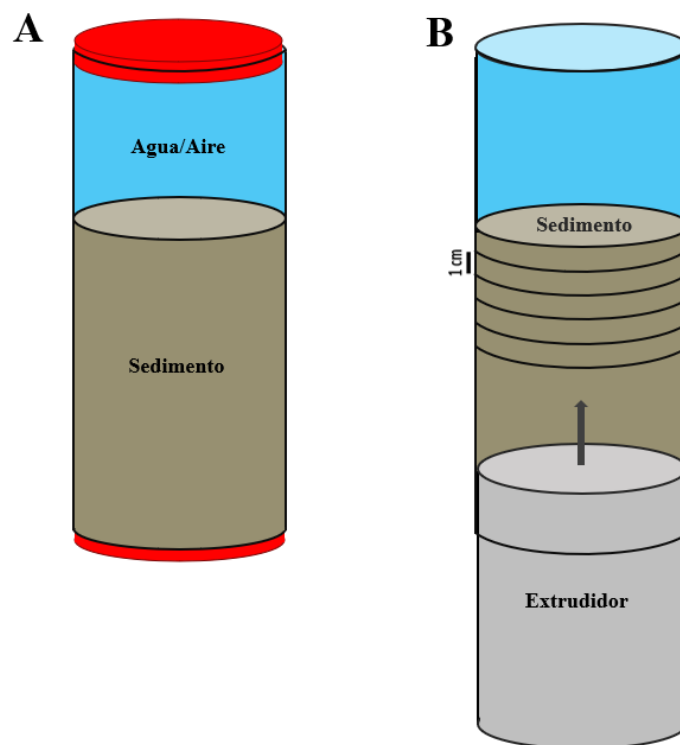
El área estudiada está ubicada en la zona norte del manglar, alejado del Dren Sechura (Rio Piura), y con una mayor proximidad a la desembocadura del Manglar en el Océano Pacífico, lo que se le denomina la Bocana. Dentro de esta área se eligió una zona donde el acceso fue viable y se tomaron las muestras de testigos de sedimento de 30 cm y muestras de vegetación. El primer punto de muestreo establecido fue sin vegetación (MU: 5°31'13.08"S 80°53'38.66"O) donde se colectaron los testigos V1MU y V2MU. El segundo punto de muestreo establecido fue en una zona con vegetación predominante de *Laguncularia racemosa* (MA: 5°31'15.81"S 80°53'39.46"O) donde se colectaron los testigos V1MA, V2MA, (Figura 3A y 3B). El muestreo de los testigos se realizó en

condiciones de marea baja. Estos fueron extraídos utilizando un extractor manual de testigos de sedimento cilíndrico fabricado de PVC con un diámetro de 6.6 centímetros. Posterior al proceso de extracción, las muestras de sedimento fueron segmentadas in-situ en cortes de 1cm desde la parte superior hasta la base (Figura 4) y se obtuvo un total de 30 segmentos por cada testigo que fueron almacenadas en bolsas plásticas. Además, se recogieron muestras de vegetación de la especie *Laguncularia racemosa* y muestras del alga Chlorophyceae por duplicado (R1 y R2), ubicadas en el punto de muestreo con vegetación. Por último, todas las muestras recolectadas fueron identificadas y trasladadas al laboratorio de Biogeociencias LID-UPCH, donde se mantuvieron en refrigeración hasta su procesamiento. Posteriormente, utilizando una red de fitoplancton con una malla de 75  $\mu\text{m}$ , se filtraron tres veces 4.5 L de agua disponible para la recolección de fitoplancton con el fin de calcular los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{15}\text{N}$ . Las muestras recolectadas se almacenaron en recipientes de plástico y transportadas al laboratorio de Ciencias del Mar LID-UPCH donde se mantuvieron en refrigeración hasta su procesamiento.





**Figura 3:** (A) Mapa de la zona de estudio. El recuadro negro señala la franja en la que se recolectaron los testigos de sedimento en dos puntos de muestreo. (MU) sin vegetación y (MA) con vegetación. (B): Dibujo de la zona de la localización de los sitios de muestreo MU y MA y los testigos respectivos V1MU, V2MU, V1MA y V2MA. La línea discontinua celeste indica el nivel promedio de la marea alta diaria.



**Figura 4:** Esquema conceptual del muestreo de testigos de sedimento (A), diseño de extrusión y división de la columna de sedimento (B). Modificado de Pérez et al., 2018 (18)

### 3.2. Pretratamiento de muestras

El pretratamiento de la muestra se realizó en el Laboratorio de Biogeociencias de la Universidad Peruana Cayetano Heredia. Inicialmente, se registró el peso de la muestra en estado húmedo para determinar la proporción del agua. Luego se estimó la densidad aparente (DBD) parámetro esencial para calcular las reservas y flujos de carbono orgánico sedimentario. Cada sección de los testigos, con un peso de 20 gramos, fue sometido a un proceso de deshidratación en una cámara térmica Memmert (Modelo 30-1060) a 40°C durante tres días. Una vez completado el proceso de deshidratación, se registró otra vez su peso y se trituró utilizando un mortero de porcelana hasta conseguir una textura uniforme y pulverizada. Para evitar cualquier tipo de contaminación cruzada entre muestras, luego de cada proceso de trituración, el mortero era esterilizado con alcohol al 70% y se dejaba secar completamente antes de su reutilización. Cada muestra procesada, en una cantidad de 6 gramos, fue medida con una balanza analítica de alta precisión (Radwag ©) y posteriormente guardada en un envase sellado para su análisis futuro.

Para determinar la concentración de carbono orgánico, nitrógeno total y la composición isotópica ( $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{15}\text{N}$ ), se seleccionaron entre 5 y 6 miligramos de material seco previamente libre de carbonatos. Posteriormente, se encapsularon en recipientes de estaño de 8x5 mm para su análisis. El material sobrante de cada muestra fue almacenado en un contenedor plástico cilíndrico con tapa, con una capacidad de 5 ml. Luego, se identificó mediante etiquetado y se selló con Parafilm, con el fin de realizar posteriormente la medición de la actividad de  $^{210}\text{Pb}$ -ex.

### 3.3. Análisis de muestras

#### 3.3.1. Determinación de la tasa de sedimentación

El proceso de datación de los sedimentos tuvo lugar en el National Marine Science Centre de la Southern Cross University en Australia. Las muestras de material seco fueron depositadas en recipientes y sometidas a análisis mediante un sistema de detección de radiación gamma. Para las mediciones, se utilizó un detector coaxial de germanio de alta pureza con geometría semiplanar, el cual estaba conectado a un analizador multicanal. La concentración de  $^{210}\text{Pb}$  fue determinada a partir de sus picos de emisión gamma (46.5 KeV), mientras que la de  $^{226}\text{Ra}$  se obtuvo calculando el promedio de los picos registrados para  $^{214}\text{Pb}$  y  $^{214}\text{Bi}$  (295.2 KeV, 351.9 KeV y 609.3 KeV). Para estimar el excedente de  $^{210}\text{Pb}$  ( $^{210}\text{Pbex}$ ), se restó la actividad de  $^{226}\text{Ra}$  de la cantidad medida de  $^{210}\text{Pb}$  (135).

#### 3.3.2. Determinación elemental e isotópica de carbono y nitrógeno

La evaluación de la composición elemental e isotópica de carbono y nitrógeno se realizó en el National Marine Science Centre de la Southern Cross University en Australia. Inicialmente, las muestras fueron tratadas con una solución de ácido clorhídrico a una concentración de 0.5 mol/L, posteriormente se deshidrataron y trituraron antes de su análisis. La evaluación se realizó mediante un espectrómetro de masas de relación isotópica Thermo Fisher Delta Plus (Modelo XP), con una precisión analítica de C: 0.1 %, N: 0.1 %,  $\delta^{13}\text{C}$ : 0.1 ‰ y  $\delta^{15}\text{N}$ : 0.15 ‰ (135).

Los análisis isotópicos de carbono y nitrógeno ( $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{15}\text{N}$ ) se hicieron en simultaneo con determinación del contenido de COT y NT en las muestras en el mismo equipo analizador mencionado previamente.

Los cálculos de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{15}\text{N}$  serán determinados mediante el cálculo de la proporción entre los isótopos estables de carbono ( $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ) y nitrógeno ( $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ ):

$$\delta^{13}C_{Muestra} = \left[ \frac{(^{12}C/^{13}C)_{Muestra} - (^{12}C/^{13}C)_{Estándar}}{(^{12}C/^{13}C)_{Estándar}} \right] \times 1000$$

$$\delta^{15}N_{Muestra} = \left[ \frac{(^{15}N/^{14}N)_{Muestra} - (^{15}N/^{14}N)_{Estándar}}{(^{15}N/^{14}N)_{Estándar}} \right] \times 1000$$

Los valores delta ( $\delta$ ) representan la variación entre las mediciones obtenidas en las muestras y aquellas establecidas como referencia predeterminada. El estándar utilizado para  $^{13}C$  es el "Chicago PDB Marine Carbonate Standard", derivado del fósil marino cretácico *Belemnitella americana*, caracterizado por una elevada proporción de  $^{13}C/^{12}C$ . En el caso de  $^{15}N$ , la referencia corresponde al nitrógeno presente en la atmósfera.

### 3.4. Operaciones de Variables.

#### 3.4.1. Cálculo geocronológico

La estimación de la tasa de sedimentación (TAS) se realizó aplicando el modelo de datación de Concentración Inicial Constante (CIC) (136). Para determinar la edad de los sedimentos y calcular la tasa de acumulación, se empleó la siguiente ecuación.

$$Edad\ del\ sedimento = año_{muestreo} - (Prof_{media} / TAS)$$

Donde, edad del sedimento (años) es el año estimado en que se depositó el sedimento,  $año_{muestreo}$  es el año calendario en el que se recolectó la muestra,  $Prof_{media}$  (cm) es la profundidad media del intervalo del sedimento analizado ya que representa el centro de un segmento del sedimento. Por último, TAS ( $cm\ año^{-1}$ ) que es la tasa de acumulación de sedimento.

#### 3.4.2. Cálculo de stock y flujo de carbono y nitrógeno

Para estimar las reservas y el flujo de carbono orgánico total (COT) y nitrógeno total (NT) en cada muestra analizada, se consideraron los valores de tasa de acumulación de sedimentos (TAS,  $cm\ año^{-1}$ ), densidad seca aparente (DBD,  $g\ cm^{-3}$ ), y las concentraciones de COT y NT ( $g\ g^{-1}$ ). El cálculo se llevó a cabo utilizando la siguiente ecuación.

$$\text{Flujo (g m}^{-2} \text{ año}^{-1}) = [\text{TAS}] \times [\text{BD}] \times [\text{COT o NT}] \times 10^4$$

$$\text{Stock (g m}^{-2}) = [\text{BD}] \times [\text{Prof}_{\text{segmento}}] \times [\text{COT o NT}] \times 10^4$$

El flujo ( $\text{g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ ) se refiere a la tasa anual de acumulación de carbono orgánico total (COT) o nitrógeno total (NT) por unidad de superficie. El stock ( $\text{g m}^{-2}$ ) representa la cantidad total de COT o NT acumulada en el segmento de sedimento analizado. La TAS ( $\text{cm año}^{-1}$ ) corresponde a la tasa de acumulación de sedimentos. La DBD ( $\text{g cm}^{-3}$ ) es la densidad seca aparente del sedimento. La concentración de COT o NT se expresa en gramos por gramo ( $\text{g g}^{-1}$ ), indicando la proporción del componente en la muestra. La Profundidad del segmento (cm), también llamada *Prof<sub>segmento</sub>*, representa el espesor del segmento de sedimento considerado para el cálculo del stock, y se diferencia de la *Prof<sub>media</sub>*, que se usa en el cálculo geocronológico para estimar la edad. La profundidad media (cm) o *Prof<sub>media</sub>* representa el punto medio de una capa de sedimento mientras que la *Prof<sub>segmento</sub>* representa el espesor total del segmento que se está analizando. Finalmente, el factor  $10^4$  se aplica para convertir las unidades de área de  $\text{cm}^2$  a  $\text{m}^2$ .

### 3.5. Análisis Estadístico

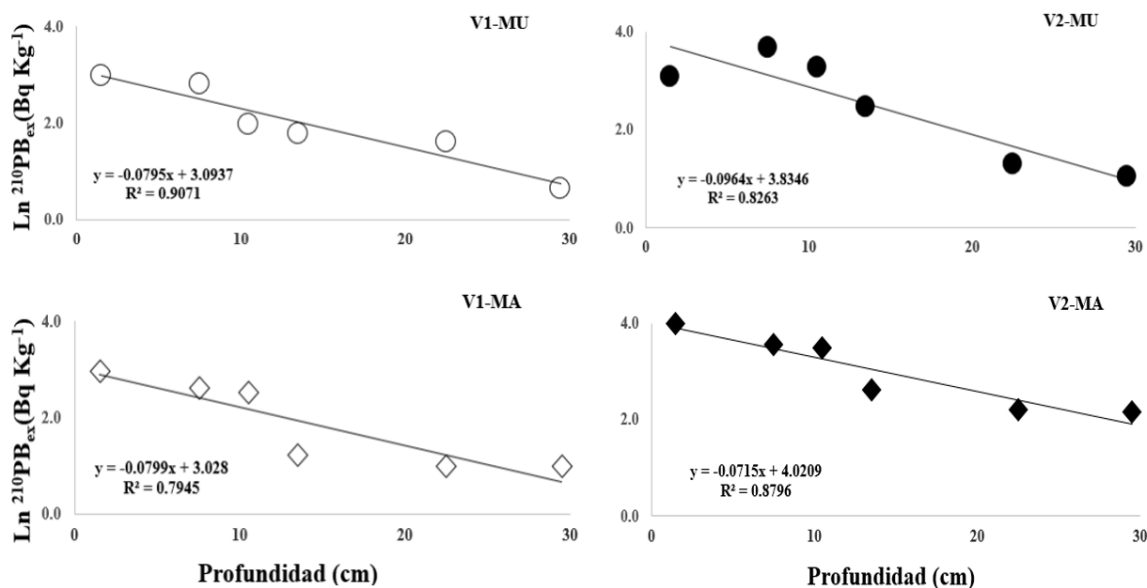
Para el análisis estadístico los resultados obtenidos fueron fraccionados en cuatro fases sedimentarias determinadas de manera geocronológica como se muestra en las tablas 1 y 2. La primera Fase (F1), corresponde a la década de los 2000 hasta la actualidad, la segunda fase (F2) corresponde a las décadas de 1980 y 1990, la tercera fase (F3) corresponde a las décadas de 1960 y 1970 y la cuarta fase (F4) corresponde a un periodo previo a 1960. Se calculó la media y desviación estándar de cada fase para todas las variables estudiadas. Mediante la prueba de Shapiro-Wilk se determinó que los datos no cumplen con el supuesto de normalidad, por lo tanto, se utilizó la prueba estadística Kruskal-Wallis ( $\alpha = 0.05$ ) para determinar si existen diferencias significativas entre las fases (Anexo 1 y 3).

## IV. Resultados

### 4.1. Tasa de sedimentación

La actividad de  $^{210}\text{Pb}$ -ex tuvo una tendencia lineal negativa a lo largo de la columna de sedimentos en los testigos V1MU, V2MU, V1MA y V2MA (Figura 5) y su valor de TAS calculado usando el modelo CIC fue de  $0.39 \text{ cm año}^{-1}$ ,  $0.32 \text{ cm año}^{-1}$ ,  $0.42$

cm año<sup>-1</sup> y 0.43 cm año<sup>-1</sup> respectivamente. Este dato se empleará para la estimación de los flujos de carbono en los sedimentos de los manglares de San Pedro de Vice.



**Figura 5:** Distribución de la actividad de <sup>210</sup>Pb-ex (Bq Kg<sup>-1</sup>) a lo largo del perfil sedimentario en los testigos V1MU, V2MU, V1MA y V2MA.

#### 4.2. Contenido porcentual de Carbono orgánico total (COT)

El promedio de los valores de carbono orgánico total (COT) expresado en porcentaje, fue de 3.87% para el testigo V1MU y de 4.19% para el testigo V2MU ( Anexo 1). El testigo V1MU mostró diferencias en las fases F1 y F4 mientras que las fases F2 y F3 se mantuvieron iguales, siendo el valor más alto de 4.86% correspondiente a la fase 4 (Anexo 1). Por otro lado, el testigo V2MU, no mostró diferencias significativas a lo largo de las 4 fases, manteniéndose con un valor similar al promedio de 4.19% (Anexo 1). Los menores valores porcentuales de COT para el testigo V1MU fueron registrados durante la primera fase sedimentaria ubicada al inicio de la década de los años 2000's (Figura 6)

con valor de 2,04 %, mientras que en el testigo V2MU no hubo valores menores significativos (Anexo 1).

Por otro lado, el promedio de los valores porcentuales de carbono orgánico total (COT) para los testigos V1MA y V2MA fueron 7.5% y 7.14% respectivamente (Anexo 1). Existió diferencias significativas entre casi todas las fases temporales en ambos testigos (Anexo 1), siendo Los registros más elevados se observaron en el periodo inicial de la década del 2000, con un valor promedio de 8.42% y 9.31% para los testigos V1MA y V2MA respectivamente (Figura 6) (Anexo 1). Los valores menores porcentuales de COT se dieron en la fase F3 que abarca a las décadas de 1960 y 1970 con un valor de 6.76% para el testigo V1MA, mientras que para el testigo V2MA se dio durante la Fase correspondiente a un periodo previo a la década de 1960's, con un valor de 4.39%. (Figura 6) (Anexo 1).

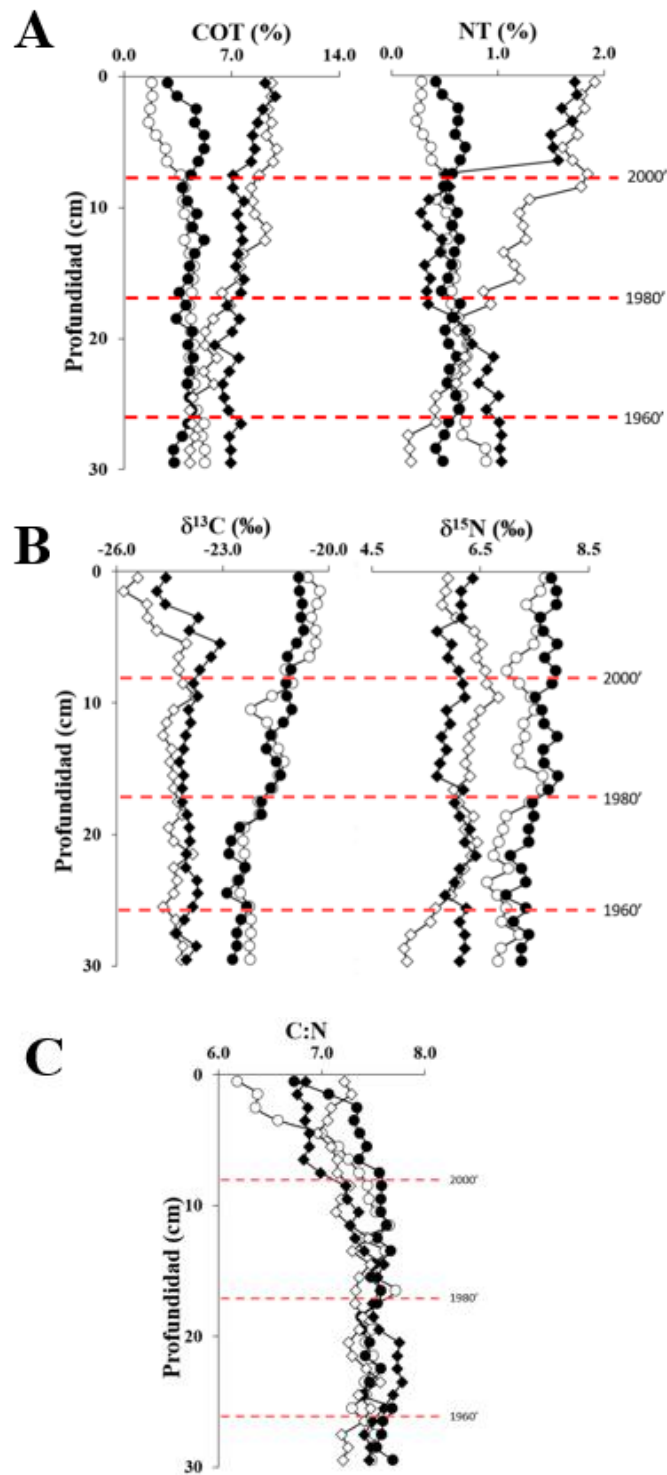
Por último, los valores porcentuales promedio de carbono orgánico total (COT) de los cuatro testigos colectados presentaron diferencias significativas, siendo los testigos V1MA y V2MA con valores de 7.5% y 7.14% respectivamente (Anexo 1), mayores que los testigos V1MU y V2MU con valores de 3.87% y 4.19% respectivamente (Anexo 1). No se detectaron variaciones entre los testigos recolectados en una misma ubicación de muestreo. (Anexo 3).

#### **4.3. Contenido porcentual de Nitrógeno total (NT)**

Los valores porcentuales promedio de nitrógeno total (NT) fueron de 0.54% y 0.56% para los testigos V1MU y V2MU respectivamente (Anexo 1). En el testigo V1MU se encontraron diferencias significativas en las fases F1 y F2 (Anexo 1), siendo el valor más alto el registrado en la Fase F4 con un valor de 0.7%, mientras que en el testigo V2MU no se encontraron valores significativamente diferentes (Anexo 1) (Figura 6). Para el testigo V1MU, el valor menor porcentual promedio de nitrógeno total fue de 0.3% registrado durante la fase sedimentaria F1 que corresponde al periodo de tiempo que inicia en la década del año 2000 (Figura 6), mientras que el testigo V2MU no presentó valores significativamente menores (Anexo 1).

Por otro lado, los valores porcentuales promedio de nitrógeno total (NT) fueron 0.88% y 1.06% para los testigos V1MA y V2MA respectivamente (Anexo 1). Se identificaron variaciones significativas en todas las etapas de ambos testigos, siendo los valores más altos aquellos que corresponde a la fase F1 con un valor promedio de 1.38% y 1.77% para los testigos V1MA y V2MA respectivamente (Figura 6) (Anexo 1). Los valores menores porcentuales de nitrógeno total se dieron durante la fase durante la década de 1980's y 1990's para el testigo V1MA con un valor de 0.36%, mientras que para el testigo V2MA este valor menor se dio en la fase F4 y fue de 0.23% (Figura 6) (Anexo 1).

Por último, los valores porcentuales promedio de nitrógeno total (NT) de los cuatro testigos colectados presentaron diferencias significativas, siendo los testigos V1MA y V2MA con valores de 0.88% y 1.06% respectivamente, mayores que los testigos V1MU y V2MU con valores de 0.54% y 0.56% respectivamente (Anexo 1). No se identificaron variaciones estadísticamente significativas entre los testigos recolectados. en un mismo punto de muestreo (Anexo 3).



**Figura 6:** Panel A: Proporción de porcentaje de carbono orgánico total (COT) y nitrógeno total (NT). Panel B: Valores isotópicos de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) y nitrógeno ( $\delta^{15}\text{N}$ ). Panel C: Relación COT/NT. Las líneas punteadas rojas (2000', 1980' y 1960') separan las fases (F1, F2, F3 Y F4) mencionadas anteriormente. Círculos blancos (V1MU), círculos negros (V2MU), rombos negros (V1MA) y blancos (V2MA).

#### 4.4. Valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{15}\text{N}$

Los valores isotópicos promedio de  $\delta^{13}\text{C}$  para los testigos V1MU y V2MU correspondieron a -21.58‰ y -21.73‰ respectivamente (Anexo 1). Se identificaron variaciones entre las distintas capas sedimentarias en ambos testigos, siendo significativamente más ligeros los valores los pertenecientes a la fase F4 que corresponde a un periodo previo a la década de 1960, con un valor promedio de -22.31 ‰ y -22.55 ‰ para los testigos V1MU y V2MU respectivamente (Figura 6) (Anexo 1). Los valores isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  más pesados en ambos testigos se encontraron en la fase F1 que corresponde al inicio de la década de los 2000, con valores de -20.41‰ para V1MU y -20.85‰ para V2MU. Los valores isotópicos promedio de  $\delta^{13}\text{C}$  para los testigos V1MA y V2MA fueron -23.98 ‰ y -24.47 ‰ respectivamente (Anexo 1). En ambos testigos no se observaron diferencias significativas entre fases temporales (Figura 6) (Anexo 1).

Además, los valores isotópicos promedio de  $\delta^{13}\text{C}$  de los cuatro testigos colectados presentaron diferencias significativas (Anexo 3), siendo los testigos V1MA y V2MA con valores de -23.98 ‰ y -24.47 ‰ respectivamente, menores que los testigos V1MU y V2MU con valores de -21.58‰ y -21.73‰ respectivamente (Anexo 1). Por último, no se detectaron variaciones estadísticamente relevantes entre los testigos recolectados en el punto de muestreo “MU”, sin embargo, en el punto de muestreo “MA” el testigo V1MA tuvo un valores isotópicos promedio de  $\delta^{13}\text{C}$  mayor que el testigo V2MA (Anexo 3).

Por otro lado, los valores isotópicos promedio de  $\delta^{15}\text{N}$  para los testigos V1MU y V2MU fueron 7.2 ‰ y 7.56 ‰ respectivamente (Anexo 1). En el testigo V1MU, el valor más ligero observado fue de 6.91‰ perteneciente a la fase sedimentaria F4 que corresponde al periodo previo a la década de 1960, mientras que en el testigo V2MU el valor más ligero es de 7.24‰ que corresponde a la fase F4 de igual forma (Anexo 1). Los valores más pesados fueron los pertenecientes a la fase F1 en ambos testigos con valores de 7.49‰ y 7.78‰ para V1MU Y V2MU respectivamente. En el caso de los testigos V1MA Y V2MA los valores isotópicos promedio de  $\delta^{15}\text{N}$  fueron de 6.06‰ y 6.11‰ respectivamente y En ambos testigos no se observaron diferencias significativas entre fases temporales (Figura 6) (Anexo 1).

Además, los valores isotópicos promedio de  $\delta^{15}\text{N}$  de los cuatro testigos colectados presentaron diferencias significativas (Anexo 3), siendo los testigos V1MA y V2MA con valores de 6.06‰ y 6.11‰ respectivamente, menores que los testigos V1MU y V2MU con valores de 7.2 ‰ y 7.56 ‰ respectivamente (Anexo 1). Por último, no se encontraron diferencias significativas entre los testigos colectados en el punto de muestreo “MA”, sin embargo, en el punto de muestreo “MU” el testigo V2MU tuvo un valor isotópico promedio de  $\delta^{15}\text{N}$  mayor que el testigo V1MU (Anexo 3).

#### **4.5. Cociente C:N**

El promedio de los valores del cociente C:N para los testigos V1MU y V2MU fueron de 7.30 y 7.46 respectivamente (Anexo 1). La fase F1 que pertenece a la década de los años 2000, presentó valores de 6.7 y 7.23 para los testigos V1MU y V2MU respectivamente y estos fueron significativamente menores en comparación con sus demás fases. (Figura 6) (Anexo 1).

Además, los registros promedio del cociente C:N para los testigos V1MA y V2MA fueron de 7.33 y 7.27 respectivamente (Anexo 1). En ambos testigos los valores la fase F1 que corresponde a la década de los 2000's, presentaron valores de 6.9 y 7.14 para los testigos V1MA y V2MA respectivamente y fueron significativamente menores en comparación con sus demás fases (Figura 6) (Anexo 1). En el testigo V1MA se encontró un valor mayor del cociente C:N perteneciente a la fase F3 que se diferenció de las demás fases sedimentarias con un valor de 7.64, mientras que en el testigo V2MA no se encontraron valores significativamente mayores (Anexo 1).

Por último, los registros del cociente C:N de los cuatro testigos colectados presentaron diferencias significativas, siendo los testigos V1MU, V2MU y V1MA con valores de 7.30, 7.46 y 7.33 respectivamente, mayores que el testigo V2MA con valor de 7.27 (Anexo 3).

#### 4.6. Valor isotópico en vegetación terrestre y no terrestre

En el caso de *Laguncularia racemosa* los registros isotópicos promedios de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{15}\text{N}$  fueron de -26.54‰ y 9.15‰ respectivamente, mientras que el valor del cociente C:N promedio fue de 31.03 (Anexo 2). Para el alga de la clase Chlorophyceae los valores isotópicos promedios de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{15}\text{N}$  fueron de -23.90‰ y 5.35‰ respectivamente, mientras que el valor del cociente C:N promedio fue de 10.41 (Anexo 2). Por último, el valor isotópico de  $\delta^{13}\text{C}$  obtenido del fitoplancton fue de -20.6‰, mientras que el valor de  $\delta^{15}\text{N}$  no pudo ser detectado (Anexo 2).

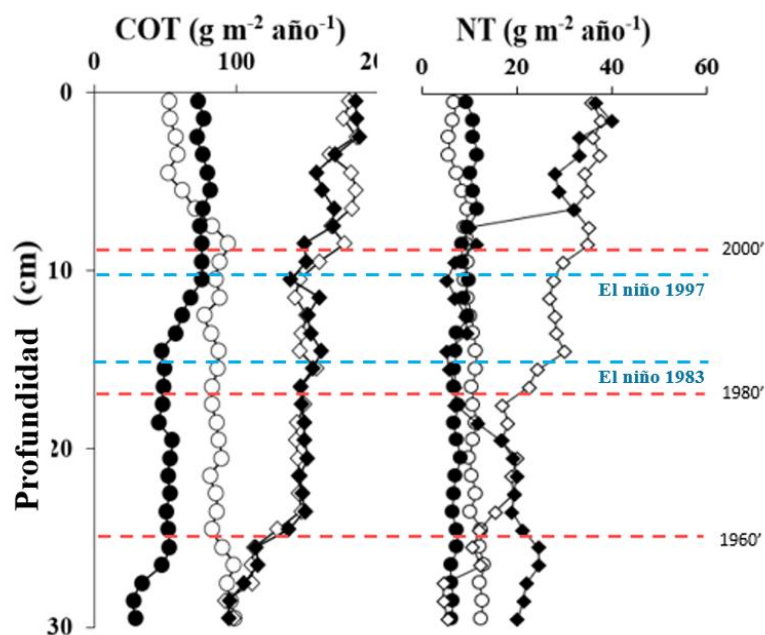
#### 4.7. Flujos de carbono orgánico total

Los flujos promedio de carbono orgánico total (COT) para los testigos V1MU y V2MU fueron  $80.69 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  y  $59.02 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  respectivamente (Figura 7) (Anexo 1). Los valores más altos del testigo V1MU fueron aquellos registrados antes de la década de 1960's que lograron diferenciarse significativamente de las otras fases sedimentarias, con un valor de  $91.36 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  (Anexo 1), mientras que para el testigo V2MU los valores más altos se registraron en la década de los 2000's con un valor de  $76.70 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  (Anexo 1). Por otro lado, los valores más bajos se registraron al inicio de la década de los 2000's para el testigo V1MU con  $58.1 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ , mientras que para el testigo V2MU el valor más bajo se registró antes de la década de 1960's, con un valor de  $43.30 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  (Anexo 1).

En el caso de los testigos V1MA y V2MA, los flujos promedio de carbono orgánico total (COT) fueron  $147.35 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  y  $147.97 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  respectivamente (Anexo 1). Se identificaron diferencias significativas entre todas las etapas en ambos testigos (Figura 7, Anexo 1), destacándose los valores más elevados durante los primeros años de la década del 2000, con un valor promedio de  $169.36 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  y  $176.92 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  para los testigos V1MA y V2MA (Figura 7). Por otro lado, los menores flujos de COT fueron registrados durante las últimas fases sedimentarias que corresponden a antes de la década

de 1960's (Figura 7) con valores de  $102.55 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  y  $102.83 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  para los testigos V1MA y V2MA (Figura 7) (Anexo 1).

Por último, los flujos promedio de carbono orgánico total (COT) de los cuatro testigos colectados presentaron diferencias significativas, siendo los testigos V1MA y V2MA con valores de  $147.35 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  y  $147.97 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  respectivamente, mayores que los testigos V1MU y V2MU con valores de  $80.69 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  y  $59.02 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  respectivamente (Anexo 1). No se detectaron variaciones estadísticamente significativas entre los testigos recolectados en una misma ubicación de muestreo (Anexo 3).



**Figura 7.** Flujo de carbono orgánico total (COT) y flujo de nitrógeno total (NT). Las líneas punteadas rojas (2000', 1980' y 1960') separan las fases (F1, F2, F3 Y F4) mencionadas anteriormente. Las líneas azules marcan los eventos de El Niño costero de 1983 y 1997. Círculos blancos (V1MU), círculos negros (V2MU), rombos negros (V1MA) y blancos (V2MA).

#### 4.8. Flujos de nitrógeno total

Los flujos promedio de nitrógeno total (NT) fueron de  $10.23 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  y  $8.42 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  para los registros mayores los que fueron registrados al periodo de tiempo iniciado en la década de los 2000's con un valor promedio de  $28.12 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  y  $35.35 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  para los testigos V1MA y V2MA respectivamente (Figura 7) (Anexo 1). Los flujos de NT menores fueron registrados en la fase localizada durante las décadas 1980's y 1990's con un valor de  $6.95 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  para el testigo V1MA y en la fase localizada antes de la década de 1960's con un valor de  $6.73 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  para el testigo V2MA (Figura 7) (Anexo 1).

Además, los flujos promedio de nitrógeno total (NT) de los cuatro testigos colectados presentaron diferencias significativas (Anexo 3), siendo los testigos V1MA y V2MA con valores de  $18.54 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  y  $23.71 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  respectivamente, mayores que los testigos V1MU y V2MU con valores de  $10.23 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  y  $8.42 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  respectivamente (Anexo 1). Por último, se encontraron diferencias significativas entre los testigos colectados en un mismo punto de muestreo, teniendo V1MU flujos promedio de nitrógeno total mayores que V2MU, mientras que V2MA tuvo flujos promedio de nitrógeno total (NT) mayores que V1MA en el punto de muestreo "MA" (Anexo 3).

En el caso de los testigos V1MU y V2MU, el valor más alto de flujo promedio de nitrógeno total (NT) para el testigo V1MU fue registrado antes de la década de 1960's, diferenciándose significativamente de las otras fases sedimentarias con un valor promedio de  $12.27 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  (Figura 7) (Anexo 1), mientras que para el testigo V2MU el mayor valor se observó en el periodo de tiempo iniciado en la década de los 2000's con un valor de  $10.88 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  (Figura 7) (Anexo 1). Los menores flujos de NT fueron registrados durante la primera fase localizada al en la década de los 2000's con un valor de  $7.32 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  para el testigo V1MU, mientras que para el testigo V2MU el menor valor fue registrado en la fase correspondiente a antes de la década de 1960's con un valor de  $6.78 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  (Figura 7) (Anexo 1).

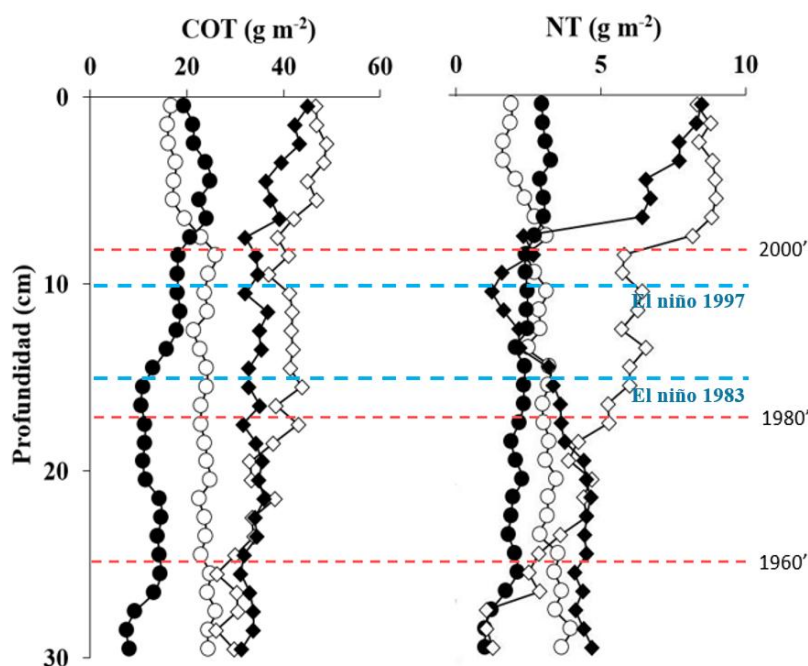
Por otro lado, los flujos promedio de nitrógeno total (NT) fueron de  $18.54 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  y  $23.71 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  para los testigos V1MA y V2MA (Figura 7) (Anexo 1). En ambos testigos se observaron diferencias estadísticamente significativas entre todas las fases temporales (Anexo 1).

#### 4.9. Stocks de carbono orgánico total

Los stocks promedio de carbono orgánico total (COT) fueron de  $22.4 \text{ g m}^{-2}$  y  $15.88 \text{ g m}^{-2}$  para los testigos V1MU y V2MU respectivamente (Figura 8) (Anexo 1). Los valores mayores de stock de carbono se ubicaron en la fase correspondiente al periodo de tiempo que previa a la década de 1960's con un valor de  $24.34 \text{ g m}^{-2}$  para el testigo V1MU, mientras que para el testigo V2MU el valor mayor fue de  $22.57 \text{ g m}^{-2}$  ubicado en la fase de tiempo que inicia en la década de los 2000's (Figura 8) (Anexo 1). Los valores menores de stock de carbono están ubicados en la fase de tiempo que inicia en la década de los 2000's, con un valor de  $17.33 \text{ g m}^{-2}$  para el testigo V1MU mientras que para el testigo V2MU el valor menor es de  $12.03 \text{ g m}^{-2}$  ubicado en la fase correspondiente a antes de la década de 1960's (Figura 8) (Anexo 1).

Los stocks promedio de carbono orgánico total (COT) fueron de  $35.29 \text{ g m}^{-2}$  y  $38.55 \text{ g m}^{-2}$  para los testigos V1MA y V2MA respectivamente (Figura 8) (Anexo 1). Los valores mayores de stock de carbono para ambos testigos se ubican en la fase correspondiente al periodo de tiempo que inicia en la década de los 2000's, diferenciándose significativamente de las demás fases temporales (Figura 8), con valores de  $38.79 \text{ g m}^{-2}$  y  $44.33 \text{ g m}^{-2}$  para los testigos V1MA y V2MA respectivamente (Anexo 1). Los valores menores de stock de carbono corresponden a la fase antes de la década de 1960's para ambos testigos (Figura 8), con valores de  $32.97 \text{ g m}^{-2}$  y  $29.15 \text{ g m}^{-2}$  para los testigos V1MA y V2MA respectivamente (Anexo 1).

Además, stocks promedio de carbono orgánico total (COT) de los cuatro testigos colectados presentaron diferencias significativas (Anexo 3), siendo los testigos V1MA y V2MA con valores de  $35.29 \text{ g m}^{-2}$  y  $38.55 \text{ g m}^{-2}$  respectivamente, mayores que los testigos V1MU y V2MU con valores de  $22.4 \text{ g m}^{-2}$  y  $15.88 \text{ g m}^{-2}$  respectivamente (Anexo 1). Por último, se encontraron diferencias estadísticamente significativas entre los testigos colectados en un mismo punto de muestreo (Anexo 3), teniendo V1MU stocks de carbono orgánico total más elevados que V2MU en el punto de muestreo "MU", mientras que V2MA tuvo stocks de carbono orgánico total más elevados que V1MA en el punto de muestreo "MA" (Anexo 3).



**Figura 8.** Stock de carbono orgánico total (COT) y stock de nitrógeno total (NT). Las líneas punteadas rojas (2000', 1980' y 1960') separan las fases (F1, F2, F3 Y F4) mencionadas anteriormente. Círculos blancos (V1MU), círculos negros (V2MU), rombos negros (V1MA) y blancos (V2MA).

#### 4.10. Stocks de nitrógeno total

Los stocks promedio de nitrógeno total (NT) fueron de  $2.9 \text{ g m}^{-2}$  y  $2.29 \text{ g m}^{-2}$  para los testigos V1MU y V2MU respectivamente (Figura 8) (Anexo 1). Los valores mayores de stock de nitrógeno total se ubicaron en la fase correspondiente al periodo de tiempo que previa a la década de 1960's con un valor de  $3.47 \text{ g m}^{-2}$  para el testigo V1MU, mientras que para el testigo V2MU el valor mayor fue de  $3.04 \text{ g m}^{-2}$  ubicado en la fase de tiempo que inicia en la década de los 2000's (Figura 8) (Anexo 1). Los valores menores de stock de nitrógeno total están ubicados en la fase de tiempo que inicia en la década de los 2000's, con un valor de  $2.03 \text{ g m}^{-2}$  para el testigo V1MU mientras que para el testigo V2MU el valor menor es de  $1.61 \text{ g m}^{-2}$  ubicado en la fase correspondiente a antes de la década de 1960's (Figura 8) (Anexo 1).

Los stocks promedio de nitrógeno total fueron de  $4.39 \text{ g m}^{-2}$  y  $5.50 \text{ g m}^{-2}$  para los testigos V1MA y V2MA respectivamente (Figura 8) (Anexo 1). Los valores mayores de stock de carbono para ambos testigos se ubican en la fase correspondiente al periodo de tiempo que inicia en la década de los 2000's, diferenciándose significativamente de las demás fases temporales (Figura 8), con valores de  $6.31 \text{ g m}^{-2}$  y  $8.34 \text{ g m}^{-2}$  para los testigos V1MA y V2MA respectivamente (Anexo 1). Los valores menores de stock de carbono corresponden a la fase antes de la década de 1960's para ambos testigos (Figura 8), con valores de  $4.39 \text{ g m}^{-2}$  y  $1.56 \text{ g m}^{-2}$  para los testigos V1MA y V2MA respectivamente (Anexo 1).

Además, stocks promedio de nitrógeno total (NT) de los cuatro testigos colectados presentaron diferencias significativas (Anexo 3), siendo los testigos V1MA y V2MA con valores de  $4.39 \text{ g m}^{-2}$  y  $5.50 \text{ g m}^{-2}$  respectivamente, mayores que los testigos V1MU y V2MU con valores de  $2.9 \text{ g m}^{-2}$  y  $2.29 \text{ g m}^{-2}$  respectivamente (Anexo 1). Por último, se encontraron diferencias estadísticamente significativas entre los testigos colectados en un mismo punto de muestreo, teniendo V1MU stocks promedio de nitrógeno total más elevados que V2MU en el punto de muestreo "MU", mientras que V2MA tuvo stocks promedio de nitrógeno total más elevados que V1MA en el punto de muestreo "MA" (Anexo 3).

## V. Discusión

### 5.1. Tasas de acumulación de sedimento en ecosistemas de manglares costeros.

Los cuatro testigos de sedimento V1MU, V2MU, V1MA y V2MA siguieron una tendencia lineal decreciente en su actividad de a la actividad de  $^{210}\text{Pb-ex}$  (Figura 5), esto podría sugerir que la tasa de acumulación se ha mantenido estable a lo largo de la columna sedimentaria, sugiriendo que estos perfiles sedimentarios se han mantenido conservados y no hay sufrido perturbaciones significativas (136, 137). La tasa de acumulación de sedimento en el punto de muestreo sin vegetación (MU) estuvo entre  $0.32$  y  $0.39 \text{ cm año}^{-1}$  (Figura 5) mientras que en el punto de muestreo con vegetación (MA) los valores estuvieron entre  $0.42$  y  $0.43 \text{ cm año}^{-1}$  (Figura 5). Estos valores son similares a la tasa de acumulación de sedimento promedio para manglares preservados que es de  $0.28 \text{ cm año}^{-1}$

<sup>1</sup> (5, 16, 67) aunque no tan alto comparado al valor para manglares impactados de 0.81 cm año<sup>-1</sup>(62, 64, 119).

Uno de los factores que puede estar asociado a la tasa de acumulación de sedimento es el tipo de vegetación dominante del manglar, en este caso destaca la presencia de la *Laguncularia racemosa*, distinto a otros ecosistemas de manglares jóvenes donde la especie dominante es *Avicennia germinans* (85, 94, 95). *Laguncularia racemosa*, especie dominante en varios sectores del manglar de San Pedro de Vice, posee un sistema de raíces superficiales laterales bien adaptado a suelos anóxicos, inestables y de alta salinidad (7,8). Aunque no desarrolla estructuras aéreas tan prominentes como *Rhizophora mangle* o *Avicennia germinans*, su arquitectura radicular facilita la estabilización del sedimento y la retención de materia orgánica (5,8). En ambientes con salinidad intermedia o alta, las partículas finas como arcillas y limos tienden a flocular (agregarse entre sí) debido a la presencia de iones como Na<sup>+</sup>, Mg<sup>2+</sup> y Ca<sup>2+</sup> en el agua salada, lo que favorece la sedimentación de materiales en suspensión y puede aumentar la tasa de acumulación de sedimentos (4,5,132). Además, en zonas con vegetación densa, la interacción entre raíces y agua salobre reduce la velocidad del flujo, facilitando aún más la sedimentación de partículas finas y el depósito de carbono y nitrógeno (4-6).

Otro factor clave que podría explicar la acumulación de sedimentos observada en el área de estudio es el aumento progresivo del nivel del mar. Este fenómeno, estimado históricamente en aproximadamente 0.24 cm año<sup>-1</sup> en la costa norte del Perú, implica un ingreso constante de agua marina rica en partículas orgánicas y sedimentos en suspensión, que se depositan en los ambientes intermareales del manglar (4,5,126). Ante este proceso, los manglares deben mantener una tasa de acumulación de sedimentos que iguale o supere el ritmo de ascenso del nivel del mar, de lo contrario, corren el riesgo de quedar sumergidos (5,126). En este contexto, la geomorfología del área estudiado del manglar de San Pedro de Vice juega un rol muy importante, ya que al encontrarse en una franja longitudinal muy expuesta al océano y cerca de una desembocadura activa, se intensifica la entrada de agua marina y el transporte de materia orgánica, especialmente durante mareas vivas o eventos hidrológicos extremos como los fenómenos del Niño (6,128). Así, el aumento del nivel del mar y la morfología abierta del manglar actúan de forma

sinérgica, favoreciendo tanto la acumulación de sedimentos como la preservación de materia orgánica en el perfil sedimentario (4,5,126).

## **5.2. Capacidad de acumulación de carbono y nitrógeno**

Los testigos recolectados en zonas con vegetación presentan valores porcentuales de carbono orgánico total (COT) y nitrógeno total (NT) significativamente mayores a partir de la década de 1980 (figura 6, Anexo 1). Este comportamiento sugiere que la presencia de vegetación, especialmente de especies como *Laguncularia racemosa*, ha sido un factor clave en la acumulación de materia orgánica en el sedimento (131,132). La vegetación puede estar contribuyendo mediante al menos tres mecanismos complementarios: el desarrollo de un sistema radicular superficial que retiene sedimentos finos y reduce la velocidad del agua, favoreciendo la deposición de carbono (133); el aporte constante de biomasa vegetal, como hojas, raíces y ramas en descomposición que se incorpora al perfil sedimentario (131) y la modificación de las condiciones microambientales del suelo, como el aumento de la salinidad intersticial, que puede ralentizar la actividad microbiana y favorecer la conservación del carbono y nitrógeno (31,33, 134).

Otro factor que puede estar asociado al aumento significativo de los valores porcentuales, flujos y stocks de COT y NT en la década de 1980 y 2000 (figura 6, figura 7, Anexo 1) podría ser un crecimiento acelerado del manglar, posiblemente vinculado a los eventos climáticos del Fenómeno El Niño de 1983 y 1997 (Figura 7). Si bien es cierto, no se sabe a ciencia cierta cual es la edad exacta del manglar, existen registros del año 1976 que mencionan la presencia de pequeñas zonas de vegetación de mangle de 1km de extensión ubicadas a 7km del Río Piura, cuya continuidad estuvo condicionada a la disponibilidad de agua dulce en la zona costera y a la presencia de propágulos de vegetación del manglar (86, 91, 138). El fenómeno de El Niño de 1983 propició ciertos cambios en la temperatura del océano, así como un incremento significativo en el caudal de los ríos, como el río Piura. Estas condiciones hidrológicas intensas también impactaron en infraestructuras ya existentes, como el reservorio de Poechos, el cual pudo haber experimentado una mayor carga de sedimentos y fluctuaciones en su volumen de almacenamiento. Asimismo, la disponibilidad prolongada de agua dulce en las zonas costeras habría favorecido el crecimiento y expansión de la vegetación de mangle a lo largo de aproximadamente 7 km

(32, 33, 138). De igual forma en el fenómeno del Niño de 1997, el río Piura sufrió un incremento significativo de su caudal lo que causó la inundación de la laguna La Niña y el desborde y erosión en la cuenca media y baja de este río (32, 92).

Respecto a la acumulación de COT y NT en términos de stock (Figura 8) y de flujos (Figura 7). En la zona de muestreo con vegetación, los valores promedios de flujos de COT fueron de  $147.97 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  y presentaron valores significativamente mayores de hasta  $176.92 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  al inicio de la década de los 2000 (Anexo 1). Estos valores son muy similares al promedio de flujos de COT para manglares preservados ( $174 \text{ g C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ ) y mucho menores al de manglares impactados ( $920 \text{ g C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ ). (5, 16, 18). Por otro lado, en las zonas sin vegetación el flujo de COT promedio fue de  $80.69 \text{ g C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$  cuyo valor se asimila mucho al promedio de flujos COT en manglares que han sufrido eventos de deforestación ( $83 \text{ g C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ ), es decir que en el caso de las zonas sin vegetación esta última no es un factor que influye en la acumulación de carbono sino que están expuestas a la erosión ambiental, a la pérdida de partículas finas y a la disminución de la biodisponibilidad del oxígeno (22, 70, 83).

Los aumentos bruscos del nitrógeno total (NT) registrados en las décadas de 1980 y 2000 en los testigos con vegetación (Figura 7, Anexo 1) pueden explicarse por una combinación de procesos biológicos y ambientales que favorecen su acumulación. Primero, durante los eventos climáticos de El Niño de 1983 y 1997, se habrían generado condiciones óptimas para el crecimiento acelerado del manglar, lo cual incrementa la entrada de biomasa vegetal rica en nitrógeno, como hojas, raíces y ramas en descomposición, cuya descomposición microbiana lenta en sedimentos anóxicos libera nitrógeno que se conserva en el sistema (4,11,14). Segundo, se activa la fijación biológica de nitrógeno atmosférico ( $\text{N}_2$ ) por bacterias diazótroficas en la rizósfera, proceso clave en etapas tempranas de expansión vegetal (8,14). Tercero, la exposición parcial al flujo mareal favorece la incorporación de nitrógeno orgánico disuelto (NOD) desde el agua de mar hacia el sedimento. Allí, este nitrógeno puede ser asimilado por los microorganismos si se encuentra en formas simples como aminoácidos o urea, o bien transformado mediante procesos de degradación enzimática, que liberan amonio ( $\text{NH}_4^+$ ) como producto intermedio, el cual puede ser retenido en el sedimento o incorporado a nuevas moléculas orgánicas. (11,131). Finalmente, en condiciones anóxicas como las de los sedimentos con vegetación, la nitrificación se reduce o detiene, lo que implica una menor disponibilidad

de nitrato para la desnitrificación, reduciendo así la pérdida gaseosa de nitrógeno ( $N_2$ ,  $N_2O$ ) y favoreciendo su retención en forma de amonio o nitrógeno orgánico en el perfil sedimentario (4,132). Estos cuatro factores interactúan sinérgicamente y explican los picos de NT observados en las décadas específicas.

### 5.3. Origen de la materia orgánica sedimentaria

En el punto de muestreo con vegetación, los valores isotópicos de  $\delta^{13}C$ , al inicio de la década de los 2000's tendieron a ser significativamente más ligeros (Figura 6) (Anexo 1), lo que refleja un aumento en la acumulación de materia orgánica de origen terrestre (122; 128), además esto puede ser comparado con los valores de  $\delta^{13}C$  de la especie dominante *Laguncularia racemosa* (Anexo 2) y con los flujos y stocks de nitrógeno (Figura 7 y 8), por lo que se podría decir que el carbono depositado, es poco lábil y permanecerá más tiempo en los sedimentos (19-21). Además, los testigos colectados en el punto de muestreo sin vegetación presentaron una tendencia hacia valores más pesados a partir de la década de los 2000's (Figura 6) (Anexo 1), por lo que pueden contrastarse con los valores isotópicos de  $\delta^{13}C$  registrados en el fitoplancton presente en la zona analizada. (Anexo 2). Esto sugeriría un incremento en la acumulación de material orgánico de origen no terrestre y lábil como fitoplancton o cianobacterias, en zonas con ausencia de vegetación de mangle (122, 128, 139).

Los valores isotópicos  $\delta^{15}N$ , de los testigos colectados en zonas sin vegetación fueron de 7.20 ‰, siendo valores similares a los presentes en el nitrógeno orgánico disuelto (NOD) (122, 130), esta afirmación podría verse apoyada con el hecho de que el punto de muestra "MU" está ubicado en un canal de agua (Figura 3B) a escasos metros de la desembocadura del manglar (Figura 3A). Por otro lado, los valores isotópicos  $\delta^{15}N$  de los testigos colectados en zonas con vegetación fueron de 6.06 ‰, por lo que se le podría atribuir a la presencia de nitrógeno orgánico disuelto (NOD), pero en menor grado ya que si bien es cierto el punto de muestreo "MA" no está sumergido en un canal de agua, lo está parcialmente debido a la variación de la marea diaria (122, 133) (Figura 3B).

En las zonas con vegetación, se esperaría que la mayor densidad microbiana, asociada al mayor contenido de raíces y condiciones favorables, aumente la eficiencia de los procesos de transformación del nitrógeno, como la descomposición del nitrógeno orgánico disuelto (NOD). Este proceso microbiológico conlleva un proceso de fraccionamiento isotópico: las bacterias tienden a asimilar el isótopo más ligero ( $^{14}\text{N}$ ), dejando una fracción más enriquecida en  $^{15}\text{N}$  en el sedimento (129,130,132). Por ello, teóricamente, la huella isotópica de  $\delta^{15}\text{N}$  en zonas con vegetación debería ser mayor o al menos igual a la de zonas sin vegetación. Sin embargo, en los datos observados, esto no se cumple (figura 6). La explicación radica en que, además de la fijación del NOD, en estas mismas zonas ocurre otro proceso simultáneo: la fijación biológica de nitrógeno atmosférico ( $\text{N}_2$ ), la cual es llevada a cabo por bacterias asociadas a la rizosfera y al suelo anóxico. Este nitrógeno atmosférico tiene un valor isotópico extremadamente ligero, por lo que su incorporación masiva al sedimento diluye la señal enriquecida que podría dejar el procesamiento del NOD (74,118,129). En otras palabras, se establece un equilibrio entre la deposición de nitrógeno pesado proveniente del NOD degradado y la acumulación de nitrógeno ligero derivado del  $\text{N}_2$  atmosférico, donde este último predomina. Así, aunque los procesos microbiológicos son probablemente más activos en las zonas con vegetación, la abundancia relativa del nitrógeno fijado atmosférico termina suavizando o reduciendo la señal del  $\delta^{15}\text{N}$ , generando una huella isotópica más ligera de lo que se esperaría al principio.

Por otro lado, los valores del cociente C:N en los cuatro testigos fueron de aproximadamente 7.33 y tuvieron una tendencia hacia valores menores a partir del inicio de la década de los 2000's, (figura 6) que coinciden con el incremento en los flujos y stocks de nitrógeno a partir de la década de 1980 en los testigos V1MA y V2MA (Figura 7 y 8) (Anexo 1). Al estar el valor del cociente C:N dentro de un rango de 4-10 (121, 122) se podría estimar la calidad de la materia orgánica como una de origen no terrestre, sin embargo, esto se contradice con los valores isotópicos  $\delta^{13}\text{C}$  de los testigos V1MA y V2MA, que presentan valores más ligeros a partir de la década de los 2000's (Figura 6) (Anexo 1). Así mismo, se puede utilizar el cociente C:N para estimar el grado de degradación de la materia orgánica. La tendencia a la disminución del cociente C:N en las fases más recientes (décadas del 2000) podría interpretarse como un indicio de aporte

reciente de materia orgánica poco transformada. Es decir, en el caso de los testigos V1MA y V2MA, los valores más bajos del cociente C:N en las últimas décadas indican que la materia orgánica depositada presenta un menor grado de degradación microbiana, por ejemplo, la etapa inicial de un proceso de diagénesis y, por tanto, se habría acumulado en el sedimento en fechas relativamente recientes, lo que es coherente con un contexto de mayor productividad primaria del ecosistema y la idea de que es un manglar en crecimiento (121, 123).

#### **5.4. Limitaciones del estudio**

Aunque este estudio proporciona una base sólida para comprender los procesos de acumulación y transformación de carbono y nitrógeno en el manglar de San Pedro de Vice, es necesario reconocer varias limitaciones metodológicas y logísticas que condicionan el alcance de sus interpretaciones. Una de las principales limitaciones fue el acceso físico restringido a ciertas zonas del manglar, particularmente aquellas más próximas al cauce del río, donde la vegetación densa y entrelazada impidió el ingreso. En consecuencia, los testigos sedimentarios fueron recolectados en sectores más abiertos, de más fácil acceso y cercanos al océano, lo que implica que los datos obtenidos podrían reflejar preferentemente las condiciones de una franja más joven e influida por el intercambio mareal, sin representar de forma completa la variabilidad estructural e hidrológica del ecosistema. Idealmente, un muestreo que incluya zonas más internas permitiría barrer todo el gradiente hidrodinámico del manglar, desde las zonas más antiguas y estables hasta aquellas en expansión reciente. Otra limitación significativa fue la ausencia de una estimación directa de la edad del manglar vivo, la cual podría haberse abordado mediante técnicas dendrocronológicas que analicen los anillos de crecimiento de los árboles, o mediante análisis estructurales del bosque, para verificar la relación entre eventos climáticos (como El Niño) y fases de expansión vegetal. Asimismo, si bien se identificaron tendencias en las variables geoquímicas (COT, NT,  $\delta^{15}\text{N}$ ), el estudio no incluyó análisis microbiológicos específicos que permitan confirmar empíricamente la actividad de bacterias fijadoras de nitrógeno, degradadoras de NOD o involucradas en la desnitrificación. Tampoco se incorporaron mediciones sistemáticas de salinidad intersticial, exposición mareal o variables climáticas, lo que introduce cierta incertidumbre en la interpretación de los flujos y reservas de nutrientes. Estas

limitaciones, sin embargo, abren el camino para futuros estudios interdisciplinarios que integren microbiología, dendrocronología, monitoreo ambiental y modelamiento geoquímico para profundizar en la dinámica ecológica y biogeoquímica de los manglares costeros del norte del Perú.

## **VI. Conclusiones**

- La vegetación aumenta la capacidad de acumulación de carbono en sedimentos, ya que ayuda a retener material orgánico y a reducir la erosión.
- Las zonas con vegetación presentan mayores tasas de acumulación de sedimento que las zonas sin vegetación, lo cual evidencia la contribución de la vegetación de manglar. Sin embargo, ambas zonas pueden estar también condicionadas por el aumento del nivel del mar a escala local.
- Los stocks y flujos de carbono y nitrógeno son mayores en zonas con vegetación, debido a la presencia del mangle, la producción de biomasa vegetal y a la exposición parcial a nitrógeno orgánico disuelto (NOD).
- En zonas con vegetación, los valores ligeros de  $\delta^{13}\text{C}$  indican un origen terrestre de la materia orgánica, asociado a la biomasa del manglar y al aporte de nutrientes; mientras que los valores más ligeros de  $\delta^{15}\text{N}$  reflejan la asimilación de NOD y la fijación del nitrógeno atmosférico.

## VII. Referencias Bibliográficas

1. Friess D, Rogers K, Lovelock C, Krauss K, Hamilton S, Lee S, Lucas R, Primavera J. The state of the World's mangrove forests: Past, present, and future. *Annu Rev Environ Resour.* 2019;44:89-115. <https://doi.org/10.1146/annurev-environ-101718-033302>.
2. Razali S, Nuruddin A, Lion M. Mangrove vegetation health assessment based on remote sensing indicators for Tanjung Piai, Malay Peninsula. *J Landsc Ecol.* 2019;2(1):26-40. <https://doi.org/10.2478/jlecol-2019-0008>.
3. Hamilton S. *Mangroves and aquaculture*. Cham, Switzerland: Springer Nature Switzerland; 2020.
4. Kristensen E, Andersen F, Holmboe N, Holmer M, Thongtham N. Carbon and nitrogen mineralization in sediments of the Bangrong mangrove area, Phuket, Thailand. *Aquat Microb Ecol.* 2000;22:199-213. <https://doi.org/10.3354/ame022199>.
5. Breithaupt J, Smoak J, Smith T, Sanders C, Hoare A. Organic carbon burial rates in mangrove sediments: Strengthening the global budget. *Glob Biogeochem Cycles.* 2012;26(3):1-11. <https://doi.org/10.1029/2012GB004375>.
6. Zhang C, Pan J, Duan C, Wang Y, Liu Y, Sun J, Li M. Prokaryotic diversity in mangrove sediments across southeastern China fundamentally differs from that in other biomes. *mSystems.* 2019;4(5):1-15. <https://doi.org/10.1128/msystems.00442-19>.
7. Sandilyan S, Kathirsen K. Mangrove conservation: A global perspective. *Biodivers Conserv.* 2012;21(14):3523-3542. <https://doi.org/10.1007/s10531-012-0388-x>.
8. Dencer-Brown A, Alfaro A, Milne S, Perrott J. A review on biodiversity, ecosystem services, and perceptions of New Zealand's mangroves: Can we make informed decisions about their removal? *Resources.* 2018;7(23):1-22. <https://doi.org/10.3390/resources7010023>.
9. Bulluck L, Ames E, Bayly N, Reese J, Viverette C, Wright J, Caguazango A, Tonra C. Habitat-dependent occupancy and movement in a migrant songbird

- highlights the importance of mangroves and forested lagoons in Panama and Colombia. *Ecol Evol.* 2019;9(19):11064-11077. <https://doi.org/10.1002/ece3.5610>.
10. Mukherjee N, Sutherland W, Dicks L, Hugé J, Koedam N, Dahdouh-Guebas F. Ecosystem service valuations of mangrove ecosystems to inform decision making and future valuation exercises. *PLoS One.* 2014;9(9):1-9. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0107706>.
  11. Mariappan V, Nivas A, Kanmani T, Parthiban S. A study of water quality status of mangrove vegetation in Pichavaram Estuary. *J Agric Ecol Res Int.* 2016;5(3):1-11. <https://doi.org/10.9734/jaeri/2016/16611>.
  12. Mitra A. Mangrove forests in India. In: *Mangrove forests in India*. Calcutta, India: Springer Nature Switzerland; 2020.
  13. Duarte C, Middelburg J, Caraco N. Major role of marine vegetation on the oceanic carbon cycle. *Biogeosciences Discuss.* 2004;1(1):659-679. <https://doi.org/10.5194/bdg-1-659-2004>.
  14. Alongi D. Carbon sequestration in mangrove forests. *Carbon Manag.* 2012;3(3):313-322. <https://doi.org/10.4155/cmt.12.20>.
  15. Sun H, Jiang J, Cui L, Feng W, Wang Y, Zhang J. Soil organic carbon stabilization mechanism in a subtropical mangrove and salt marsh ecosystems. *Sci Total Environ.* 2019;673:502-510. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.04.122>.
  16. Alongi D. Carbon cycling and storage in mangrove forests. *Annu Rev Mar Sci.* 2014;6(1):195-219. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010213-135020>.
  17. Liu G, Zhao Z. Analysis of carbon storage and its contributing factors - a case study in the Loess Plateau (China). *Energies.* 2018;11(6):1-18. <https://doi.org/103390/en11061596>.
  18. Pérez A, Libardoni B, Sanders J. Factors influencing organic carbon accumulation in mangrove ecosystems. *Biol Lett.* 2018;14(10). <https://doi.org/10.1098/rsbl.2018.0237>.
  19. Fauzi A, Skidmore A, Heitkoning I, Van Gils H, Schlerf M. Eutrophication of mangroves linked to depletion of foliar and soil base cations. *Environ Monit*

- Assess. 2014;186(12):8487-9498. <https://doi.org/10.1007/s10661-014-4017-x>.
20. Barcellos D, Queiroz H, Nóbrega G, De Oliveira F, Santaella S, Otero X, Ferreira T. Phosphorus enriched effluents increase eutrophication risks for mangrove systems in northeastern Brazil. *Mar Pollut Bull.* 2019;142(1):58-63. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2019.03.031>.
  21. Hayashi S, Souza-Filho P, Nascimento W, Fernandez M. The effect of anthropogenic drivers on spatial patterns of mangrove land use on the Amazon coast. *PLoS One.* 2019;14(6):1-20. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0217754>.
  22. Pérez A, Machado W, Gutierrez D, Stokes D, Sanders L, Smoak JM, Santos I, Sanders C. Changes in organic carbon accumulation driven by mangrove expansion and deforestation in a New Zealand estuary. *Estuar Coast Shelf Sci.* 2017;192:108-116. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2017.05.009>.
  23. Saintilan N, Wilson NC, Rogers K, Rajkaran A, Krauss KW. Mangrove expansion and salt marsh decline at mangrove poleward limits. *Glob Change Biol.* 2014;20(1):147-157. <https://doi.org/10.1111/gcb.12341>.
  24. Osland M, Enwright N, Day R, Gabler C, Stagg C, Grace J. Beyond just sea-level rise: Considering macroclimatic drivers within coastal wetland vulnerability assessments to climate change. *Glob Change Biol.* 2016;22(1):1-11. <https://doi.org/10.1111/gcb.13084>.
  25. Coldren G, Langley J, Feller I, Chapman S. Warming accelerates mangrove expansion and surface elevation gain in a subtropical wetland. *J Ecol.* 2018;107(1):79-90. <https://doi.org/10.1111/1365-2745.13049>.
  26. Himes-Cornell A, Grose S, Pendleton L. Mangrove ecosystem services values and methodological approaches to valuation: Where do we stand? *Front Mar Sci.* 2018;5:376. <https://doi.org/10.3389/fmars.2018.00376>.
  27. Ramli F, Samdin Z. Factors affecting user's perception towards conservation of biodiversity in Matang Mangrove Forest Reserve. *IJBS Unimas.* 2018;19:26-36. <https://www.ijbs.unimas.my/images/repository/pdf/Vol19-S1-paper3.pdf>.
  28. Howard J, Sutton-Grier A, Herr D, Kleypas J, Landis E, McLeod E, Pidgeon E, Simpson S. Clarifying the role of coastal and marine systems in climate

- mitigation. *Front Ecol Environ.* 2017;15(1):42-50. <https://doi.org/10.1002/fee.1451>.
29. Taillardat P, Friess DA, Lupascu M. Mangrove Blue Carbon strategies for climate change mitigation are most effective at the national scale. *Biol Lett.* 2018;14(10). <https://doi.org/10.1098/wcc.529>.
  30. Sidik F, Supriyanto B, Krisnawati H, Muttaqin MZ. Mangrove conservation for climate change mitigation in Indonesia. *Wiley Interdiscip Rev Clim Change.* 2018;9(5):1-9. <https://doi.org/10.1002/wcc.529>.
  31. Woodman P, Francisco R. Recurrencia del fenómeno El Niño con intensidad comparable a la de El Niño 1982-1983. *Cienc Tecnol Agreg Ambient.* 1983;1(8):303-333. <https://repositorio.igp.gob.pe/handle/378>.
  32. Escudero L, Xu H. Formación y evolución de la laguna La Niña 2017, utilizando imágenes satelitales MODIS-AQUA. *Inst Mar Perú.* 2019;34(1):105-114.
  33. Rossi S, Soares M. Effects of El Niño on the coastal ecosystems and their related services. *Mercator.* 2017;16(12):1-16. <https://doi.org/10.4215/rm2017.e16030>.
  34. Montero K. Caracterización de ENSO y el Niño costero entre los años 1950-2018 en la región Piura [Tesis de grado]. Piura, Perú: Universidad de Piura; 2019.
  35. Macharé J, Ortlieb L. Posibles registros de lluvias relacionadas a El Niño en el desierto de Sechura, noroeste del Perú. *Annu Meet Medellín.* 1990;281:1-4. <https://repositorio.igp.gob.pe/handle/IGP/360>.
  36. Zhang K, Liu H, Li Y, Xu H, Shen J, Rhome J, Smith TJ. The role of mangroves in attenuating storm surges. *Estuar Coast Shelf Sci.* 2012;11(23):102-103. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2012.02.021>.
  37. Blankespoor B, Dasgupta S, Lange G. Mangroves as a protection from storm surges in a changing climate. *Ambio.* 2017;46(4):478-491. <https://doi.org/10.1007/s13280-016-0838-x>.
  38. Sanders CJ, Eyre BD, Santos IR, Machado W, Luiz-Silva W, Smoak JM, Breithaupt JL, Ketterer ME, Sanders L, Marotta H, Silva-Filho E, et al. Elevated rates of organic carbon, nitrogen and phosphorus accumulation in a

- highly impacted mangrove wetland. *Geophys Res Lett*. 2014;41:2475-2480. <https://doi.org/10.1002/2014GL059789>.
39. Bulmer R, Lundquist C, Schwendenmann L. Sediment properties and CO<sub>2</sub> efflux from intact and cleared temperate mangrove forests. *Biogeosciences*. 2015;12(20):6169-6180. <https://doi.org/10.5194/bg-12-6169-2015>.
  40. Pérez A. Factores ambientales e antrópicos que controlam a acumulacao do carbono em sedimentos de manguezal [Tesis doctoral]. Niterói, Brasil: Universidad Federal Fluminense; 2017.
  41. Ministerio del Ambiente (MINAM). REDD y REDD+: Iniciativas para reducir las emisiones de carbono derivadas de la deforestación y degradación de los bosques. Ministerio del Ambiente; 2012. Disponible en: [http://www.minam.gob.pe/prensa/wp-content/uploads/sites/44/2013/12/dossier\\_DA\\_prensa1.pdf](http://www.minam.gob.pe/prensa/wp-content/uploads/sites/44/2013/12/dossier_DA_prensa1.pdf)
  42. Krauss K, McKee L, Lovelock E, Cahoon R, Saintilan N, Reef R, Chen L. How mangrove forests adjust to rising sea level. *New Phytol*. 2014;202(1):19-34. <https://doi.org/10.1111/nph.12605>
  43. McKee K, Rogers K, Saintilan N. Response of salt marsh and mangrove wetlands to changes in atmospheric CO<sub>2</sub>, climate, and sea level. *Glob Change Ecol Wetlands*. 2012;1:64-96. [https://doi.org/10.1007/978-94-007-4494-3\\_2](https://doi.org/10.1007/978-94-007-4494-3_2)
  44. L Godoy M, De Lacerda. Mangroves response to climate change: A review of recent findings on mangrove extension and distribution. *An Acad Bras Cienc*. 2015;87(2):651-667. <https://dx.doi.org/10.1590/0001-376520150055>
  45. López-Medellín X, Ezcurra E, González-Abraham C, Hak J, Santiago L, Sickman J. Oceanographic anomalies and sea-level rise drive mangroves inland in the Pacific coast of Mexico. *J Veg Sci*. 2011;22(1):143-151. <https://doi.org/10.1111/j.1654-1103.2010.01232.x>
  46. Woodroffe C, Rogers K, McKee L, Lovelock C, Mendelssohn I, Saintilan N. Mangrove sedimentation and response to relative sea-level rise. *Annu Rev Mar Sci*. 2016;8(1):243-266. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-122414-034025>
  47. Albert S, Saunders M, Roelfsema C, Leon J, Johnstone E, Mackenzie J, Woodroffe C. Winners and losers as mangrove, coral and seagrass ecosystems

- respond to sea-level rise in Solomon Islands. *Environ Res Lett.* 2017;12(094009):1-11. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa7e68>
48. Giri C, Ochieng E, Tieszen L, Zhu Z, Singh A, Loveland T, Duke N. Status and distribution of mangrove forests of the world using earth observation satellite data. *Glob Ecol Biogeogr.* 2011;20:154-159. <https://doi.org/10.1111/j.1466-8238.2010.00584.x>
  49. Lovelock C, Ruess R, Feller C. Fine root respiration in the mangrove *Rhizophora mangle* over variation in forest stature and nutrient availability. *Tree Physiol.* 2006;26(1):1601-1606. <https://doi.org/10.1093/treephys/26.12.1601>
  50. Hinokidani K, Nakanishi Y. Dissolved iron elution from mangrove ecosystem associated with polyphenols and a herbivorous snail. *Ecol Evol.* 2019;9:6772-6784. <https://doi.org/10.1002/ece3.5199>
  51. National Institute of Water & Atmospheric Research Ltd (NIWA). The New Zealand Mangrove: Review of the current state of knowledge. 2007. Disponible en: <https://www.aucklandcouncil.govt.nz/plans-projects-policies-reports-bylaws/our-plans-strategies/unitary-plan/history-unitary-plan/docs332mangroves/Appendix-3.32.2.pdf>
  52. Rogers K, Saintilan N, Heijnis H. Mangrove encroachment of salt marsh in Western Port Bay, Victoria: the role of sedimentations, subsidence and sea level rise. *Estuaries.* 2005;28:551-559. <https://doi.org/10.1007/BP02696066>
  53. Duke N, Ball M, Ellison J. Factors influencing biodiversity and distributional gradients in mangroves. *Glob Ecol Biogeogr Lett.* 1998;7(1):27-47. <https://doi.org/10.2307/2997695>
  54. Spalding M, Kainuma M, Collins L. *World Atlas of Mangroves*. London: Earthscan Publications; 2010. p. 305.
  55. Stokes DJ, Harris RJ. Sediment properties and surface erodibility following a large-scale mangrove (*Avicennia marina*) removal. *Cont Shelf Res.* 2015;107:1-10. <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2015.07.011>
  56. Kirwan M, Megonigal J. Tidal wetland stability in the face of human impacts and sea-level rise. *Nature.* 2013;504(7478):53-60. <https://doi.org/10.1038/nature12856>

57. Lovelock C, Cahoon D, Friess D, Guntenspergen G, Krauss K, Reef R, Rogers K, Triet T. The vulnerability of Indo-Pacific mangrove forests to sea-level rise. *Nature*. 2014;526:559-563. <https://doi.org/10.1038/nature15538>
58. Milliman J, Farnsworth K. River discharge to the coastal ocean: A global synthesis. Pennsylvania, EE.UU.: Cambridge Univ Press; 2011. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511781247>
59. McKee K, Cahoon D, Feller I. Caribbean mangroves adjust to rising sea level through biotic controls on change in soil elevation. *Glob Ecol Biogeogr*. 2007;16:545-556. <https://doi.org/10.1111/j.1466-8238.2007.00317.x>
60. Alongi D. The impact of climate change on mangrove forests. *Curr Clim Change Rep*. 2015;1:30-39. <https://doi.org/10.1007/s40641-015-0002-x>
61. Fiedler J, Conrad C. Spatial variability of sea level rise due to water impoundment behind dams. *Geophys Res Lett*. 2010;37:L12603. <https://doi.org/10.1029/2010GL043462>
62. Giosan L, Syvitski J, Constantinescu S, Day J. Climate change: protect the world's deltas. *Nature*. 2014;516(7529):31-33. <https://doi.org/10.1038/516031a>
63. Pérez A, Machado W, Gutierrez D, Stokes D, Sanders L, Smoak J, Santos I, Sanders C. Carbon and nutrient accumulation in mangrove sediments affected by multiple environmental changes. *J Soils Sediments*. 2020. <https://doi.org/10.1007/s11368-020-02612-4>
64. Feller I, Friess D, Krauss K, Lewis III R. The state of the world's mangroves in the 21st century under climate change. *Hydrobiologia*. 2017;803(1):1-12. <https://doi.org/10.1007/s10750-017-3331-z>
65. Comeaux R, Allison M, Bianchi T. Mangrove expansion in the Gulf of Mexico with climate change: Implications for wetland health and resistance to rising sea levels. *Estuar Coast Shelf Sci*. 2012;96(1):81-95. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2011.10.0032>
66. Donato D, Kauffman J, Murdiyarso D, Kurniatio S, Stidham M, Kanninen M. Mangroves among the most carbon-rich forests in the tropics. *Nat Geosci*. 2011;4(1):293-297. <https://doi.org/10.1038/ngeo1123>

67. Chmura G, Anisfeld S, Cahoon D, Lynch J. Global carbon sequestration in tidal, saline wetland soils. *Glob Biogeochem Cycles*. 2003;17(4):1-22. <https://doi.org/10.1029/2002GB001917>
68. Ferreira A, Lacerda L. Degradation and conservation of Brazilian mangroves, status and perspectives. *Ocean Coast Manag*. 2016;125(1):38-46. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2016.03.011>
69. McIvor A, Spencer T, Möller I, Spalding M. The response of mangrove soil surface elevation to sea level rise. The Nature Conservancy and Wetlands International. 2013. Disponible en: <http://coastalresilience.org/science/mangroves/surface-elevation-and-sea-level-rise>
70. Twilley R, Rivera-Monroy V, Rovai A. Mangrove biogeochemistry at local to global scales using ecogeomorphic approaches. *Coastal Wetlands*. 2019;1:717-785. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-63893-9.00021-6>
71. Chambers L, Guevara R, Boyer J, Troxler T, Davis S. Effects of salinity and inundation on microbial community structure and function in a mangrove peat soil. *Wetlands*. 2016;36(1):361-371. <https://doi.org/10.1007/s13157-016-0745-8>
72. Alongi D. The energetics of mangrove forests. Springer Netherlands; 2009. <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-4271-3>
73. Adame M, Lovelock C. Carbon and nutrient exchange of mangrove forests with the coastal ocean. *Hydrobiologia*. 2010;663(1):23-50. <https://doi.org/10.1007/s10750-010-0554-7>
74. Reis C, Nardoto G, Oliveira R. Global overview on nitrogen dynamics in mangroves and consequences of increasing nitrogen availability for these systems. *Plant Soil*. 2016;410:1-19. <https://doi.org/10.1007/s11104-016-3123-7>
75. Breithaupt J, Smoak J, Smith T, Sanders C. Temporal variability of carbon and nutrient burial, sediment accretion, and mass accumulation over the past century in a carbonate platform mangrove forest of the Florida Everglades. *J Geophys Res Biogeosci*. 2014;119(1):2032-2048. <https://doi.org/10.1002/2014JG002715>

76. Pérez A, Machado W, Gutiérrez D, Saldarriaga M, Sanders J. Shrimp farming influence on carbon and nutrient accumulation within Peruvian mangrove sediments. *Estuar Coast Shelf Sci.* 2020;243(106879):1-10. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2020.106879>
77. Kauffman J, Arifanti V, Hernández H, García M, Norfolk J, Cifuentes M, et al. The jumbo carbon footprint of a shrimp: carbon losses from mangrove deforestation. *Front Ecol Environ.* 2017;15(4):183-188. <https://doi.org/10.1002/fee.1482>
78. Sasmito SD, Taillardat P, Clendenning JN, et al. Effect of land-use and land-cover change on mangrove blue carbon: A systematic review. *Glob Change Biol.* 2019;25:4291-4302. <https://doi.org/10.1111/gcb.14774>
79. Bernardino AF, Sanders CJ, Bissoli LB, Gomes LEdO, Kauffman JB, Ferreira TO. Land use impacts on benthic bioturbation potential and carbon burial in Brazilian mangrove ecosystems. *Limnol Oceanogr.* 2020;1-11. <https://doi.org/10.1002/lno.11458>
80. Sanders CJ, Maher DT, Tait DR, Williams D, Holloway C, Sippo JZ, Santos IR. Are global mangrove carbon stocks driven by rainfall? *J Geophys Res Biogeosci.* 2016;121:2600-2609.
81. Pérez A, Machado W, Gutierrez D, Stokes D, Sanders C. Carbon accumulation and storage capacity in mangrove sediments three decades after deforestation within a eutrophic bay. *Mar Pollut Bull.* 2018;126:275-280. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2017.11.018>
82. Borges A, Sanders C, Santos H, Araripe D, Machado W, Patchineelam S. Eutrophication history of Guanabara Bay (SE Brazil) recorded by phosphorus flux to sediments from a degraded mangrove area. *Mar Pollut Bull.* 2009;58(11):1750-1754. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2009.07.025>
83. Grellier S, Janeau J, Dang Hoai N, Thi Kim C, Thi Phuong Q, Thi Thu T, et al. Changes in soil characteristics and C dynamics after mangrove clearing (Vietnam). *Sci Total Environ.* 2017;593-594:654-663. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.03.204>
84. Grupo Aves del Perú (GAP). Resultados de los censos neotropicales de las aves acuáticas en el Perú 1992-1995. 1998. Disponible en: <https://agris.fao.org/agris-search/search.do?recordID=PE1998102532>

85. Charcape M, Moutarde F. Diversidad florística y conservación del Santuario Regional de Piura Manglares San Pedro de Vice-Sechura. *Rev Peru Biol.* 2005;12(2):327-334.
86. Tenorio S, Timaná D. Ecosistemas Manglares de San Pedro, Vice – Piura: Variación estacional en su cobertura, características fisiográficas y componentes fisicoquímicos. Noviembre 2014 – Octubre 2015. [Tesis doctoral]. Lambayeque, Perú: Universidad Pedro Ruíz Gallo; 2017.
87. Bernex N, Revesz B. Atlas Regional de Piura. Lima, Perú: Centro de Investigación y Promoción del Campesinado (CIPCA-PUCP); 1988.
88. Amorós S, Ota S. Evaluación de fauna silvestre en los humedales de Sechura. Informe Final. 2002;1:1-12.
89. ENFEN. Comunicado oficial ENFEN N°08-2017, estado del sistema de alerta: Alerta de El Niño Costero. 2017. Disponible en: <https://sinia.minam.gob.pe/documentos/comunicado-oficial-enfen-ndeg-08-2017-estado-sistema-alerta-alerta>
90. Tumbajulca C. Características que presenta el Santuario Regional Los Manglares de San Pedro de Vice, Provincia Sechura, Departamento Piura, para el desarrollo del ecoturismo. [Tesis de licenciatura]. Trujillo, Perú: Universidad Nacional de Trujillo; 2014.
91. Marusia C. Variación estacional de la actividad extractiva en las poblaciones ícticas de los humedales de Sechura, Piura 2013-2014. [Tesis de licenciatura]. Piura, Perú: Universidad Nacional de Piura; 2015.
92. Palacios C. Caudales de diseño en el río Piura y su variación histórica ante el Fenómeno El Niño. [Tesis de licenciatura]. Piura, Perú: Universidad de Piura, Facultad de Ingeniería; 2010.
93. ENFEN. Comunicado oficial ENFEN N°08-2017, estado del sistema de alerta: Alerta de El Niño Costero. 2017. Disponible en: <https://sinia.minam.gob.pe/documentos/comunicado-oficial-enfen-ndeg-08-2017-estado-sistema-alerta-alerta>
94. Charcape J. Evaluación y valoración económica ambiental del manglar “San Pedro de Vice”, Sechura, Piura – Perú. [Tesis doctoral]. Lambayeque, Perú: Universidad Nacional de Trujillo; 2007.

95. Barrionuevo R, Marcial R. Ecología trófica de la fauna acuática en el Manglar de San Pedro, Sechura. *Universalia*. 2006;11(2):44-56.
96. Caba W. Estructura vegetal del bosque seco aledaño al Santuario Regional de Manglar de San Pedro Vice, Sechura – Piura. [Tesis de licenciatura]. Piura, Perú: Universidad Nacional de Piura; 2010.
97. Vegas E. Biodiversidad de la macroregión norte del Perú: Estado y estrategia para su conservación y uso sustentable. [Tesis doctoral]. Piura, Perú: Unidad de Posgrado en Ciencias Ambientales; 2018.
98. Marthans E. Gestión social participativa del sitio Ramsar “Manglares de San Pedro de Vice” [Diapositiva de PowerPoint]. Ministerio del Ambiente (MINAM). 2014. Disponible en: [http://www.minam.gob.pe/wp-content/uploads/2015/02/1.-Gestion-social-participativa-en-Manglares-San-Pedro-de-Vice-MINAM\\_Emarthans.pdf](http://www.minam.gob.pe/wp-content/uploads/2015/02/1.-Gestion-social-participativa-en-Manglares-San-Pedro-de-Vice-MINAM_Emarthans.pdf)
99. Krishnaswamy S, Martin J, Meybeck M. Geochronology of lake sediments. *Earth Planet Sci Lett*. 1971;11:407-414. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(71\)90202-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(71)90202-0)
100. Du J, Zhang J, Baskaran M. Applications of short-lived radionuclides ( $^7\text{Be}$ ,  $^{210}\text{Pb}$ ,  $^{210}\text{Po}$ ,  $^{137}\text{Cs}$  and  $^{234}\text{Th}$ ) to trace the sources, transport pathways and deposition of particles/sediments in rivers, estuaries and coasts. *Adv Isotope Geochem*. Springer Berlin Heidelberg; 2011:305-329. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-10637-8\\_16](https://doi.org/10.1007/978-3-642-10637-8_16)
101. Arias O, Masqué P, García OJ, Serrano O, Mazarrasa I, Marbà N, Lovelock C, Lavery S, Duarte C. Reviews and syntheses:  $^{210}\text{Pb}$ -derived sediment and carbon accumulation rates in vegetated coastal ecosystems: setting the record straight. *Biogeosciences Discuss*. 2018;15(1):6791-6818. <https://doi.org/10.5194/bg-2018-78>
102. Benninger L, Lewis D, Turekian K. The use of natural  $^{210}\text{Pb}$  as a heavy metal tracer in the river estuarine system. In: *Marine Chemistry in the Coastal Environment*. Washington, EE.UU.: American Chemical Society; 1975. <https://doi.org/10.1021/bk-1975-0018.ch012>
103. Sanchez-Cabeza JA, Ruíz-Fernández AC.  $^{210}\text{Pb}$  sediment radiochronology: An integrated formulation and classification of dating models. *Geochim*

- Cosmochim Acta. 2012;82:183-200.  
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.12.024>
104. Jia J, Yang Y, Cai T, Gao J, Xia X, Li Y, Gao S. On the sediment age estimated by  $^{210}\text{Pb}$  dating: probably misleading “prolonging” and multiple-factor-caused “loss”. *Acta Oceanol Sin.* 2018;37(6):30-39. <https://doi.org/10.1007/s13131-018-1214-4>
105. Appleby P, Oldfield F. The assessment of  $^{210}\text{Pb}$  data from sites with varying sediment accumulation rates. *Hydrobiologia.* 1983;103:29-35. <https://doi.org/10.1007/BF00028424>
106. Mabit L, Benmansour M, Abril JM, Walling DE, Meusburger K, Iurian AR, Alewell C. Fallout  $^{210}\text{Pb}$  as a soil and sediment tracer in catchment sediment budget investigations: A review. *Earth-Sci Rev.* 2014;138(1):335-351. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.06.007>
107. Koide M, Soutar A, Goldberg E. Marine geochronology with  $^{210}\text{Pb}$ . *Earth Planet Sci Lett.* 1972;14(4):442-446. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(72\)90146-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(72)90146-X)
108. Pennington W, Cambray R, Eakins J, Harkness D. Radionuclide dating of the recent sediments of Blelham Tarn. *Freshw Biol.* 1976;6(1):317-331. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2427.1976.tb01617.x>
109. Appleby P. Chronostratigraphic techniques in recent sediments. In: *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*. Liverpool, Reino Unido: Kluwer Academic Publishers; 2002. [https://doi.org/10.1007/0-306-47669-X\\_9](https://doi.org/10.1007/0-306-47669-X_9)
110. Baskaran M, Nix J, Kuyper C, Karunakara N. Problems with the dating of sediment core using excess  $^{210}\text{Pb}$  in a freshwater system impacted by large scale watershed changes. *J Environ Radioact.* 2014;138(1):355-363. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2014.07.006>
111. Appleby P. Three decades of dating recent sediments by fallout radionuclides: a review. *Holocene.* 2008;18(1):83-93. <https://doi.org/10.1177/0959683607085598>
112. Meyers P. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chem Geol.* 1994;114(3-4):289-302. [http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90059-0](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(94)90059-0)

113. Kristensen E, Bouillon S, Dittmar T, Marchand C. Organic carbon dynamics in mangrove ecosystems: A review. *Aquat Bot.* 2008;89(2):201-219. <https://doi.org/10.1016/j.aquabot.2008.01.001>
114. Black K, Shimmiel G. *Biogeochemistry of Marine Systems*. Oban, Reino Unido: Blackwell Publishing Ltd.; 2003.
115. Alongi DM. Mangrove-microbe-soil relations. In: *Interactions Between Macro- and Microorganisms in Marine Sediments*. 2005;85-103. <https://doi.org/10.1029/ce060p0085>
116. Bulmer RH, Schwendenmann L, Lundquist CJ. Carbon and nitrogen stocks and below-ground allometry in temperate mangroves. *Front Mar Sci.* 2016;3. <https://doi.org/10.3389/fmars.2016.00150>
117. Khan M, Suwa R, Hagihara A. Carbon and nitrogen pools in a mangrove stand of *Kandelia obovata* (S., L.) Yong: vertical distribution in the soil–vegetation system. *Wetl Ecol Manag.* 2007;15:141-153. <https://doi.org/10.1007/s11273-006-9020-8>
118. Botrel M, Gregory-Eaves I, Maranger R. Defining drivers of nitrogen stable isotopes ( $\delta^{15}\text{N}$ ) of surface sediments in temperate lakes. *J Paleolimnol.* 2014;52(1):419-433. <https://doi.org/10.1007/s10933-014-9802-6>
119. Pérez A, Machado W, Gutiérrez D, Saldarriaga M, Sanders J. Shrimp farming influence on carbon and nutrient accumulation within Peruvian mangrove sediments. *Estuar Coast Shelf Sci.* 2020;243(106879):1-10. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2020.106879>
120. Lovelock C, Ball M, Martin K, Feller I. Nutrient enrichment increases mortality of mangroves. *PLoS One.* 2009;4(5):e5600. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0005600>
121. Kaushal S, Binford M. Relationship between C:N ratios of lake sediments, organic matter sources, and historical deforestation of Lake Pleasant, Massachusetts, USA. *J Paleolimnol.* 1999;22:439-442.
122. Meyers PA. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Org Geochem.* 2003;34(3):261-289. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(02\)00168-7](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(02)00168-7)

123. Khan N, Vane C, Horton B, Hillier C, Riding J, Kendrick C. The application of  $\delta^{13}\text{C}$ , TOC and C/N geochemistry to reconstruct Holocene relative sea levels and paleoenvironments in the Thames Estuary, UK. *J Quaternary Sci.* 2015;30(5):417-433. <https://doi.org/10.1002/jqs.2784>
124. Fry B. *Stable Isotope Ecology*. New York: Springer; 2006. ISBN: 978-0387-30513-4.
125. O'Leary M. Carbon isotopes in photosynthesis. *BioScience.* 1988;38(5):328-336. <https://doi.org/10.2307/1310735>
126. Cantabrana H, Von Caemmerer S. Carbon isotope discrimination as a diagnostic tool for  $\text{C}_4$  photosynthesis in  $\text{C}_3$ - $\text{C}_4$  intermediate species. *J Exp Bot.* 2016;67(10):3109-3121. <https://doi.org/10.1093/jxb/erv555>
127. Thomas P, Boller J, Satagopan S, Tabita F, Cavanaugh C, Scott K. Isotope discrimination by form IC Rubisco from *Ralstonia eutropha* and *Rhodobacter sphaeroides*, metabolically versatile members of 'Proteobacteria' from aquatic and soil habitats. *Environ Microbiol.* 2019;21(1):72-80. <https://doi.org/10.1111/1462-2920.14423>
128. Bouillon S, Borges A, Castañeda-Moya E, Diele K, Dittmar T. Mangrove production and carbon sinks: A revision of global budget estimates. *Glob Biogeochem Cycles.* 2008;22(2):1-12. <https://doi.org/10.1029/2007GB003052>
129. McKee KL, Feller IC, Popp M, Wanek W. Mangrove isotopic ( $\delta^{15}\text{N}$  and  $\delta^{13}\text{C}$ ) fractionation across a nitrogen vs. phosphorus limitation gradient. *Ecology.* 2002;83(4):1065-1075. <https://doi.org/10.2307/3071914>
130. Peters KE, Sweeney RE, Kaplan IR. Correlation of carbon and nitrogen stable isotope ratios in sedimentary organic matter. *Limnol Oceanogr.* 1978;23(4):598-604. <https://doi.org/10.4319/lo.1978.23.4.0598>
131. Peterson BJ, Howarth RW, Garritt RH. Multiple stable isotopes used to trace the flow of organic matter in estuarine food webs. *Science.* 1985;227:1361-1363.
132. Brenner M, Whitmore T, Curtis J, Hodell D, Schelske C. Stable isotope ( $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{15}\text{N}$ ) signatures of sedimented organic matter as indicators of historic lake trophic state. *J Paleolimnol.* 1999;22(1):205-221. <https://doi.org/10.1023/A:1008078222806>

133. Peterson BJ, Fry B. Stable isotopes in ecosystem studies. *Annu Rev Ecol Syst.* 1987;18:293-320. <https://doi.org/10.1146/annurev.es.18.110187.001453>
134. Teranes J, Bernasconi S. The record of nitrate utilization and productivity limitation provided by  $\delta^{15}\text{N}$  values in lake organic matter—a study of sediment trap and core sediments from Baldeggersee, Switzerland. *Limnol Oceanogr.* 2000;45(1):801-813.
135. Naidu A. Organic matter sources in arctic estuarine sediments: Evidence from stable carbon and nitrogen isotopes. *Estuar Coast Shelf Sci.* 2000;50(4):531-542. <https://doi.org/10.1006/ecss.1999.0585>
136. Appleby PG, Oldfield F. Application of Lead-210 to sedimentation studies. In: Ivanovich M, Harmon R, editors. *Uranium-series disequilibrium: Applications to earth, marine and environmental sciences.* 2nd ed. Oxford: Oxford Science Publications; 1992.
137. Nittrouer CA, DeMaster DJ, McKee BA, Cutshall NH, Larsen IL. The effect of sediment mixing on Pb-210 accumulation rates for the Washington continental shelf. *Mar Geol.* 1984;54(3-4):201-221. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90038](https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90038)
138. Rodríguez AW, Marcial RR, Barrionuevo GR. Biodiversidad del Manglar de San Pedro, Sechura-Piura, Perú. *Universalia.* 1998;4(1):54-71.
139. Hewitt D, Smith T, Raoult V, Taylor M, Gaston T. Stable isotopes reveal the importance of saltmarsh-derived nutrition for two exploited penaeid prawn species in a seagrass dominated system. *Estuar Coast Shelf Sci.* 2020;236:106622.

Anexos

**Anexo 1. Análisis con la prueba estadística Kruskal-Wallis de las variables geoquímicas de los testigos V1MU, V2MU, V1MA y V2MA de los manglares de San Pedro de Vice. Se asignaron cuatro fases sedimentarias: Fase 1 (F1): décadas 2000's - actualidad, Fase 2 (F2): décadas de 1980-1990's, Fase 3 (F3): décadas de 1960-1970's. y Fase 4 (F4): década de 1950's. El símbolo "X" indica el promedio aritmético dentro de la columna sedimentaria. La relevancia estadística del análisis (\*) se establece con  $p < 0.05$ . Los acrónimos subrayados señalan etapas en las que no se evidencian diferencias significativas entre sí.**

Variable	n	Testigo: V1MU		Testigo: V2MU		n	Testigo: V1MA		Testigo: V2MA	
		Media ± DS	Interacción	Media ± DS	Interacción		Media ± DS	Interacción	Media ± DS	Interacción
COT (%)	7	F1: 2.04 ± 0.48		F1: 4.38 ± 0.90		9	F1: 8.42 ± 0.91		F1: 9.31 ± 0.49	
	8	F2: 4.05 ± 0.30		F2: 4.43 ± 0.42		8	F2: 7.53 ± 0.18		F2: 8.03 ± 0.95	
	7	F3: 4.37 ± 0.1	F1 < <u>F2 F3</u> < F4*	F3: 4.02 ± 0.40	<u>F1 F2 F3</u> F4	9	F3: 6.76 ± 0.50	F1 > F2 > <u>F3 F4</u> *	F3: 5.41 ± 0.80	F1 > F2 > F3 > F4*
	8	F4: 4.86 ± 0.09		F4: 3.92 ± 0.46		4	F4: 7.05 ± 0.35		F4: 4.39 ± 0.16	
	30	X: 3.87 ± 1.11		X: 4.19 ± 0.59		30	X: 7.50 ± 0.88		X: 7.14 ± 2.03	
NT (%)	7	F1: 0.3 ± 0.05		F1: 0.58 ± 0.09		9	F1: 1.38 ± 0.48		F1: 1.77 ± 0.08	
	8	F2: 0.51 ± 0.05		F2: 0.57 ± 0.04		8	F2: 0.36 ± 0.06		F2: 1.16 ± 0.13	
	7	F3: 0.64 ± 0.07	F1 < F2 < <u>F3 F4</u> *	F3: 0.55 ± 0.06	<u>F1 F2 F3</u> F4	9	F3: 0.77 ± 0.20	<u>F1 F4</u> > F3 > F2*	F3: 0.63 ± 0.16	F1 > F2 > F3 > F4*
	8	F4: 0.7 ± 0.12		F4: 0.53 ± 0.06		4	F4: 1.02 ± 0.01		F4: 0.23 ± 0.12	
	30	X: 0.54 ± 0.17		X: 0.56 ± 0.06		30	X: 0.88 ± 0.48		X: 1.06 ± 0.56	

Variable	n	Testigo: V1MU		Testigo: V2MU		n	Testigo: V1MA		Testigo: V2MA	
		Media ± DS	Interacción	Media ± DS	Interacción		Media ± DS	Interacción	Media ± DS	Interacción
COT (g m <sup>-2</sup> año <sup>-1</sup> )	7	F1: 58.1 ± 6.67		F1: 76.70 ± 3.21		9	F1: 169.36 ± 13.46		F1: 176.92 ± 6.95	
	8	F2: 85.76 ± 4.85		F2: 66.93 ± 10.71		8	F2: 150.73 ± 7.01		F2: 148.13 ± 5.98	
	7	F3: 85.28 ± 2.86	F1 < <u>F2 F3</u> < F4*	F3: 50.29 ± 3.20	F1 > F2 > <u>F3 F4*</u>	9	F3: 142.24 ± 11.35	F1 > F4 > F3 > F2*	F3: 138.96 ± 11.2	F1 > F4 > F3 > F2*
	8	F4: 91.36 ± 6.1		F4: 43.30 ± 11.13		4	F4: 102.55 ± 9.65		F4: 102.83 ± 9.47	
	30	X: 80.69 ± 13.86		X: 59.02 ± 15.53		30	X: 147.35 ± 23.35		X: 147.97 ± 25.15	
NT (g m <sup>-2</sup> año <sup>-1</sup> )	7	F1: 7.32 ± 1.44		F1: 10.88 ± 0.81		9	F1: 28.12 ± 10.48		F1: 35.35 ± 1.73	
	8	F2: 10.12 ± 0.83		F2: 8.82 ± 1.04		8	F2: 6.95 ± 1.64		F2: 27.19 ± 2.58	
	7	F3: 10.93 ± 0.49	F1 < <u>F2 F3</u> < F4*	F3: 7.40 ± 0.48	F1 > F2 > F3 > F4*	9	F3: 17.70 ± 5.28	F1 > F4 > F3 > F2*	F3: 16.51 ± 3.80	F1 > F4 > F3 > F2*
	8	F4: 12.27 ± 0.89		F4: 6.78 ± 0.49		4	F4: 22.06 ± 1.91		F4: 6.73 ± 3.21	
	30	X: 10.23 ± 2.03		X: 8.42 ± 1.73		30	X: 18.54 ± 10.32		X: 23.71 ± 10.40	
COT (g m <sup>-2</sup> )	7	F1: 17.33 ± 1.19		F1: 22.57 ± 1.90		9	F1: 38.79 ± 4.25		F1: 44.93 ± 3.53	
	8	F2: 23.79 ± 1.33		F2: 17.61 ± 2.23		8	F2: 34.31 ± 1.58		F2: 40.85 ± 2.18	
	7	F3: 23.68 ± 0.79	F1 < <u>F2 F3</u> <u>F4*</u>	F3: 11.62 ± 1.27	F1 > F2 > <u>F3 F4*</u>	9	F3: 33.71 ± 1.78	F1 > <u>F2 F3</u> <u>F4*</u>	F3: 34.31 ± 4.89	F1 > F2 > <u>F3 F4*</u>
	8	F4: 24.34 ± 0.85		F4: 12.03 ± 3.09		4	F4: 32.97 ± 1.16		F4: 29.15 ± 2.10	
	30	X: 22.4 ± 3.03		X: 15.88 ± 4.97		30	X: 35.29 ± 3.49		X: 38.55 ± 6.60	

Variable	n	Testigo: V1MU		Testigo: V2MU		n	Testigo: V1MA		Testigo: V2MA	
		Media ± DS	Interacción	Media ± DS	Interacción		Media ± DS	Interacción	Media ± DS	Interacción
NT (g m <sup>-2</sup> )	7	F1: 2.03 ± 0.4		F1: 3.04 ± 0.12		9	F1: 6.31 ± 2.28		F1: 8.34 ± 0.99	
	8	F2: 2.87 ± 0.28		F2: 2.42 ± 0.18		8	F2: 2.36 ± 0.90		F2: 5.99 ± 0.88	
	7	F3: 3.17 ± 0.15	F1 < $\frac{F2 F3}{F4}$ <	F3: 2.16 ± 0.16	F1 > F2 > F3 > F3*	9	F3: 4.27 ± 0.36	F1 > F4 > $\frac{F2 F3}{F4}$ *	F3: 3.98 ± 0.88	F1 > F4 > F3 > F2*
	8	F4: 3.47 ± 0.32		F4: 1.61 ± 0.45		4	F4: 4.39 ± 0.23		F4: 1.56 ± 0.18	
	30	X: 2.9 ± 0.61		X: 2.29 ± 0.58		30	X: 4.39 ± 1.99		X: 5.50 ± 2.45	
$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	7	F1: -20.41 ± 0.12		F1: -20.85 ± 0.15		9	F1: -20.96 ± 0.62		F1: -24.78 ± 0.64	
	8	F2: -21.51 ± 0.36		F2: -21.33 ± 0.27		8	F2: -24.03 ± 0.16		F2: -24.40 ± 0.26	
	7	F3: -22.01 ± 0.4	F1 > F2 > $\frac{F3 F4}{F4}$ *	F3: -22.12 ± 0.56	F1 > F2 > $\frac{F3}{F4}$ *	9	F3: -23.93 ± 0.14	$\frac{F1 F2 F3}{F4}$	F3: -24.32 ± 0.23	$\frac{F1 F2 F3}{F4}$
	8	F4: -22.31 ± 0.15		F4: -22.55 ± 0.18		4	F4: -24.04 ± 0.22		F4: -24.25 ± 0.1	
	30	X: -21.58 ± 0.77		X: -21.73 ± 0.74		30	X: -23.98 ± 0.035		X: -24.47 ± 0.43	
$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	7	F1: 7.49 ± 0.18		F1: 7.78 ± 0.12		9	F1: 6.07 ± 0.19		F1: 6.24 ± 0.43	
	8	F2: 7.27 ± 0.15		F2: 7.72 ± 0.13		8	F2: 5.91 ± 0.19		F2: 6.35 ± 0.33	
	7	F3: 7.17 ± 0.38	F1 > $\frac{F2 F3}{F4}$ *	F3: 7.5 ± 0.28	$\frac{F1 F2}{F4}$ > F3 > F4*	9	F3: 6.14 ± 0.16	$\frac{F1 F2 F3}{F4}$	F3: 6.15 ± 0.23	$\frac{F1 F2 F3}{D4}$ *
	8	F4: 6.91 ± 0.17		F4: 7.24 ± 0.13		4	F4: 6.16 ± 0.05		F4: 5.26 ± 0.23	
	30	X: 7.20 ± 0.310		X: 7.56 ± 0.27		30	X: 6.06 ± 0.19		X: 6.11 ± 0.21	

Variable	n	Testigo: V1MU		Testigo: V2MU		n	Testigo: V1MA		Testigo: V2MA	
		Media ± DS	Interacción	Media ± DS	Interacción		Media ± DS	Interacción	Media ± DS	Interacción
C:N	7	F1: 6.7 ± 0.43		F1: 7.23 ± 0.24		9	F1: 6.90± 0.13		F1: 7.14± 0.10	
	8	F2: 7.49 ± 0.09		F2: 7.58 ± 0.04		8	F2: 7.41 ± 0.13		F2: 7.31 ± 0.11	
	7	F3: 7.51 ± 0.1	F1 < $\frac{F2 \ F3}{F4^*}$	F3: 7.50 ± 0.56	F1 < $\frac{F2 \ F3}{F4^*}$	9	F3: 7.64 ± 0.11	F1 < $\frac{F2 \ F4}{F3^*}$	F3: 7.38 ± 0.09	F1 < $\frac{F2 \ F3}{F4^*}$
	8	F4: 7.44 ± 0.06		F4: 7.56 ± 0.09		4	F4: 7.46 ± 0.03		F4: 7.26 ± 0.09	
	30	X: 7.30 ± 0.39		X: 7.46 ± 0.18		30	X: 7.33 ± 0.32		X: 7.27 ± 0.14	

**Anexo 2. Valores isotópicos de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ), nitrógeno ( $\delta^{15}\text{N}$ ) y del cociente C:N de muestras de vegetación de *Laguncularia racemosa*, del alga Chlorophyceae y muestras de fitoplancton dentro de los Manglares San Pedro de Vice. “X” representa la media aritmética de los valores más ( $\pm$ ) la desviación estándar. *Nd*, indica valores que no fueron detectados. R1 y R2 corresponde a muestras por duplicado.**

	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{15}\text{N}$	C:N
<b>Fitoplancton</b>	<b>-20.6</b>	<b>nd.</b>	<b>-</b>
<i>Laguncularia racemosa</i>	R1: -25.42	6.5	41.10
	R2: -27.65	11.8	20.96
	X: -26.54 $\pm$ 1.58	X: 9.15 $\pm$ 3.75	X: 31.03 $\pm$ 14.2
<b>Alga Chlorophyceae</b>	R1: -17.86	3.4	10.03
	R2: -29.93	7.3	10.80
	X: -23.90 $\pm$ 8.53	X: 5.35 $\pm$ 2.76	X: 10.41 $\pm$ 0.54

**Anexo 3. Análisis con la prueba estadística Kruskal-Wallis de las variables geoquímicas de los testigos V1MU, V2MU, V1MA y V2MA de los de los manglares de San Pedro de Vice. Significancia del análisis (\*): ( $p < 0.05$ ). Los acrónimos resaltados indican fases sin diferencias significativas entre sí. El símbolo “X” corresponde al promedio aritmético de la columna sedimentaria. La relevancia estadística del análisis (\*) se establece con  $p < 0.05$ .**

Variable	Testigo	n	Media $\pm$ DS	Interacción
COT (%)	V1MU	30	X: 3.87 $\pm$ 1.11	<u>V1MU V2MU &lt; V1MA V2MA*</u>
	V2MU	30	X: 4.19 $\pm$ 0.59	
	V1MA	30	X: 7.50 $\pm$ 0.88	
	V2MA	30	X: 7.14 $\pm$ 2.03	
NT (%)	V1MU	30	X: 0.54 $\pm$ 0.17	<u>V1MU V2MU &lt; V1MA V2MA*</u>
	V2MU	30	X: 0.56 $\pm$ 0.06	
	V1MA	30	X: 0.88 $\pm$ 0.48	
	V2MA	30	X: 1.06 $\pm$ 0.56	

Variable	Testigo	n	Media ± DS	Interacción
COT (g m <sup>-2</sup> año <sup>-1</sup> )	V1MU	30	X: 80.69 ± 13.86	<u>V1MU V2MU</u> < <u>V1MA V2MA</u> *
	V2MU	30	X: 59.02 ± 15.53	
	V1MA	30	X: 147.35 ± 23.35	
	V2MA	30	X: 147.97 ± 25.15	
NT (g m <sup>-2</sup> año <sup>-1</sup> )	V1MU	30	X: 10.23 ± 2.03	V2MU < V1MU < V1MA < V2MA*
	V2MU	30	X: 8.42 ± 1.73	
	V1MA	30	X: 18.54 ± 10.32	
	V2MA	30	X: 23.71 ± 10.4	
COT (g m <sup>-2</sup> )	V1MU	30	X: 22.40 ± 3.03	V2MU < V1MU < V1MA < V2MA*
	V2MU	30	X: 15.88 ± 4.97	
	V1MA	30	X: 35.29 ± 3.49	
	V2MA	30	X: 38.55 ± 6.60	
NT (g m <sup>-2</sup> )	V1MU	30	X: 2.90 ± 0.61	V2MU < V1MU < V1MA < V2MA*
	V2MU	30	X: 2.29 ± 0.58	
	V1MA	30	X: 4.39 ± 1.99	
	V2MA	30	X: 5.5 ± 2.45	
δ <sup>13</sup> C (‰)	V1MU	30	X: -21.58 ± 0.77	<u>V1MU V2MU</u> > V1MA > V2MA*
	V2MU	30	X: -21.73 ± 0.74	
	V1MA	30	X: -23.98 ± 0.35	
	V2MA	30	X: -24.473 ± 0.43	
δ <sup>15</sup> N (‰)	V1MU	30	X: 7.20 ± 0.31	V2MU > V1MU > <u>V1MA V2MA</u> *
	V2MU	30	X: 7.56 ± 0.27	
	V1MA	30	X: 6.06 ± 0.19	
	V2MA	30	X: 6.11 ± 0.43	
C:N	V1MU	30	X: 7.30 ± 0.39	<u>V1MU V2MU V1MA</u> > V2MA*
	V2MU	30	X: 7.46 ± 0.18	
	V1MA	30	X: 7.33 ± 0.32	
	V2MA	30	X: 7.27 ± 0.14	