



UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE CIENCIAS
ESCUELA DE BIOLOGÍA
INSTITUTO DE ZOOLOGÍA Y ECOLOGÍA TROPICAL
DEPARTAMENTO DE ECOLOGÍA



Estimación de las reservas de carbono en suelos de manglar de *Avicennia germinans* en Laguna La Reina, Higuero, Estado Miranda, Venezuela

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

Presentado ante la Ilustre Universidad Central de Venezuela por el bachiller Deiby José García Subero como requisito parcial para optar al título de Licenciado en Biología.

Tutor(a): Dra. María Beatriz Barreto

Caracas, Venezuela

Febrero – 2018

UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE CIENCIAS
ESCUELA DE BIOLOGIA

ACTA

Quienes suscribimos, miembros del jurado evaluador designado por el Consejo de Escuela de Biología de la Facultad de Ciencias de la Universidad Central de Venezuela, para examinar el Trabajo Especial de Grado del Br. Deiby José García Subero, C.I.20.493.197, titulado "**Estimación de las reservas de carbono en suelos de manglar de *Avicennia germinans* en Laguna La Reina, Higuerote, Estado Miranda, Venezuela**", para optar al título de Licenciado en Biología; Considerando que dicho trabajo cumple con los requisitos exigidos en los reglamentos respectivos lo consideramos **APROBADO**.

Para dar fe de ello se levanta la presente acta en Caracas a los veintidós días del mes de febrero del año 2018, dejando constancia de que la Dra. María Beatriz Barreto Pittol actuó como coordinadora del jurado examinador.



Dra. Liliana López
(Jurado)



Dr. Danilo López
(Jurado)



Dra. María Beatriz Barreto Pittol
(Tutor)

Dedicatoria

A la Casa de Vence la Sombra, esperando algún día poder devolverle un poco de lo mucho que me ha dado.

Agradecimientos

Quiero expresar mi más profundo agradecimiento a:

A Dios, por todas las pruebas y obstáculos que he logrado superar y metas que he alcanzado.

A mi novia Julieta Gómez, por mantenerme cuerdo y una lista de cosas que mejor no escribo porque esto es solo una página.

A mi tutora, la profesora María Beatriz Barreto, por todo el conocimiento y apoyo brindado durante todo este tiempo y etapa tan importante de mi vida, por aceptarme en su laboratorio y permitirme realizar mi trabajo especial de grado.

Al Lic. Eduardo Barreto, por su disposición, ayuda, colaboración, orientación y comprensión durante en el desarrollo de este trabajo, por las explicaciones metodológicas y enseñanzas de las buenas prácticas en el laboratorio.

A la profesora Liliana López, por toda la ayuda, conocimiento y apoyo brindado durante este tiempo, por la colaboración de su laboratorio.

A mi familia, por toda la paciencia y apoyo prestado durante mi carrera. A todos aquellos que de una u otra forma hicieron posible la culminación de este Trabajo Especial de Grado.

Al Laboratorio de Ecología de la Vegetación del Instituto de Zoología y Ecología Tropical (IZET) y el al laboratorio de Geoquímica Orgánica II (202-B) del Instituto de Ciencias de la Tierra (ICT) de la Facultad de Ciencias.

Resumen

La elevada productividad y tasas de preservación de la materia orgánica en los ecosistemas de manglar, le confieren un papel preponderante como sitios de almacenamiento de carbono. El suelo, es por lo general el compartimiento con mayores reservas de carbono de estos ecosistemas. En el presente trabajo fueron evaluados parámetros relacionados con el almacenamiento de carbono en suelos de manglares de *Avicennia germinans* tipo cubeta en un ambiente lagunar de la costa Caribe de Venezuela. Fueron seleccionados tres rodales y en cada uno se extrajeron seis núcleos de suelo hasta una profundidad máxima de 90 cm, dividido en secciones de 10 cm, y en cada una de ellas fueron cuantificados diferentes parámetros. La salinidad del agua intersticial varió entre 4 y 80 ‰ y la del suelo de 5 a 18 ‰, el pH del agua intersticial de 6,5 a 6,7 y el del suelo de 5,3 a 8,1. La densidad aparente, la materia orgánica y la densidad de carbono, varían entre 0,28–1,26 g/cm³, 5,5–24,6% y 4–29,5 mg C/cm³, respectivamente. La materia orgánica y la densidad de carbono disminuyeron a lo largo del perfil del suelo. El almacenaje de carbono en el suelo fue de 80, 94 y 100 MgC/ha para los tres rodales evaluados, los cuales se encuentran en el intervalo promedio de los reportados para manglares de *A. germinans*. El carácter estuarino de este sistema lagunar con flujos importantes de agua dulce del continente y las condiciones de inundación del suelo por un hidroperíodo prolongado de estos bosques tipo cubeta, pueden estar asociados a alta producción y preservación de la materia orgánica. La capacidad de almacenamiento de estos manglares es un argumento adicional para la implementación de una figura de protección en Laguna La Reina y de otros ecosistemas adyacentes que dependen funcionalmente unos de otros.

Palabras clave: manglares, almacenamiento de carbono, suelos, materia orgánica, *Avicennia germinans*.

Índice General

Contenido	Pág.
Resumen	i
Índice general	ii
Índice de tablas	iii
Índice de figuras	iv
1. Introducción	1
2. Antecedentes	6
3. Objetivo	11
3.1. Objetivo general	11
3.2. Objetivos específicos	11
4. Materiales y métodos	12
4.1. Área de estudio	12
4.2. Estudios de campo	17
4.2.1. Núcleo	19
4.2.2. Agua intersticial	20
4.3. Procesamiento de las muestras	20
4.3.1. Agua intersticial	20
4.3.2. Núcleos	21
4.3.3. Determinación de pH y salinidad	22
4.3.4. Determinación de la textura de las muestra	23
4.3.5. Humedad, materia orgánica y carbono inorgánico	24
4.3.6. Porcentaje de carbono orgánico	28
4.3.7. Densidad y almacenamiento de carbono	28
4.4. Análisis estadístico	29
5. Resultados	30
5.1. Salinidad y pH del agua intersticial	30
5.2. Salinidad y pH del suelo	33

5.3. Humedad del suelo, DA y contenido de carbono en el suelo	37
5.4. Textura del suelo	42
5.5. Correlaciones entre las variables del suelo	43
5.6. Carbono orgánico total, densidad y almacenamiento de carbono	46
6. Discusión	49
6.1. Salinidad y pH del agua intersticial	49
6.2. Salinidad y pH del suelo	53
6.3. Densidad aparente (DA) del suelo	55
6.4. Textura del suelo	57
6.5. Materia orgánica del suelo	57
6.6. Relación DA y %MO	60
6.7. Carbono orgánico e inorgánico del suelo	61
6.8. Densidad y almacenamiento de carbono orgánico total	62
7. Conclusiones y recomendaciones	68
8. Referencias bibliográficas	77

Índice de tablas

Tabla	Pág.
1. Salinidad y pH intersticial y del suelo	31
2. Resultado de las pruebas estadísticas	36
3. Humedad del suelo, DA, MO y de carbono inorgánico	39
4. Correlaciones entre las variables del suelo	44
5. Carbono orgánico total y densidad de carbono	47

Índice de Figuras

Figura	Pág.
1. Ubicación nacional, regional y local del área de estudio	13
2. Precipitación de las estaciones climáticas Carenero y Curiepe	16
3. Aportes de agua dulce y salada en laguna La Reina	17
4. Disposición de los rodales en el área de estudio	18
5. Esquema del muestreo realizado para cada rodal	19
6. Salinidad intersticial	32
7. pH intersticial	33
8. Salinidad del suelo	34
9. pH del suelo	37
10. Humedad del suelo	38
11. Densidad aparente (DA)	40
12. Materia orgánica (MO)	41
13. Carbono inorgánico (CI)	42
14. Textura del suelo	43
15. Relación entre la DA (g/cm^3) y la MO (%)	45
16. Densidad de carbono (mg C/cm^3)	48
17. Textura de los núcleos de suelo	58

1. Introducción

Los manglares son humedales presentes en las zonas intermareales de las costas tropicales y subtropicales, conformados por plantas leñosas que crecen en la interfaz entre la tierra y el mar. Están influenciados por condiciones hidrológicas variables a consecuencia de la exposición frecuente de las mareas y flujos de agua dulce superficiales y subterráneos. Los suelos varían desde óxicos a anóxicos, orgánicos a minerales, y con texturas desde arcillosas hasta arenosas. La salinidad del suelo es variable, entre 2 a 100 ‰ (Imbert y col. 2000). Las especies de plantas que crecen en los manglares presentan adaptaciones morfológicas y fisiológicas que les permiten desarrollarse bajo estas condiciones de anegamiento y salinidad (Walsh, 1974; Chapman, 1977; Tomlinson, 1994; Kathiresan y Bingham, 2001). La alta humedad y baja oxigenación del suelo de estos ambientes costeros son favorables para el secuestro de carbono de la atmosfera (Mitsh y col. 2012)

El CO₂ atmosférico puede ser almacenado en los bosques a través de procesos biogeoquímicos que regulan el intercambio entre la atmósfera y los sistemas forestales, aunque los bosques son fuentes de carbono, estos también puede mitigar el calentamiento global a través de la captura y almacenamiento de CO₂ (Bolin y col. 1986). Una vez que el CO₂ atmosférico es incorporado a los procesos

metabólicos de las plantas mediante la fotosíntesis, este es convertido en materia orgánica, la cual es aportada al suelo, y al degradarse se incorpora paulatinamente al sistema, dando origen a compuestos orgánicos más estables ([Ordóñez, 1998](#)).

Los manglares presentan una elevada capacidad para almacenar carbono debido a su alta productividad y las bajas tasas de descomposición de la materia orgánica por la condición de anegamiento y el carácter anóxico de los suelos ([Alongi, 2012](#); [Ceron-Bretón, 2014](#)). La descomposición de la materia orgánica en los suelos de manglares es mediada por procesos aeróbicos y anaeróbicos ([Kristensen y col., 2008](#)) y la transformación del carbono y la materia orgánica están influenciados por el clima, la geoforma, el hidroperíodo y la composición del material original ([Xiong y col. 2018](#); [Twilley y Rivera-Monroy 2005](#)). El desarrollo estructural y la composición del bosque también contribuyen a la calidad y cantidad de material orgánico incorporado en el suelo ([Barreto y col. 2016](#); [Marchand 2017](#)).

El principal aporte de materia orgánica al suelo es por la producción primaria de hojarasca, madera y raíces (autóctono), y la materia orgánica en suspensión de la columna de agua por el influjo de la marea, ríos y/u otros flujos de agua (alóctono) ([Kristensen y col. 2008](#)). La acumulación de materia orgánica del suelo ocurre cuando el aporte de materia vegetal es alto, la tasa de descomposición es

baja (Langley y col. 2009) y/o la preservación es alta (Meyers 1993). Bajo condiciones de relativamente baja productividad, la condición de anegamiento y anoxia del suelo, explican la concentración de carbono en suelos con alta proporción de partículas finas por la regulación de las tasas de descomposición de la materia orgánica (Xiong y col. 2018). En los manglares las reservas de carbono pueden dividirse en cuatro compartimientos: 1. Biomasa viva sobre el suelo la cual está conformada por los árboles e incluidas la raíces zanco (genero *Rhizophora*) y los neumatóforos (genero *Avicennia*), este compartimiento contribuye hasta con un 21% del almacenamiento total; 2. Biomasa muerta sobre el suelo, incluye la madera caída (del 2,5 al 5% del almacenamiento total) y la hojarasca la cual suele ser un componente menor en el almacenamiento de carbono; 3. El tercer compartimiento es la biomasa viva subterránea, conformado por las raíces, representando entre el 5 y el 15% del almacenamiento de carbono y por último, 4. El cuarto compartimiento es la biomasa muerta subterránea, en el cual tenemos la materia orgánica en proceso de descomposición, la cual puede ser almacenada a metros de profundidad y permanecer allí durante largos periodos de tiempo (Kristensen y col. 2004; Howard y col. 2014).

El carbono en los manglares se almacena en gran medida en sus suelos ricos en materia orgánica acumulada durante décadas o cientos de años de fuentes autóctonas y alóctonas (Duarte y col.

2005; Adame y col. 2012; Saintilan y col. 2013). Cuando estas fuentes autóctonas o biomasa viva de manglares (tronco, ramas, hojas, raíces) se descomponen, contribuyen al almacenamiento de carbono en los suelos, este carbono orgánico es retenido durante milenios mientras que no sea perturbado (Duarte y col. 2005). Estos ecosistemas pueden almacenar hasta tres veces más carbono que los ecosistemas terrestres, con promedios de $1023 \text{ MgC}\cdot\text{ha}^{-1}$ (Donato y col. 2011) y tasas de secuestro de carbono promedio hasta $174 \text{ gC}\cdot\text{m}^2\cdot\text{año}^{-1}$ (Marchio y col. 2016). El volumen de estas reservas subterráneas y su vulnerabilidad al cambio en el uso de la tierra hace que su cuantificación sea muy importante (Howard y col. 2014; Atwood y col. 2017).

El carbono subterráneo generalmente denominado carbono en el suelo, es por lo general la reserva más grande en los ecosistemas vegetales costeros y su cuantificación es fundamental para determinar cambios a largo plazo en las reservas de carbono asociados con las alteraciones, el cambio climático y cambio de uso de la tierra. El carbono del suelo por lo general constituye entre 50% hasta 90% del carbono total en ecosistemas de manglar (Donato y col. 2011; Kauffman y col. 2011), llegando a variar según la hidrogeomorfología y composición florística entre 30 y $64 \text{ MgC}\cdot\text{ha}^{-1}$ (Marchio y col. 2016), hasta entre 629 y $687 \text{ MgC}\cdot\text{ha}^{-1}$ (Tue y col. 2014).

Para el desarrollo de estrategias y medidas viables dirigidas a la mitigación del cambio climático a través de la protección de los ecosistemas costeros, en particular los manglares, reconocidos por su alto valor (Gilman y col. 2008) es necesario conocer la dinámica del C de estos sistemas, y como esta dinámica puede ser modificada por los patrones de cambio de uso de suelo (Dale, 1997). Un primer paso indispensable para lograr esto, es contar con la información básica sobre los contenidos de carbono en los diferentes compartimientos del ecosistema (Atwood y col. 2017). Por tal motivo este trabajo estuvo dirigido a la estimación de las reservas de carbono en suelos de manglar de bosques dominados por *Avicennia germinans* en Laguna La Reina, Higuero, Estado Miranda, Venezuela.

Con el objetivo de estimar el contenido de carbono de los suelos, se utilizó el protocolo de muestreo en manglares propuesto por Kauffman y Donato (2012). Otros parámetros necesarios para la estimación de las reservas de carbono y cuantificados en este trabajo fueron: la densidad aparente del suelo, el contenido porcentual (% m/m) de materia orgánica y carbono inorgánico, densidad de carbono y reserva de carbono, a diferentes intervalos de profundidad del suelo, esto con la finalidad de generar información de referencia para el almacenamiento de carbono en un ecosistema de manglar en Venezuela.

2. Antecedentes

La capacidad de almacenamiento de carbono en suelos de manglar es comparable a otros humedales costeros como los pantanos salobres, y hasta dos veces más alta que en las praderas de pastos marinos, bosques de pantano y bosques lluviosos tropicales ([Donato y col. 2011](#); [Alongi 2014](#)). Estas altas reservas de carbono pueden diferir por la diversidad de ambientes geomorfológicos en los que se desarrollan los manglares, debido a que dichos ambientes se diferencian en procesos geográficos y climáticos que afectan los gradientes de hidrología, recursos y parámetros del suelo, los cuales regulan las tasas de producción y almacenamiento de carbono ([Twilley y Rivera-Monroy 2009](#)).

En los últimos cinco años se han estimado reservas de carbonos para los manglares a lo largo de su rango de distribución mundial, desde los bosques localizados en zonas tropicales y subtropicales de las regiones Indo-Pacífico Oeste y Atlántico-Pacífico Este, que crecen bajo regímenes climáticos contrastantes. ([Donato y col. 2011](#); [Adame y col. 2014](#); [Lovelock y col. 2015](#); [Kauffman y Bhomia, 2017](#)).

A continuación se presentan de forma condensada los resultados obtenidos por diferentes autores en sitios o ambientes que

muestran condiciones o composición florística a nivel de género lo más parecidas a laguna La Reina.

Adame y col. (2013), en manglares del Caribe Mexicano, identificaron que las reservas de carbono en suelos de manglar son mayores comparadas con las reservas aéreas, y que los manglares más desarrollados (mayor altura del dosel y área basal) presentan más altas reservas de C que los menos desarrollados.

Kauffman y col. (2014), cuantificaron las reservas de carbono en manglares de República Dominicana, conformados por *Rhizophora mangle*, *Laguncularia racemosa*, *Avicennia germinans* y *Conocarpus erectus*, las reservas de carbono variaron entre 706 y 1131 MgC.ha⁻¹ y disminuyeron con la profundidad. Las mayores reservas de C correspondieron a bosques con alturas medias entre 3 y 10 m (1131 MgC.ha⁻¹), en los bosques altos (> 10 m) fue de 733 MgC.ha⁻¹ y en los bosques bajo (< 3 m) fue de 706 MgC.ha⁻¹. La densidad aparente promedio en los manglares fue de 0,30 g/cm³.

Cerón-Bretón y col. (2014), en manglares de Isla del Carmen, México, determinaron que el porcentaje de carbono orgánico estaba entre 2,8 y 19,7%, disminuía con la profundidad y era mayor en áreas no perturbadas.

DelVecchia y col. (2014), en bosques de manglar monoespecíficos de *R. mangle*, *L. racemosa* y *A. germinans*, en Ecuador, no encontraron diferencias significativas en el

almacenamiento de carbono entre bosques naturales y restaurados, pero a diferencia de [Kauffman y col. \(2014\)](#) y [Cerón-Bretón \(2014\)](#) el carbono no difirió de forma significativa con la profundidad.

[Phang y col. \(2015\)](#), en manglares de Singapur, encontraron que el carbono orgánico almacenado en los sedimentos de manglar representó hasta el 62% del total almacenado en el hábitat, el almacenamiento fue de $497 \pm 44,9 \text{ MgC}\cdot\text{ha}^{-1}$, la densidad promedio en los suelos de manglar estudiados era $0,73 \pm 0,04 \text{ g/cm}^3$, el porcentaje de materia orgánica y carbono orgánico en los sedimentos de manglar fue $14,0 \pm 1,0\%$ y $4,5 \pm 0,4\%$ respectivamente, y encontraron una relación inversa entre la densidad aparente y el contenido de carbono orgánico del suelo.

[Barreto y col. \(2016\)](#), en el Golfete de Cuare y el Parque Nacional Morrocoy en Venezuela, estudiaron suelos de bosques de manglar dominados por *A. germinans* y *R. mangle*, determinando que los valores de salinidad intersticial presentaron valores que van desde 25 a 59 ‰ en rodales de *R. mangle*, de 47 a 85 ‰ en *A. germinans* viva y de 70 a 90 ‰ en *A. germinans* muerta. Los suelos de *R. mangle* tenían valores más altos de carbono orgánico total y la relación carbono orgánico total (COT) con materia orgánica soluble fue más baja en los suelos de *A. germinans*. El COT promedio fue de 14,5% en los primeros 20 cm del suelo, presentando un incremento significativo con la profundidad en *R. mangle* vivo, bosques mixtos y

A. germinans, con un decrecimiento estadísticamente significativo con la profundidad en rodales muertos. Las reservas de carbono orgánico promedio fueron de 35 MgC.ha⁻¹ con un intervalo de 11,3 a 59,8 MgC.ha⁻¹.

Hien y col. (2018), en manglares del norte de Vietnam, reportaron una densidad aparente promedio de 1,12 (g/cm³), la cual presentó un aumento con la profundidad, donde los intervalos inferiores de profundidad se componían principalmente de arenas. Por otro lado, el contenido de carbono disminuyó de 2% a 30 cm de profundidad a 0,6% a 100 cm, el almacenamiento de carbono en el suelo presento una disminución con la profundidad y fue de 146,8 MgC.ha⁻¹.

Los manglares pueden desarrollarse en diferentes ambientes geomorfológicos y bajo diferentes regímenes hidrológicos, los cuales afectan de diferentes formas su desarrollo y estructura, creando así una alta variabilidad ecológica dentro de estos bosques. Todos ellos poseen una gran capacidad de almacenamiento de carbono en suelo, y debido a estas condiciones, al degradarse los ecosistemas de manglar, se pierde esta capacidad y el carbono almacenado es liberado de nuevo a la atmosfera.

En Venezuela existen pocos estudios relacionados con el almacenamiento de carbono en suelos de manglar, lo cual es un

problema considerando la velocidad a la cual están siendo afectados y su importancia como ecosistemas que almacenan carbono, tomando esto en cuenta y con la finalidad de establecer información de referencia sobre almacenamiento de carbono a diferentes profundidades del suelo se realizó el siguiente trabajo, cuyos objetivos se presentan a continuación.

3. Objetivos

3.1. Objetivo general

Estimar el contenido de carbono total en suelos de bosque de manglar dominado por *Avicennia germinans*.

3.2. Objetivos específicos

Cuantificar la densidad aparente a diferentes profundidades a lo largo del perfil del suelo.

Cuantificar el contenido de materia orgánica del suelo mediante el método de pérdida por ignición del suelo.

Estimar el contenido de carbono del suelo empleando los diferentes índices que relacionan la materia orgánica estimada mediante pérdida por ignición y el contenido de carbono.

Estimar la cantidad de carbono orgánico almacenado en un volumen de suelo.

4. Materiales y métodos

4.1. Área de estudio

Laguna La Reina está localizada en la costa central de Venezuela, entre las poblaciones de Higuerote y Carenero, entre los $10^{\circ} 29'$ y $10^{\circ} 37'$ latitud norte y $66^{\circ} 06'$ y $66^{\circ} 10'$ longitud oeste (Fig. 1). Tiene forma alargada con una longitud de 9,5 Km en dirección norte-sur, y una anchura que varía de 2,0 Km en el área principal a 100 m en los canales (Ramírez, 1996). Esta laguna posee la figura jurídica de protección Monumento Natural Municipal según el decreto N° 008-09.

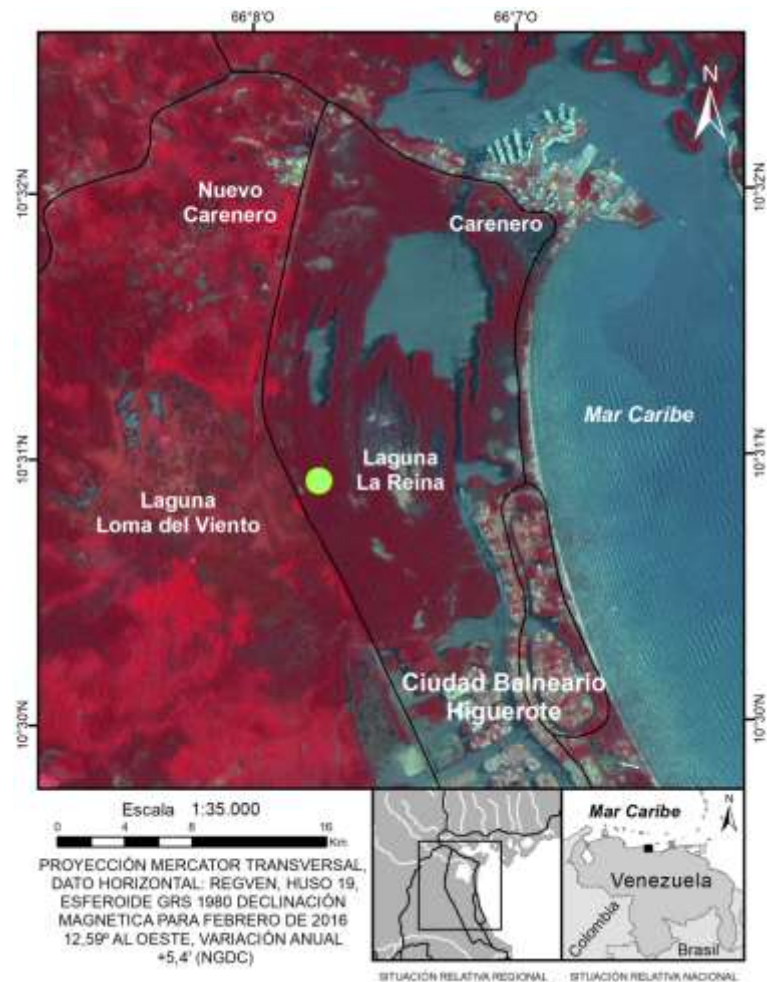


Figura 1. Ubicación nacional, regional y local del área de estudio, Imagen del satélite Miranda (VSRR-1) 2017 (Elaborado por Barreto-Pittol, E. 2018).

Posee salida al mar a través de una boca, cuya área es inferior a 50 m². La renovación del agua en la laguna ocurre exclusivamente por el canal principal y su movimiento es consecuencia directa del ritmo y corrientes de la marea (Villalba, 1988). En la desembocadura de la laguna se observa una marea mixta, con un intervalo de variación en el nivel de agua de 0,23 m (Ramírez, 1996).

La temperatura del agua de la laguna varía entre 28,48 - 30,34 °C, esto produce una alta tasa de evaporación y como consecuencia un aumento en la concentración de sales disueltas ([Ramírez, 1996](#)), dando como resultado salinidades entre 34,6 y 35,75 ‰ ([Comandancia General de la Marina, 1983](#)).

La zona donde está localizada laguna La Reina, pertenece al tipo pluviométrico del Litoral de Barlovento, corresponde a la franja litoral y prelitoral de la llanura de Barlovento y presenta entre 600 a 2000 mm de precipitación promedio anual. La distribución y montos anuales de precipitación dan lugar a tres sub-tipos: Carenero (entre 600 y 1350 mm al año), Machurucuto (de 875 a 1.115 mm) y San José de Barlovento (oscila entre los 1.350 a 2.000 mm) ([Landaeta, 2016](#)). Laguna La Reina está ubicada en el sub-tipo Carenero (tres máximas de precipitación al año), con influencia por escorrentía superficial del subtipo San José de Barlovento (dos máximas de precipitación al año).

La región donde está localizada laguna La Reina está calificada como área de alta precipitación, con una estación lluviosa bien marcada junio - diciembre y una estación seca marcada, con la menor precipitación entre febrero y marzo. La evaporación anual es superior a los 1100 mm ([Ramírez, 1996](#)). Según datos de precipitación tomados por el Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología ([INAMEH](#)) entre los años 1950-1999, esta región presenta una

precipitación promedio anual de 1246,6 mm, con el mínimo de precipitaciones durante el mes de marzo y el máximo en el mes de noviembre (Fig. 2).

Además de la precipitación, laguna La Reina recibe aportes de agua dulce por escorrentía superficial de la planicie cenagosa adyacente, donde está localizada la laguna de agua dulce Loma del Viento, que a su vez recibe por escorrentía superficial el agua proveniente de las zonas topográficamente más elevadas ([Sebastiani y col. 1991](#)). La laguna Loma del Viento está separada de laguna La Reina por una carretera de tierra (división artificial), aportando agua hacia esta última a través de surcos que atraviesan la carretera producto de la erosión. En cuanto al movimiento de agua a nivel sub-superficial entre las lagunas y el mar no hay estudios relacionados con el tema. Una esquematización de los intercambios o movimientos de agua se representa en la Figura 3.

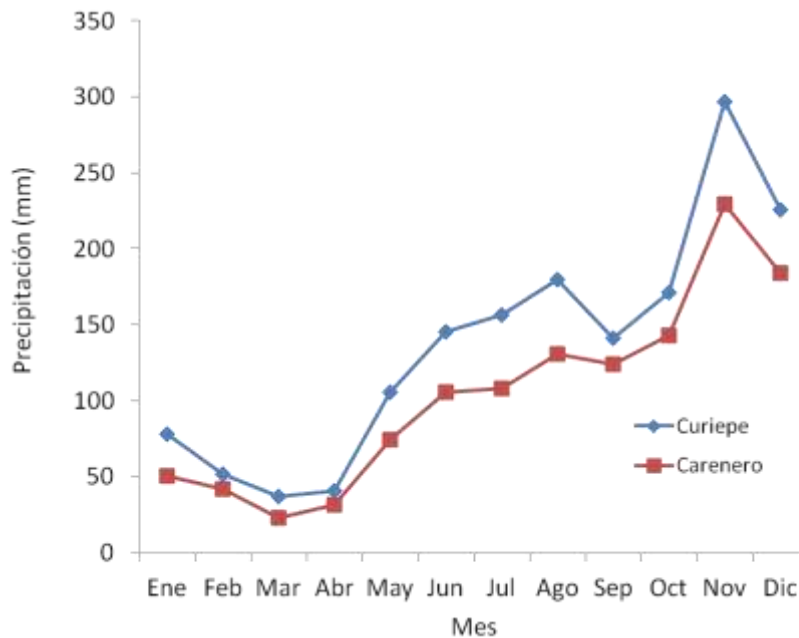


Figura 2. Distribución mensual de la precipitación anual para las estaciones climáticas de Carenero ubicada al norte y Curiepe, ubicada al oeste del área de estudio (Prom. anual 1247mm y 1630mm, respectivamente), medidas tomadas por el INAMEH de 1950-1999).

La vegetación del área de estudio son principalmente manglares, distinguiéndose bosques dominados por *Avicennia germinans*, zonas con una composición mixta entre *A. germinans* y *Rhizophora mangle*, *A. germinans* y *Laguncularia racemosa*, y parches de bosque donde se encuentran estas tres especies de mangle, en algunas ocasiones acompañados con *Acrostichum aureum* (Barreto y col. 2001). En estas unidades de vegetación también se encontraron zonas arenosas desprovistas de vegetación (salinas) y zonas arenosas con vegetación halófila como *Sesuvium portulacastrum* y *Batis marítima*.

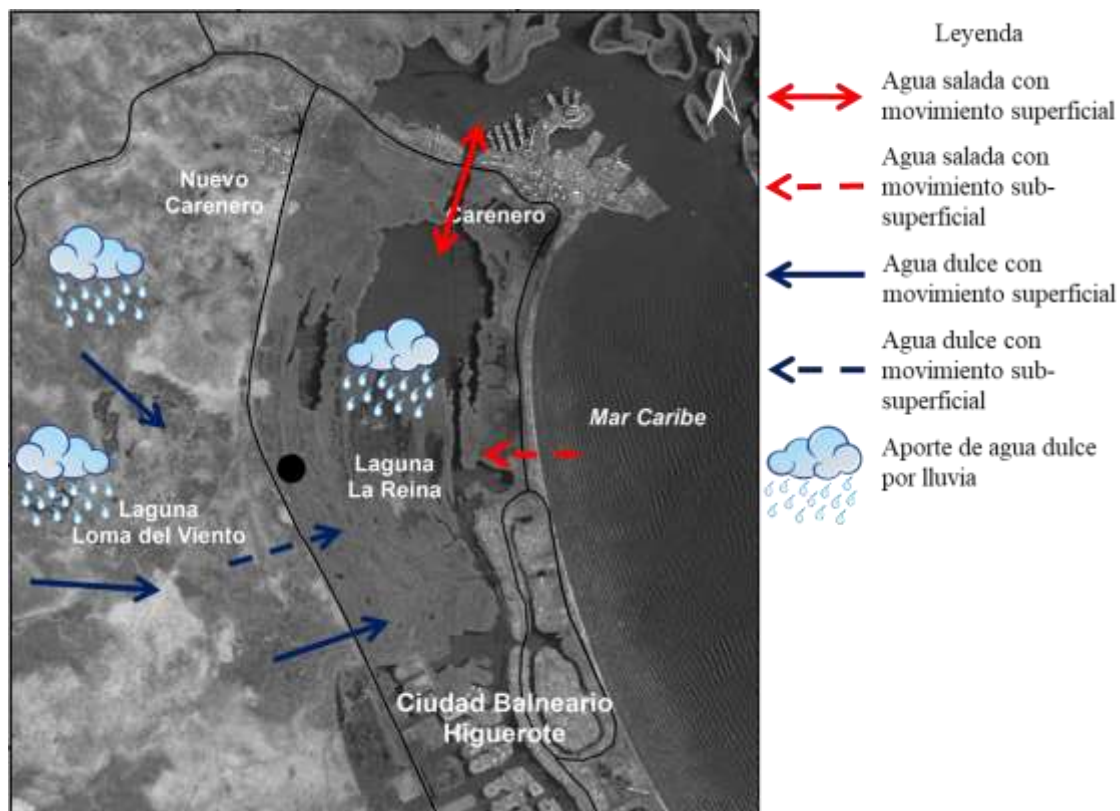


Figura 3. Aportes de agua dulce y salada en laguna La Reina. Imagen satélite Miranda (VSRR-1) 2017 (modificada de Barreto-Pittol, E. 2018).

4.2. Estudios de campo

El muestreo fue realizado en la parte continental de laguna La Reina, en bosques de manglar dominados por *A. germinans*, adyacentes a la carretera que separa laguna La Reina de la laguna Loma del Viento (Fig. 1). Fueron seleccionados tres rodales mediante la interpretación y análisis de fotos aéreas e imágenes satelitales, localizados en campo con un receptor de posicionamiento global (GPS). Según la clasificación jerárquica propuesta por [Twilley y Rivera-Monroy \(2005\)](#), los manglares muestreados se clasifican geomorfológicamente como tipo estuarino-lagunar y ecológicamente como tipo cubeta.

La salida de campo se llevó a cabo en julio de 2016, realizando dos transectos lineales separados entre sí una distancia de 60 m en cada uno de los rodales seleccionados. En los rodales 1 y 3 (R1 y R3) cada transecto fue de 80 m de largo, mientras que en el rodal 2 (R2) los transectos fueron de 170 m, atribuyendo esta diferencia a la extensión de cada rodal (Fig. 4).

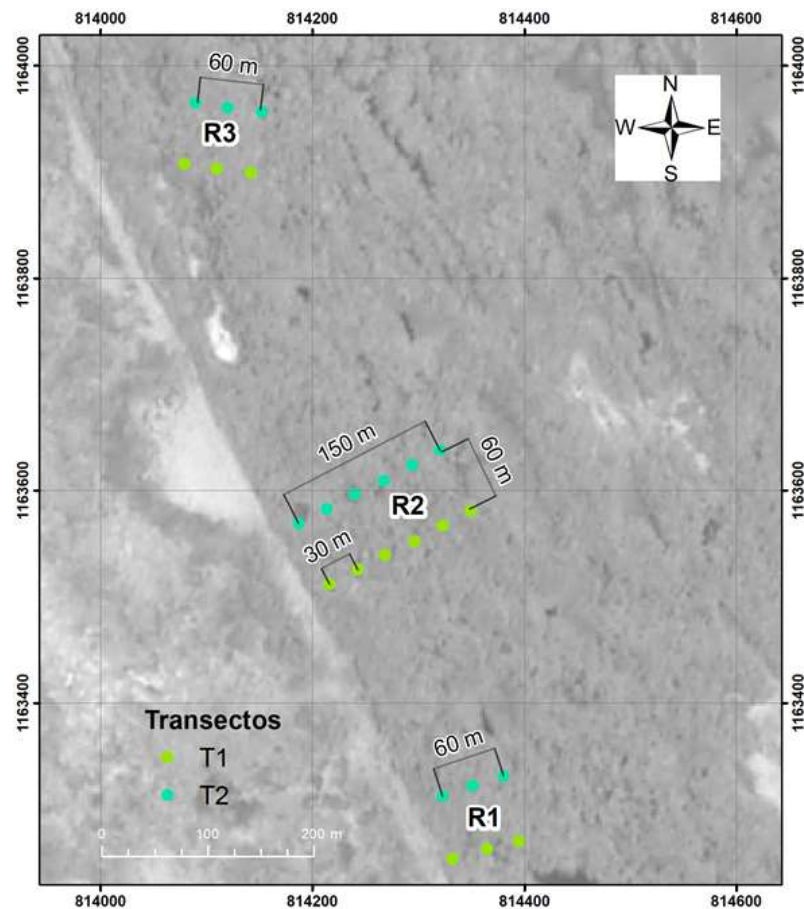


Figura 4. Disposición de los rodales en el área de estudio. Imagen satélite Miranda (VSRR-1) 2017 (Elaborado por Barreto-Pittol, E. 2018).

Para caracterizar los rodales [Donato y Kauffman \(2011\)](#), proponen que el muestreo debe realizarse a lo largo del rodal, por tanto, se colocaron de forma sistemática parcelas de 20 m x 20 m a lo largo de cada rodal, separadas entre sí 10 m y en el centro de cada parcela fueron colectadas las muestras (Fig. 5). Por cada parcela se tomaron muestras simples de agua intersticial a 10, 20, 40 y 80 cm de profundidad y un núcleo del perfil de suelo, tomando un (1) por parcela. De forma aleatoria se tomó un (1) triplicado por rodal.

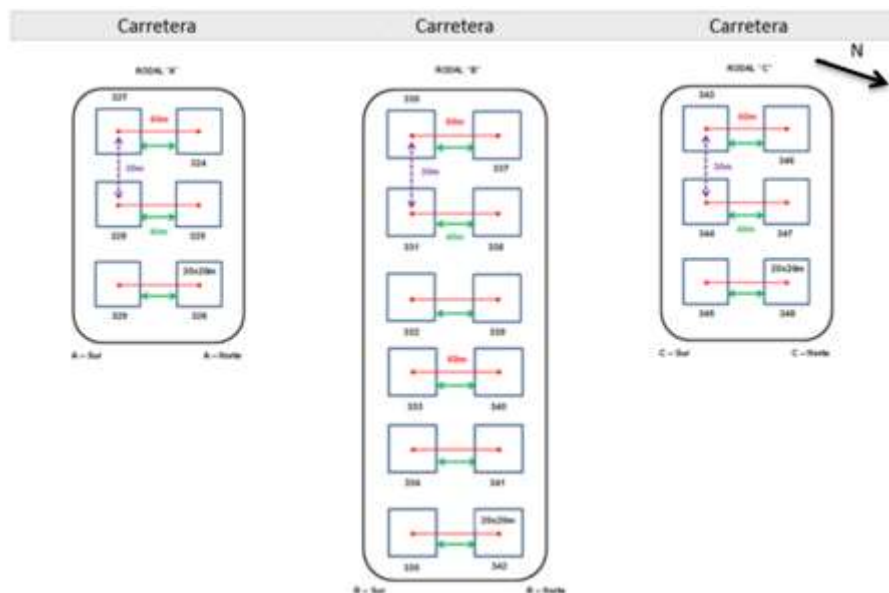


Figura 5. Esquema del muestreo realizado para cada rodal, mostrando la disposición y distancias entre las parcelas y la posición de las parcelas dentro de cada rodal.

4.2.1. Núcleo

Los núcleos fueron recolectados utilizando tubos de PVC de 5,1 cm de diámetro y de 1,5 m de longitud, introducidos en suelo no

perturbado mediante el método de golpeteo, el cual no induce deformación en la muestra (Kauffman y Donato 2011). Después de introducir la totalidad del tubo, este fue extraído de forma vertical, sellando los extremos para evitar pérdida de muestra y fueron trasladados hasta el laboratorio manteniéndolos en posición vertical.

4.2.2. Agua intersticial

El agua intersticial fue colectada utilizando un dispositivo que posee múltiples perforaciones en su parte inferior, por las cuales entra el agua producto de la succión hecha con una jeringa. El dispositivo está marcado a diferentes intervalos para la toma de muestras a profundidad. El agua intersticial sube por el dispositivo efecto presión negativa ejercida por la jeringa y la muestra es almacenada en envases plásticos de 25 mL, previamente lavados y curados, evitando dejar burbujas de aire al cerrarlos.

4.3. Procesamiento de las muestras

4.3.1. Agua intersticial

Colectadas las muestras de agua intersticial se dejaron reposar durante 2 horas, para realizar las mediciones de salinidad y pH en campo. La salinidad fue medida utilizando un refractómetro óptico marca Atago ACT-S/Mill-E, con un intervalo de medición de 0 a 100 ‰, realizando correcciones por temperatura, la curva de calibración

del instrumento y diluciones 1:1 con agua deionizada, para los valores que excedían el rango de medición óptimo del instrumento. El pH de las muestras fue medido utilizando un pHmetro marca Hanna modelo HI991300, calibrado con soluciones amortiguadoras certificadas de pH 4, 7 y 10.

4.3.2. Núcleos

Después de trasladar los núcleos al laboratorio, el exceso de agua fue drenado realizando una perforación sobre el tope de la sección del suelo y se cortaron longitudinalmente con una sierra. Fue medida la longitud máxima de cada núcleo colectado, realizado un registro fotográfico y descripción detallada del mismo.

Los núcleos fueron segmentados en secciones de 10 cm y almacenados en bolsas plásticas herméticas pesadas e identificadas. Si la sección final de cada núcleo tenía una longitud mayor a 5 cm se consideró como una muestra aparte; si la sección era menor de 5 cm esta fue incluida en la sección previa y considerada una sola muestra. Las muestras se pesaron, registrando el peso húmedo y posteriormente se colocaron una estufa de ventilación forzada a 40 °C hasta alcanzar peso constante.

La densidad aparente (DA) de cada sección fue calculada mediante la relación del peso seco de la muestra y el volumen ocupado (ecuación 1). Para la determinación de cada volumen se

utilizó el diámetro interno del tubo de PVC con el que fue colectada la muestra y la longitud de cada sección.

$$(1) \quad DA\left(\frac{g}{cm^3}\right) = \frac{\text{Masa seca de la muestra (g)}}{\text{Volumen del cilindro}(cm^3)}$$

Al alcanzar peso constante y calcular la DA, las muestras fueron disgregadas manualmente, separando una porción mediante el método de cuarteo (Crosby y Patel, 1995), para la determinación de la textura. La modificación del método consiste en colocar la muestra sobre una superficie plana en un plástico para mezclar y homogeneizar, separando en cuartos, y tomando dos que se encuentren diametralmente opuestos, para almacenar y con el suelo restante en el plástico repetir el proceso. El proceso se repitió tres veces, obteniendo una porción representativa de la muestra para la determinación de la textura del suelo. La muestra restante fue pulverizada utilizando un Mini-mil, marca Thomas[®] Willey[®] mini- mill, modelo n° 3383L10 y almacenada en una bolsa plástica hermética.

4.3.3. Determinación de pH y salinidad

El pH y la salinidad del suelo fueron determinados en una mezcla de 3 g de muestra seca pulverizada y 15 mL de agua deionizada (relación 1:5 masa: volumen). La mezcla se agitó con un

equipo mecánico marca YANKEE ROTATOR a 60 rpm durante 5 minutos, dejando reposar por 14 horas, midiendo los parámetros en el líquido sobrenadante. Para la determinación salinidad se utilizó un refractómetro óptico marca Atago ACT-S/Mill-E, con un intervalo de medición de 0 a 100 ‰, realizando correcciones por temperatura, la curva de calibración del instrumento y diluciones 1:1 con agua deionizada, y el pH con un equipo portátil marca Thermo Scientific Orion 3-Star™, calibrado con soluciones amortiguadoras certificadas de pH 4, 7 y 10.

4.3.4. Determinación de la textura de las muestras.

La determinación de la textura se realizó mediante el método de tamizado en húmedo modificado de Burt (2004), utilizando la porción de muestra obtenida en el proceso de cuarteo. La modificación consiste en pesar 2,5 g de muestra seca, agregar 10 mL de agua destilada y 1 mL de pirofosfato de sodio decahidratado ($\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) al 0,05 N; colocar en ultrasonido durante 60 minutos para separar la mayor cantidad de agregados formados por las partículas.

La muestra es pasada por una batería de tamices de 2 mm, 63 μm y 45 μm ; agregando abundante agua destilada. El tamiz de 2 mm permite separar las partículas tamaño grava, el de 63 μm retiene las arenas, el tamiz de 45 μm retiene los limos y deja pasar las

partículas tamaño arcillas. Las diferentes fracciones obtenidas se colocaron en vasos de precipitado, dentro de una estufa a 40 °C hasta sequedad total y peso constante. El porcentaje de limos es obtenido por diferencia de arenas y arcillas contra el peso inicial. Para los cálculos anteriores utilizamos las ecuaciones 2, 3 y 4. El peso de las gravas es restado del peso seco de la muestra.

$$(2) \%_{\text{Arena}} = \frac{\text{Peso seco de las arenas (g)}}{\text{Peso seco de la muestra (g)}} \times 100$$

$$(3) \%_{\text{Arcilla}} = \frac{\text{Peso seco de arcillas (g)}}{\text{Peso seco de la muestra (g)}} \times 100$$

$$(4) \%_{\text{Limo}} = 100 - (\%_{\text{Arena}} + \%_{\text{Arcilla}})$$

4.3.5. Humedad, materia orgánica y carbonatos

El porcentaje de humedad (%H), materia orgánica (%MO) y carbonatos; se calculó utilizando una modificación del protocolo de pérdida por ignición (LOI, por sus siglas en inglés) utilizado por [Heiri y col. \(2001\)](#). Se pesó 1 g de suelo seco en crisoles de porcelana, previamente lavados con ácido clorhídrico (HCl) al 10% por 24 horas, con agua destilada y secados en estufa a 110 °C durante 24 horas hasta alcanzar peso constante.

Las muestras se introdujeron en un horno de mufla a 105 °C por 24 horas, luego se colocaron en un desecador hasta alcanzar temperatura ambiente, pesando las muestras en una balanza analítica de 0,0001 g de precisión, calculando la pérdida de humedad por diferencia de peso (ecuación 5).

$$(5) \% Humedad_{105\text{ }^{\circ}\text{C}} = \frac{Peso_{inicial} - Peso_{105\text{ }^{\circ}\text{C}}}{Peso_{inicial}} * 100$$

El %MO se determinó colocando las muestras en un horno de mufla a 550 °C durante 2,5 horas. Después las muestras son colocadas en un desecador hasta alcanzar temperatura ambiente, se pesan y se determina por diferencia de peso (ecuación 6) para obtener el %MO.

$$(6) \%MO_{550\text{ }^{\circ}\text{C}} = \frac{Peso_{105\text{ }^{\circ}\text{C}} - Peso_{550\text{ }^{\circ}\text{C}}}{Peso_{105\text{ }^{\circ}\text{C}}} * 100$$

Según Rosenmeier y Abbott (2005), para llevar el %MO a porcentaje de carbono orgánico (%CO), es necesario multiplicar el %MO por un factor que relacione la materia orgánica con su contenido de carbono orgánico, puesto que la materia orgánica sedimentaria contiene entre 40-60% de carbono orgánico. Según la

ecuación 7, para obtener el factor se consideró un compuesto orgánico simple y se relacionó con su contenido de carbono:

$$(7) \text{ Factor} = \frac{\text{Peso molecular } C_n}{\text{Peso molecular } (CH_2O)_n} = \frac{12,011}{30,026} = 0,40002$$

Es importante destacar que para la determinación del %MO no se utilizó el método de [Walkely-Black \(1934\)](#), porque no es eficiente en este tipo de suelos. El método consiste en oxidar la materia orgánica del suelo mediante la reacción con dicromato de potasio ($K_2Cr_2O_2$) y ácido sulfúrico concentrado (H_2SO_4). Los suelos analizados poseen una salinidad promedio de 47 ‰, el exceso de iones cloruro (Cl^-) interfiere con el análisis pues forma cloruro de cromilo (CrO_2Cl_2), consumiendo iones dicromato que conduce a una sobreestimación del %CO, debido a que lo que se cuantifica en el método es el consumo de iones dicromato para la oxidación de la materia orgánica. Sumado a esto las muestras poseen hierro, por lo cual habría que agregar ácido fosfórico (H_3PO_4) para evitar la interferencia de hierro férrico (Fe^{3+}). Además este método conduce a una oxidación incompleta de la materia orgánica, cuantificando solamente entre el 60-86 % del carbono orgánico en la muestra. Esta oxidación incompleta puede corregirse calentando la mezcla a 150 °C

durante 30 minutos, sin embargo el dicromato ácido se descompone a temperaturas por encima de 150 °C ([Schumacher, 2002](#)).

Para la determinación del porcentaje de carbonatos ($\%CO_3^{2-}$) y carbono inorgánico ($\%CI$), las muestras luego de haber ido incineradas a 550 °C, fueron sometidas a una temperatura de 950 °C durante un tiempo de 2,5 horas en un horno de mufla, colocadas en un desecador hasta alcanzar temperatura ambiente y se determinó la pérdida de masa (ecuación 8).

$$(8) (\%CO_2)_{950\text{ }^\circ C} = \frac{Peso_{550\text{ }^\circ C} - Peso_{950\text{ }^\circ C}}{Peso_{550\text{ }^\circ C}} * 100$$

Para la obtención del $\%CO_3^{2-}$ y el $\%CI$, se utilizó la relación entre la masa molecular de CO_3^{2-} y la masa atómica del carbono respectivamente y se relacionó con la masa molecular del CO_2 , derivando dos factores, para el CO_3^{2-} el factor fue 1,36 y para el CI fue 0,273 ([Heiri y col., 2001](#)). El porcentaje de cada uno se obtuvo multiplicando el factor correspondiente con él $\%CO_2$ obtenido mediante la ecuación 8.

También se utilizó el método del Calcímetro de Bernard modificado de Hesse (1971), para la determinación de carbonato de calcio. Donde se hace reaccionar 0,2 g de muestra con HCl al 50% en un matraz Erlenmeyer cerrado y conectado a una bureta con solución

sobresaturada de NaCl. La reacción entre el ácido y el carbonato de calcio en la muestra producirá CO₂ gaseoso que desplazará un volumen en la bureta, utilizando la siguiente ecuación para el cálculo:

$$(9) \%CaCO_3 = \frac{0,2 g \times V}{\text{Peso de la muestra (g)} \times U} \times 100$$

Dónde: V= volumen desplazado por la muestra.

U= volumen desplazado por el patrón de CaCO₃

4.3.6. Concentración (%) de carbono orgánico (CO)

Para la determinación del contenido de CO se utilizó la materia orgánica determinada por el método LOI, transformándola a CO mediante una ecuación $CT(\%) = 0,5731 \times LO(\%) - 2,1134$, obtenida de Barreto (comunicación personal el 29 de enero del 2018), esta ecuación presenta un $R^2 = 0,9812$.

4.3.7. Densidad y almacenamiento de carbono

La densidad de carbono fue calculada mediante la multiplicación de la DA y el CO (%) para cada uno de los intervalos de profundidad de los tres rodales; mientras que el almacenamiento

de carbono se calculó mediante la multiplicación de la densidad de carbono con la profundidad de cada uno de los intervalos de profundidad correspondientes, y el almacenamiento total de cada rodal fue calculado sumando el obtenido para cada intervalo de profundidad.

4.4. Análisis estadístico

Las muestras fueron promediadas por rodal. Se probó la normalidad y homogeneidad de varianza para todas las variables. Para las pruebas de comparación de medias se utilizaron todas los núcleos de los rodales uno y tres pero solo se utilizaron los seis núcleos centrales del rodal dos debidos a que los extremos presentaban características contrastantes por efecto de borde con las zonas aledañas, además para estas pruebas solo se consideraron los intervalos de profundidad hasta los 60 cm., se utilizó la prueba no paramétrica de Welch debido a que la mayoría de las variables no presentaban normalidad ni homogeneidad de varianza. Las correlaciones fueron determinadas utilizando los valores de todas las profundidades y utilizando el estadístico tau de Kendall. La diferencia entre los valores promedios de las variables dependientes para cada factor fue establecida por la prueba de comparación múltiple de Games-Howell. Todos los análisis estadísticos se realizaron con Statistical Package for the Social Sciences ([SPSS, 2013](#)) versión 20.

5. Resultados

5.1. Salinidad y pH del agua intersticial

La salinidad del agua intersticial medida en los tres rodales para las cuatro profundidades (10, 20, 40 y 80 cm) osciló entre 1 y 90 ‰. La salinidad promedio del agua intersticial (Tabla 1), varió significativamente entre los rodales y con la profundidad, pero la interacción entre estos dos factores no fue estadísticamente significativa (Tabla 2).

Los valores de salinidad intersticial aumentan con la profundidad y presentan el mismo patrón de variación a lo largo del perfil para los tres rodales, pero la magnitud de los valores difiere entre ellos, con salinidades que aumentan desde el rodal uno al tres (Fig. 6). La salinidad intersticial en R1 y R3 son diferentes entre sí ($p = 0,02$), pero R2 no difiere de los anteriores ($p > 0,05$).

Tabla 1. Salinidad y pH intersticial y del suelo. Se presenta el promedio (Prom) \pm el error estándar (EE) por rodal a los diferentes intervalos de profundidad en el perfil del suelo.

Rodal	Profundidad (cm)	Agua intersticial						Suelo							
		N	pH			Salinidad (‰)			N	pH			Salinidad (‰)		
			Prom	\pm	EE	Prom	\pm	EE		Prom	\pm	EE	Prom	\pm	EE
1	0 - 10							6	5,63	\pm	0,08	5	\pm	1	
	10 - 20	6	6,67	\pm	0,22	4	\pm	2	6	6,17	\pm	0,21	11	\pm	3
	20 - 30	6	6,65	\pm	0,13	17	\pm	7	6	6,72	\pm	0,25	11	\pm	3
	30 - 40							6	7,21	\pm	0,19	8	\pm	1	
	40 - 50	6	6,51	\pm	0,07	52	\pm	7	6	7,83	\pm	0,10	8	\pm	0
	50 - 60							5	8,06	\pm	0,04	7	\pm	0	
	70 - 80	6	6,61	\pm	2,91	77	\pm	3							
2	0 - 10							6	5,27	\pm	0,22	10	\pm	2	
	10 - 20	6	6,20	\pm	0,15	14	\pm	3	6	5,74	\pm	0,10	9	\pm	1
	20 - 30	6	5,87	\pm	0,11	44	\pm	4	6	5,74	\pm	0,33	9	\pm	1
	30 - 40							6	7,04	\pm	0,45	10	\pm	1	
	40 - 50	6	6,05	\pm	0,14	64	\pm	4	6	7,75	\pm	0,19	9	\pm	1
	50 - 60							6	8,00	\pm	0,05	9	\pm	0	
	70 - 80	6	6,47	\pm	1,71	83	\pm	2							
3	0 - 10							6	5,45	\pm	0,17	16	\pm	3	
	10 - 20	6	6,43	\pm	0,18	25	\pm	4	6	5,99	\pm	0,17	16	\pm	3
	20 - 30	6	6,13	\pm	0,12	62	\pm	5	6	6,14	\pm	0,19	18	\pm	4
	30 - 40							6	6,95	\pm	0,28	12	\pm	1	
	40 - 50	6	6,25	\pm	0,08	78	\pm	6	6	7,40	\pm	0,27	8	\pm	0
	50 - 60							6	8,14	\pm	0,05	9	\pm	0	
	70 - 80	6	6,42	\pm	3,52	84	\pm	4							

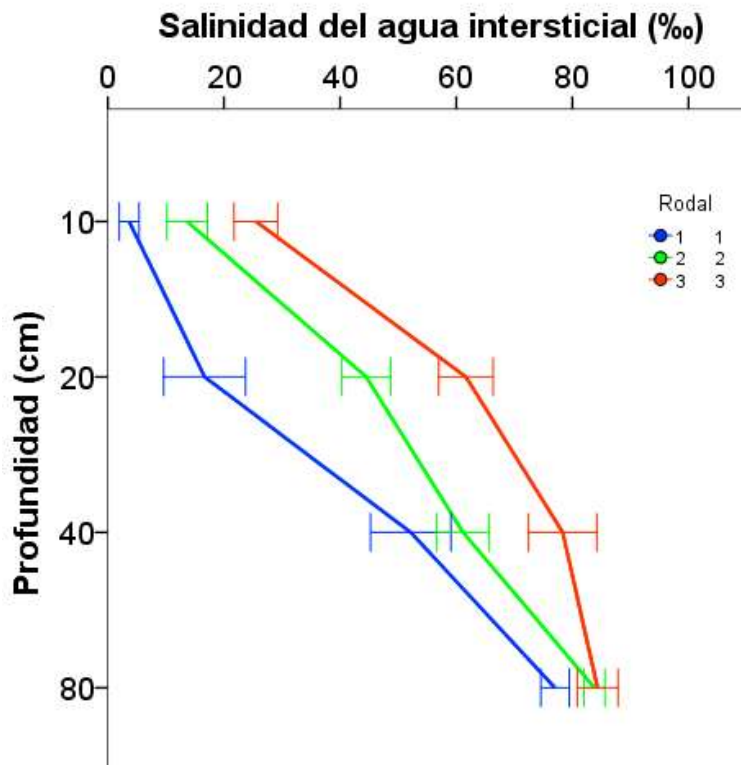


Figura 6. Distribución vertical de la salinidad del agua intersticial promedio para los tres rodales estudiados a las profundidades muestreadas, las barras representan el error estándar.

El pH del agua intersticial varió entre 5,5 y 7 (Tabla1). El pH promedio, difiere de forma significativa entre los rodales, pero no con la profundidad (Tabla 2). En la figura 7 se observa que el pH intersticial para el rodal uno es mayor que para el tres y el dos respectivamente. R2 y R3 presentan la misma tendencia, disminuyendo a 25 cm y luego aumentando, mientras que R1 aumenta a esta profundidad para luego disminuir. El pH intersticial de R1 difiere de R2 y R3 ($p= 0,001$ y $p= 0,016$), pero R2 y R3 no difieren entre sí ($p> 0,05$).

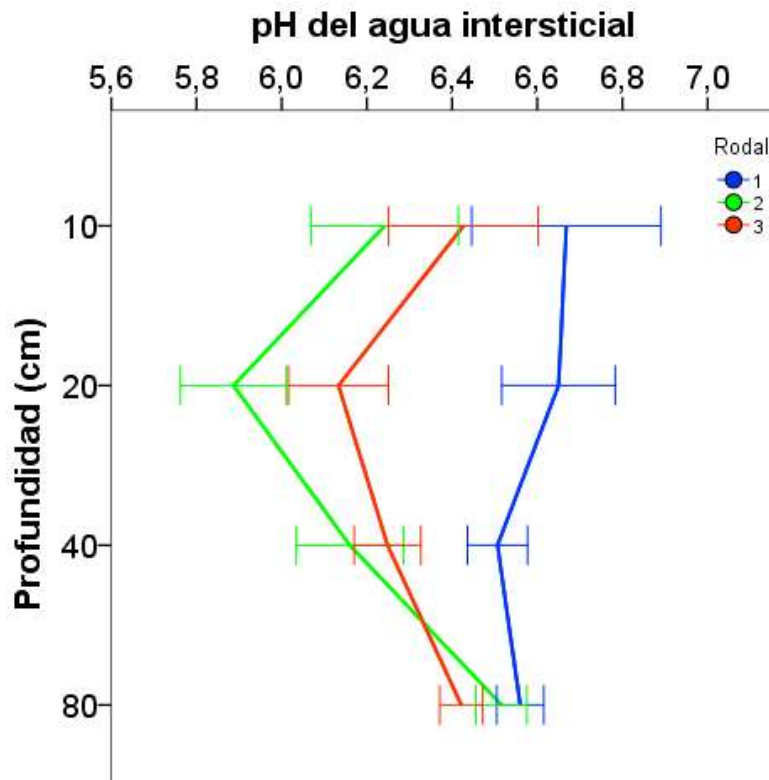


Figura 7. Distribución vertical del pH el agua intersticial promedio para los tres rodales estudiados a las profundidades muestreadas, las barras representan el error estándar.

5.2. Salinidad y pH del suelo

La salinidad del suelo en los tres rodales varió desde 2 a 35 ‰. En la figura 8 se representan los perfiles de salinidad del suelo para los tres rodales, en ella se aprecia que la salinidad del suelo en los primeros 30 cm de profundidad difiere ampliamente entre los rodales, fue menor en R1 e incremento hacia R3. Estas diferencias disminuyen al aumentar la profundidad, de igual forma el error estándar de la

media disminuye con la profundidad, indicando que las variaciones entre medias son menores.

Observamos diferencias significativas entre los rodales y la profundidad, así como con la interacción entre ambos factores (Tabla 2). La salinidad del suelo R1 y R2 no difiere ($p > 0,05$), pero R3 es diferente a R1 y R2 ($p = 0,002$ y $p = 0,003$), por otra parte a profundidades mayores a 40 cm los rodales no presentan diferencias significativas entre ellos ($p > 0,05$).

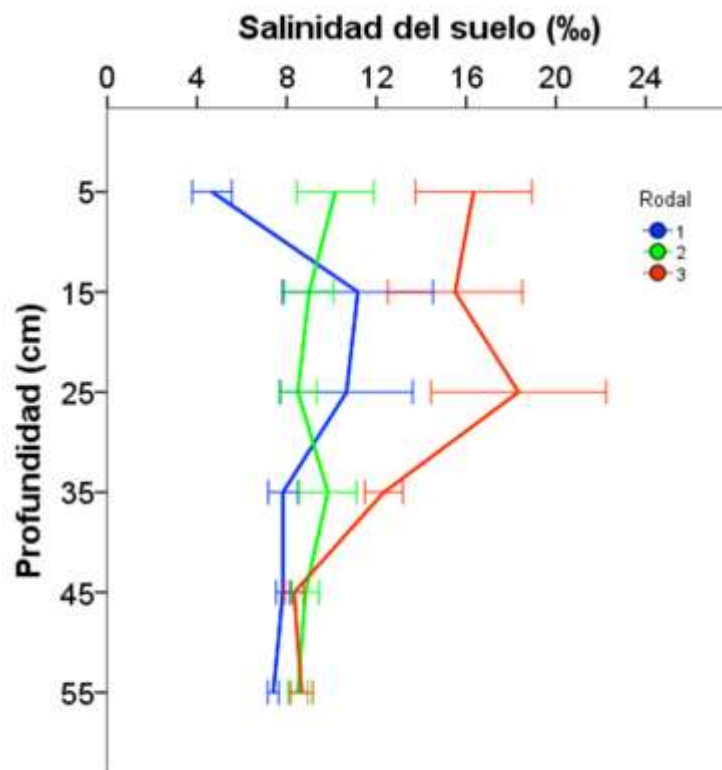


Figura 8. Distribución vertical de la salinidad del suelo promedio para los tres rodales estudiados, la profundidad se muestra como el promedio del intervalo de profundidad y las barras representan el error estándar.

El pH del suelo varió desde 4,4 a 8,3. El pH promedio del suelo (Tabla 1) mostró una tendencia de disminución desde el rodal uno al tres, aunque estas diferencias no fueron significativas (Tabla 2), sin embargo, se observó un incremento con la profundidad del suelo (Fig. 9). El pH del suelo presenta diferencias significativas entre los distintos intervalos de profundidad ($p < 0,05$), con la excepción del intervalo 10–20 cm y 20–30 cm ($p = 0,856$), y 30–40 cm con 40–50 cm ($p = 0,90$).

Tabla 2. Resultado de las pruebas estadísticas de ANOVA para las variables fisicoquímicas. Se presenta la prueba no paramétrica de Welch´s para ANOVA de un factor y el ANOVA de dos factores, con sus estadísticos (F), grados de libertad (gl) y la significancia (p) de cada prueba para los factores rodal, profundidad y la interacción entre ambos.

Variable	Factor	ANOVA de Welch´s			ANOVA de 2 factores		
		F	p	gl	F	P	gl
Salinidad del agua intersticial	Rodales	6,7	0,004	2	29,9	<0,001	2
	Profundidad	55,2	<0,001	5	80,3	<0,001	2
	Interacción				1,8	0,154	4
pH del agua intersticial	Rodales	11,6	<0,001	2	12,5	<0,001	2
	Profundidad	1,1	0,353	5	1,9	0,165	2
	Interacción				0,5	0,743	4
Salinidad del suelo	Rodales	7,2	0,002	2	12,2	<0,001	2
	Profundidad	3,3	0,013	5	2,7	0,024	5
	Interacción				2,1	0,035	10
pH del suelo	Rodales	0,8	0,434	2	4,1	0,019	2
	Profundidad	201,3	<0,001	5	67,5	<0,001	5
	Interacción				0,9	0,568	10
DA (g/cm ³)	Rodales	0,4	0,691	2	1,6	0,200	2
	Profundidad	145,9	<0,001	5	63	<0,001	5
	Interacción				0,5	0,859	10
Materia orgánica (%)	Rodales	0,5	0,599	2	1,8	0,174	2
	Profundidad	24,2	<0,001	5	35,8	<0,001	5
	Interacción				1,1	0,384	10
Carbono inorgánico (%)	Rodales	3,3	0,041	2	4,4	0,015	2
	Profundidad	2,3	0,063	5	1,4	0,223	5
	Interacción				1,3	0,238	10
Humedad del suelo (%)	Rodales	0,6	0,544	2	2,4	0,095	2
	Profundidad	97,2	<0,001	5	56	<0,001	5
	Interacción				0,7	0,739	10

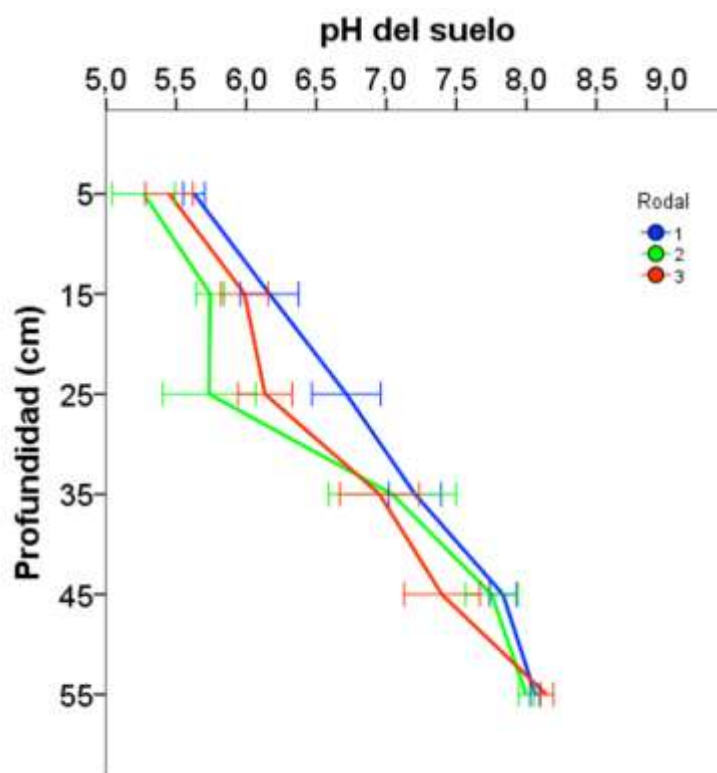


Figura 9. Distribución vertical del pH del suelo promedio, la profundidad se muestra como el promedio del intervalo de profundidad y las barras representan el error estándar.

5.3. Humedad del suelo, densidad aparente y contenido de carbono en el suelo

La humedad del suelo, presentó valores entre 24 y 84%, sin diferencias significativas entre los rodales pero si con la profundidad (Tabla 2). La humedad promedio del suelo (Tabla 3), Disminuye de forma progresiva con la profundidad hasta el intervalo de 30-40 cm, luego de este las diferencias son menores (Fig. 10).

Los intervalos de profundidad donde la humedad del suelo no difieren son 10–20 cm con el 20–30 cm ($p= 0,165$), 30–40 cm con

40–50 cm y 50–60 cm ($p= 0,237$ y $p= 0,210$) y por ultimo 40–50 cm con 50–60 cm ($p= 1$).

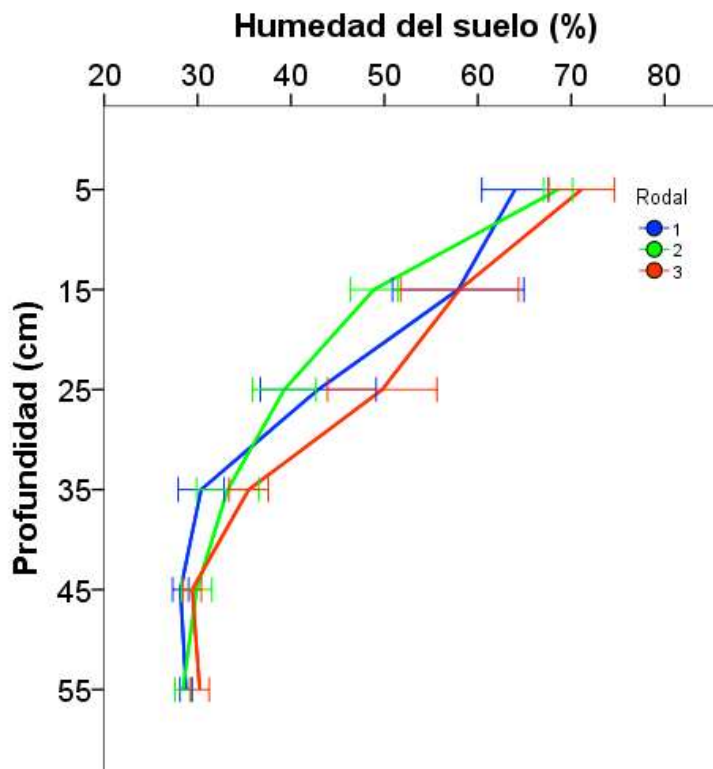


Figura 10. Distribución vertical la humedad del suelo. La profundidad se muestra como el promedio del intervalo de profundidad y las barras representan el error estándar.

La DA varió de 0,14 a 1,42 g/cm³. No difiere entre los rodales pero si entre los intervalos de profundidad (Tabla 2); La DA (Tabla 3), aumenta de forma progresiva con la profundidad del perfil, hasta los 40 cm (Fig. 11). Los intervalos de profundidad que no difieren entre sí son el de 10–20 cm con el 20–30 cm ($p= 0,081$) y después de 30 cm de profundidad ($p> 0,05$).

Tabla 3. Promedio por rodal del % humedad del suelo, densidad aparente (DA), % de materia orgánica (MO) y % de carbono inorgánico (CI). Se presenta el promedio (Prom) ± el error estándar (EE), el mínimo (Mín) y el máximo (Máx) a los diferentes intervalos de profundidad en el perfil de suelo.

Rodal	Profundidad (cm)	N	Humedad del suelo (%)				DA (g/cm ³)				MO (%)				CI (%)			
			Prom	± EE	Mín	Máx	Media	± EE	Mín	Máx	Media	± EE	Mín	Máx	Media	± EE	Mín	Máx
1	0 - 10	6	63,99	± 3,57	52,64	77,39	0,36	± 0,05	0,18	0,53	19,67	± 2,74	10,88	30,33	0,65	± 0,07	0,34	0,83
	10 - 20	6	57,91	± 7,03	34,36	84,13	0,52	± 0,12	0,14	1,01	14,56	± 3,48	4,73	29,07	0,92	± 0,21	0,41	1,59
	20 - 30	6	42,92	± 6,19	31,87	72,39	0,84	± 0,12	0,30	1,10	9,85	± 1,87	6,75	18,83	0,90	± 0,17	0,43	1,57
	30 - 40	6	30,38	± 2,45	25,98	42,17	1,18	± 0,08	0,87	1,34	6,18	± 0,66	4,75	9,23	0,70	± 0,11	0,43	1,18
	40 - 50	6	28,19	± 0,86	25,15	30,31	1,26	± 0,05	1,06	1,40	5,51	± 0,31	4,29	6,33	0,69	± 0,04	0,56	0,83
	50 - 60	5	28,77	± 0,66	26,51	30,26	1,21	± 0,07	0,98	1,36	5,76	± 0,31	4,58	6,24	0,91	± 0,13	0,68	1,38
2	0 - 10	6	68,62	± 1,54	63,00	74,03	0,28	± 0,02	0,20	0,36	24,60	± 1,56	19,01	29,45	0,82	± 0,12	0,65	1,41
	10 - 20	6	48,88	± 2,54	40,75	58,26	0,66	± 0,06	0,44	0,87	10,28	± 0,63	7,98	12,79	0,77	± 0,09	0,55	1,18
	20 - 30	6	39,29	± 3,39	29,33	50,60	0,91	± 0,10	0,59	1,27	7,95	± 0,66	6,01	9,99	0,70	± 0,06	0,56	0,88
	30 - 40	6	33,23	± 3,34	26,99	46,24	1,08	± 0,09	0,76	1,28	7,82	± 1,05	4,59	11,22	0,89	± 0,13	0,60	1,47
	40 - 50	6	29,90	± 1,63	27,13	37,87	1,19	± 0,05	0,99	1,35	7,18	± 0,39	5,98	8,71	0,86	± 0,09	0,54	1,22
	50 - 60	6	28,43	± 0,84	24,44	30,43	1,25	± 0,06	0,99	1,41	6,82	± 0,27	6,01	7,83	1,12	± 0,12	0,79	1,44
3	0 - 10	6	71,10	± 3,53	59,12	80,21	0,29	± 0,05	0,17	0,45	24,62	± 4,06	13,80	39,70	1,17	± 0,19	0,59	1,72
	10 - 20	6	58,05	± 6,31	34,14	78,16	0,53	± 0,12	0,19	1,04	15,99	± 3,44	7,59	28,14	1,21	± 0,24	0,48	2,11
	20 - 30	6	49,77	± 5,86	32,16	73,06	0,71	± 0,12	0,25	1,09	12,86	± 2,24	8,17	22,08	1,24	± 0,27	0,56	2,38
	30 - 40	6	35,47	± 2,09	27,94	44,01	1,01	± 0,08	0,79	1,30	7,80	± 0,58	5,68	9,46	0,89	± 0,07	0,72	1,18
	40 - 50	6	29,43	± 0,98	25,61	32,81	1,22	± 0,06	1,00	1,42	5,52	± 0,38	4,02	6,74	0,68	± 0,15	0,00	1,03
	50 - 60	6	30,24	± 1,02	28,29	34,99	1,18	± 0,05	0,96	1,31	6,61	± 0,35	5,13	7,74	1,03	± 0,08	0,82	1,40

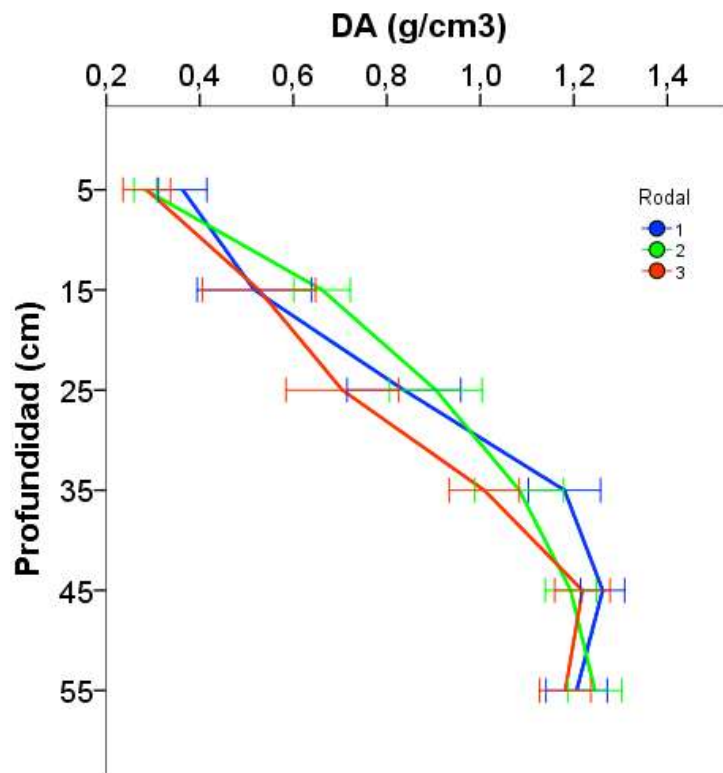


Figura 11. Distribución vertical de la DA promedio. La profundidad se muestra como el promedio del intervalo de profundidad y las barras representan el error estándar.

La materia orgánica varía desde 4 a 40%. Fue significativamente más alta en las muestras superficiales (0-10 cm) de los tres rodales, con un valor promedio de 23%. Disminuye significativamente con la profundidad (Tabla 2, Fig. 12). Los intervalos de profundidad que no difieren en el contenido de MO son: 10–20 cm con 20–30 cm, 20–30 cm y 30–40 cm, 30–40 cm con 40–50 cm y 50–60 cm; y por último 40–50 cm con 50–60 cm ($p > 0,05$).

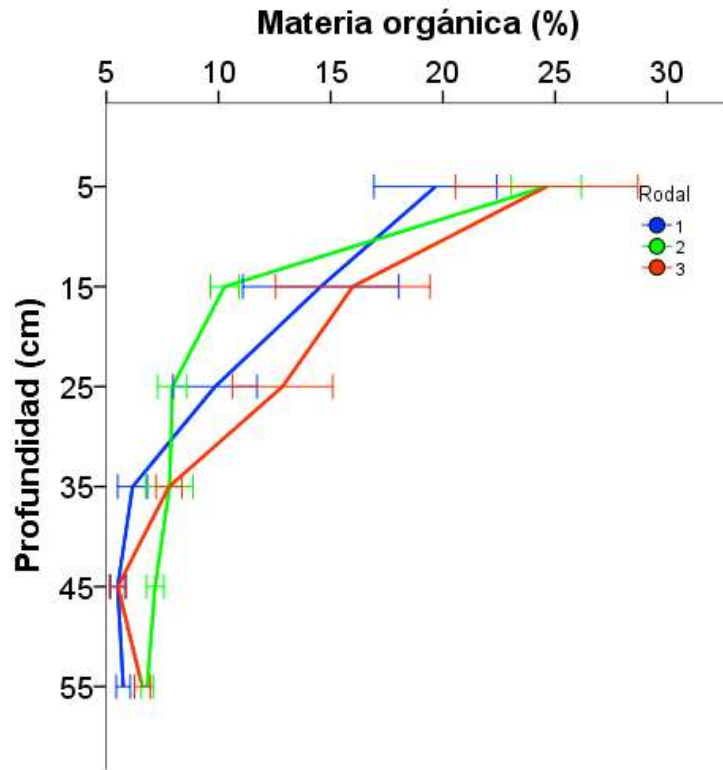


Figura 12. Distribución vertical del porcentaje de materia orgánica promedio. La profundidad se muestra como el promedio del intervalo de profundidad y las barras representan el error estándar.

El carbono inorgánico a lo largo del perfil del suelo de los tres rodales varía de 2 a 12%. El CI promedio (Tabla 3), fue mayor en el rodal tres y disminuye hacia el rodal uno, este último presenta los menores valores, y difiere del rodal tres ($p= 0,013$) (Fig. 13).

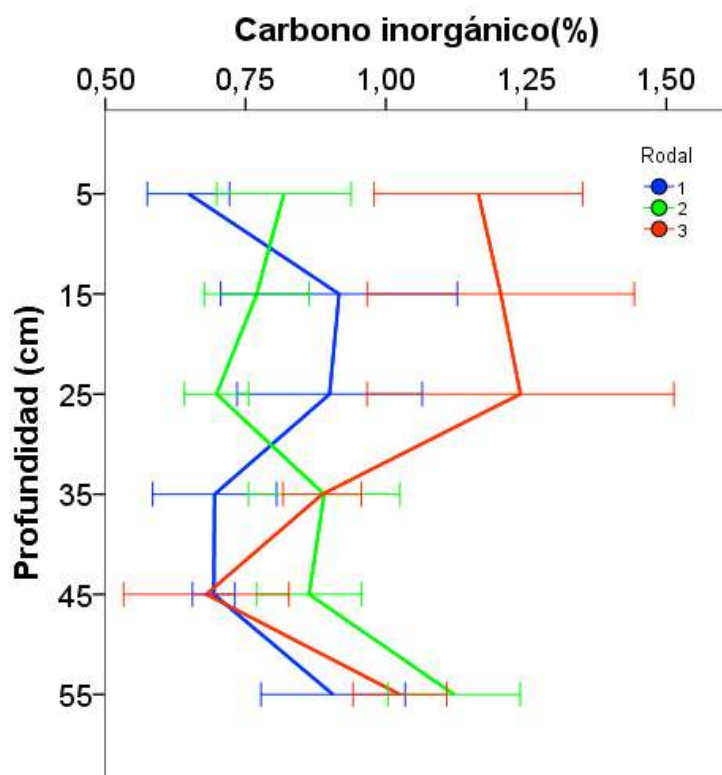


Figura 13. Distribución vertical del porcentaje de carbono inorgánico promedio para los tres rodales estudiados, la profundidad se muestra como el promedio del intervalo de profundidad y las barras representan el error estándar.

5.4. Textura del suelo

Los perfiles de suelo evaluados son predominantemente arcillosos (Fig. 14). A partir del intervalo de profundidad 20-30 cm aumenta el contenido de la fracción tamaño arcilla, alcanzando un máximo en el intervalo 30-40 cm, mientras que el porcentaje de partículas tamaño arena es mayor en los primeros intervalos de profundidad, los limos varían poco a lo largo del perfil de suelo estudiado.

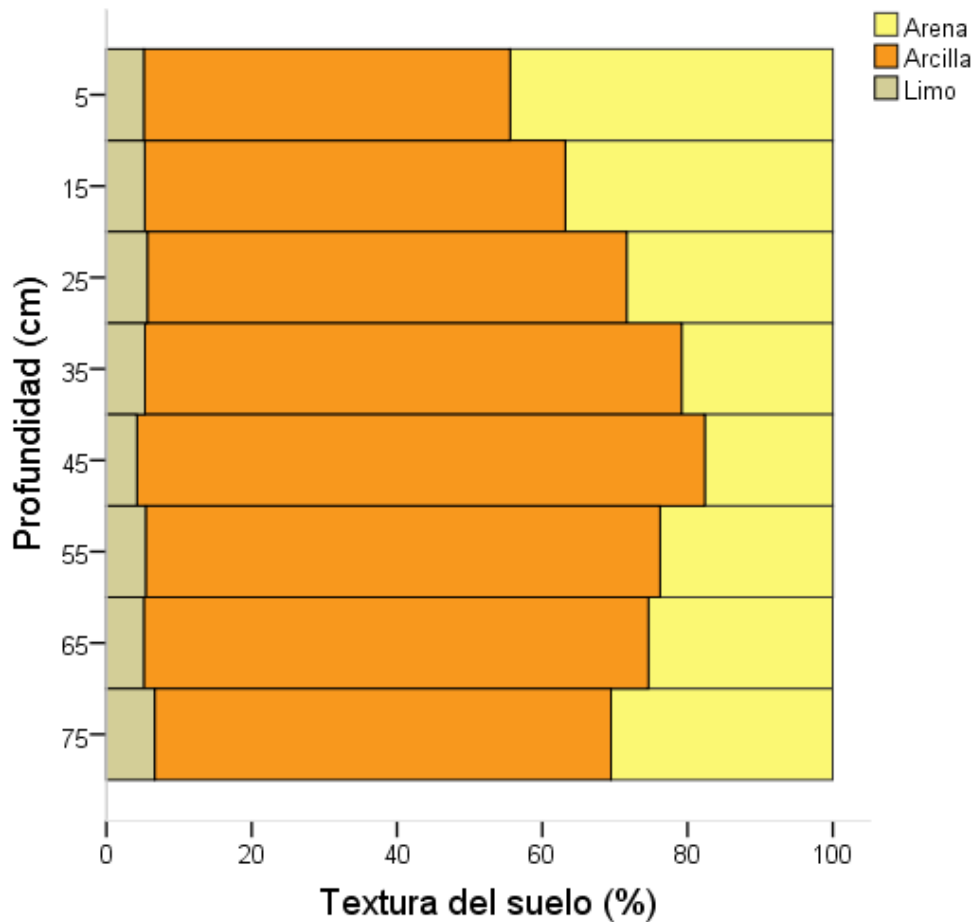


Figura 14. Distribución vertical de la textura del suelo promedio de los tres rodales, la profundidad se muestra como el promedio del intervalo de profundidad.

5.5. Correlaciones entre las variables del suelo

En la Tabla 4 se pueden apreciar las interacciones entre las variables estudiadas, las cuales presentan una correlación significativa entre las variables humedad del suelo, DA y MO; también se puede apreciar una alta correlación de la MO con el pH, y la salinidad del suelo, entre estas destaca la correlación significativa negativa entre la MO y DA.

Tabla 4. Correlaciones entre las variables utilizando el coeficiente Rho de Spearman. Se muestra el coeficiente de correlación (CC) y la significancia de la correlación (Sig.)

		pH	Salinidad (‰)	DA (g/cm ³)	MO (%)	CI (%)	Humedad del suelo (%)	pH intersticial	Salinidad intersticial (‰)
pH	CC	1	-0,3	0,716	-0,659	0,491	-0,719	0,239	0,581
	Sig.		<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	0,033	<0,001
Salinidad (‰)	CC		1	-0,334	0,428	0,219	0,354	-0,12	-0,116
	Sig.			<0,001	<0,001	0,004	<0,001	0,291	0,305
DA (g/cm ³)	CC			1	-0,849	0,166	-0,952	-0,093	0,714
	Sig.				<0,001	0,028	<0,001	0,41	<0,001
MO (%)	CC				1	-0,152	0,879	-0,019	-0,617
	Sig.					0,044	<0,001	0,87	<0,001
CI (%)	CC					1	-0,16	0,275	0,176
	Sig.						0,034	0,013	0,117
Humedad del suelo (%)	CC						1	0,06	-0,703
	Sig.							0,597	<0,001
pH intersticial	CC							1	-0,252
	Sig.								0,024
Salinidad intersticial (‰)	CC								1
	Sig.								

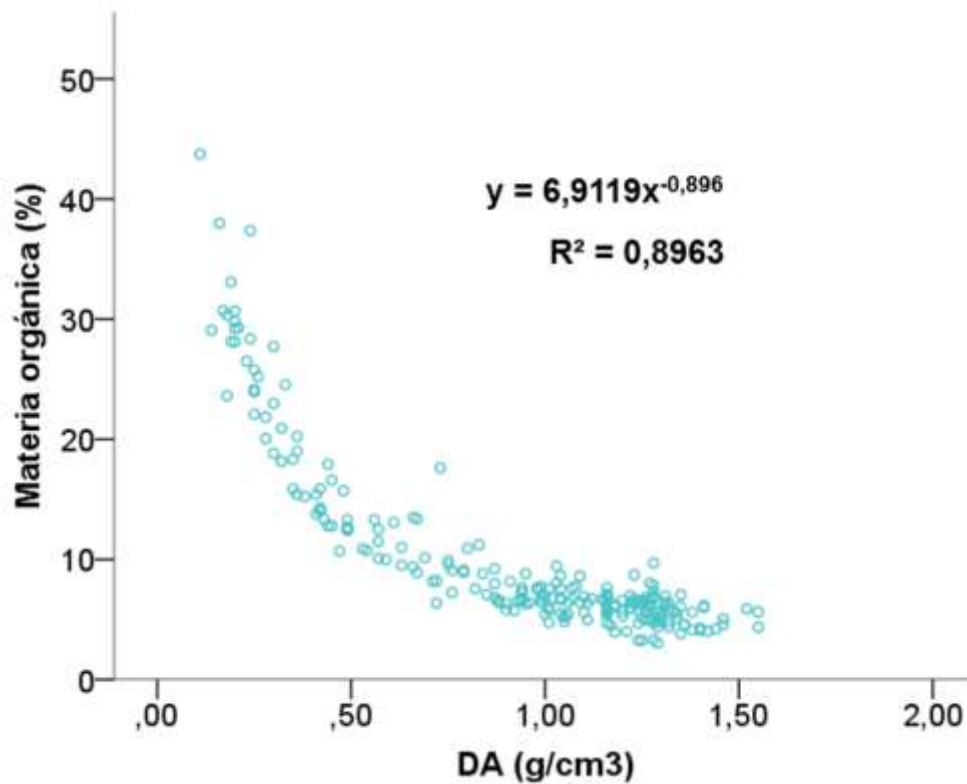


Figura 15. Relación entre la DA (g/cm^3) y la MO (%), de las muestras de los 18 núcleos extraídos a lo largo de los rodales.

En la figura 15, se presenta la relación inversamente exponencial entre la DA y la MO. Las más altas densidades, asociadas generalmente a intervalos mayores de profundidad, muestran menor contenido de materia orgánica.

5.6. Carbono orgánico, densidad y almacenamiento de carbono

En la Tabla 5 se presentan las estimaciones porcentuales de carbono orgánico (CO), densidad de carbono y el almacenamiento total de carbono. La densidad de carbono presenta un valor mínimo de 2,7 y un máximo de 44 MgC/ha. El almacenamiento de carbono difiere entre rodales ($F(2)=6,4$; $p<0,01$), y entre los intervalos de profundidad ($F(5)=10,6$; $p<0,001$), la interacción entre estos dos factores difiere significativamente entre los rodales ($F(10)= 2$; $p=0,045$), R1 es diferente a R2 y R3 ($p<0,01$). R1 difiere de R2 ($p<0,05$) mientras que R3 no difiere de R1 y R2 ($p>0,05$).

Tabla 5. Calculo del porcentaje de carbono orgánico (CO), mediante el índice que relacionan la MO determinada por LOI y el carbono orgánico (%) determinado mediante analizador elemental. Densidad de carbono, producto del CO (%) por la DA (g/cm³). Se muestra el promedio (Prom) ± el error estándar (EE), el valor mínimo (Mín) y el máximo (Máx) a los diferentes intervalos de profundidad en el perfil de suelo.

Rodal	Profundidad (cm)	N	Carbono Orgánico Total (%)					Densidad de Carbono (mgC cm ⁻³)				
			Prom	±	EE	Mín	Máx	Prom	±	EE	Mín	Máx
1	0 - 10	6	8,45	±	1,45	4,02	14,20	27,09	±	1,62	21,09	33,28
	10 - 20	6	5,21	±	1,67	0,92	12,11	17,67	±	2,36	9,28	25,66
	20 - 30	6	2,56	±	0,80	1,00	6,30	16,67	±	1,85	11,02	22,33
	30 - 40	6	0,90	±	0,36	0,26	2,63	9,40	±	2,86	3,40	22,81
	40 - 50	6	0,33	±	0,09	0,08	0,66	4,06	±	1,11	1,06	8,10
	50 - 60	5	0,43	±	0,08	0,25	0,71	5,22	±	1,14	3,32	9,64
2	0 - 10	6	10,86	±	1,23	6,46	15,76	29,49	±	2,02	23,40	37,98
	10 - 20	6	2,99	±	0,31	1,86	4,14	18,95	±	1,21	15,55	23,51
	20 - 30	6	1,51	±	0,32	0,47	2,62	12,12	±	1,61	5,94	16,84
	30 - 40	6	1,40	±	0,45	0,31	3,12	13,38	±	3,36	3,46	26,04
	40 - 50	6	0,84	±	0,13	0,45	1,33	9,90	±	1,46	5,65	14,14
	50 - 60	6	0,79	±	0,10	0,37	1,05	9,72	±	1,24	4,89	13,46
3	0 - 10	6	11,22	±	1,98	5,69	18,15	27,62	±	1,99	19,91	31,63
	10 - 20	6	5,98	±	1,78	1,43	12,56	22,05	±	2,93	14,86	34,60
	20 - 30	6	3,99	±	1,06	1,68	8,46	21,87	±	1,89	18,09	28,18
	30 - 40	6	1,72	±	0,21	0,93	2,46	16,90	±	1,90	12,16	25,41
	40 - 50	6	0,41	±	0,13	0,09	0,79	4,72	±	1,30	1,13	8,57
	50 - 60	6	0,59	±	0,11	0,18	1,01	6,70	±	1,10	2,17	9,68

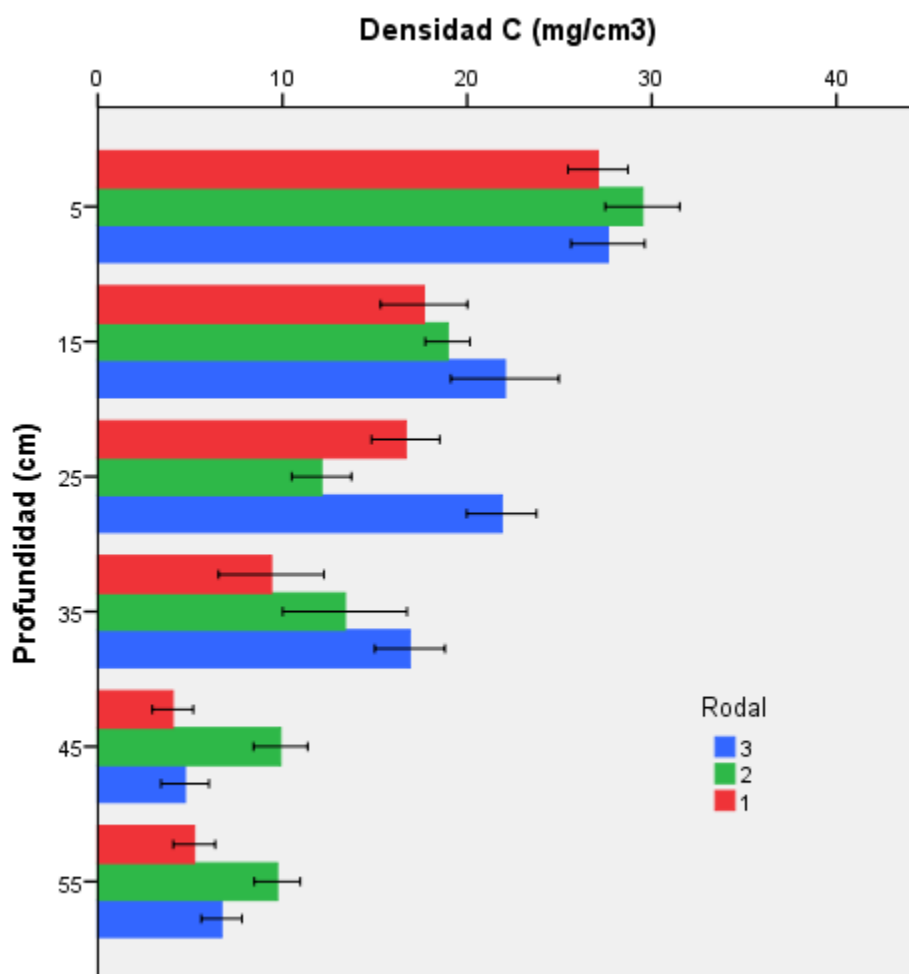


Figura 16. Densidad de carbono (mgC/cm^3) para los tres rodales en cada una de los intervalos de profundidad estudiados. La profundidad se muestra como la media del intervalo de profundidad y las barras representan el error estándar.

El almacenamiento total de carbono, el cual es la suma del almacenamiento de todos los intervalos de profundidad, para el rodal uno es de 80,10 MgC/ha, en el rodal dos 93,56 MgC/ha y en el rodal tres 99,86 MgC/ha.

6. Discusión

6.1. Salinidad y pH del agua intersticial

La salinidad del agua intersticial aumenta desde el R1 al R3. La cercanía de la laguna Loma del Viento, localizada al oeste de los rodales seleccionados y adyacente al sitio de muestreo, separada por una carretera de tierra que actúa como un dique, pueden explicar los valores de salinidad medidos. Los flujos de agua dulce provenientes de la laguna Loma del Viento, que son canalizados a través de surcos que atraviesan la carretera producto de la erosión, poseen mayores dimensiones (ancho y profundidad) hacia el sector sur del sitio de muestreo donde está el R1. Esta mayor aporte de agua dulce puede explicar el patrón de salinidad intersticial observado.

La laguna Loma del Viento, actúa como zona amortiguadora, de reserva y almacenaje de agua, y tiene un papel importante durante la época de sequía o años secos. En la época de sequía fueron medidos valores de salinidad intersticial (muestreo preliminar realizado en junio y noviembre de 2014) hasta tres veces al reportado en este trabajo en los tres rodales. Por otro lado, la localización del R3 más cerca de la boca de la laguna, puede tener mayor influencia por agua de inundación de la marea.

Los resultados concuerdan con los reportados por [Vovides y col. \(2014\)](#), en manglares dominados por *A. germinans* en laguna La

Mancha, costa atlántica de México, donde la salinidad intersticial varía significativamente al aumentar la distancia de la costa, desde la parte terrestre del humedal con mayor influencia de agua dulce. En la laguna de Celestum (Yucatán, México), la salinidad intersticial medida mensualmente durante un año en bosques mixtos de *R. mangle*, *L. racemosa* y *A. germinans* fue significativamente más alta en las zonas internas de la laguna con mayor influencia de flujos de agua dulce y menor de la marea ([Adame y col. 2014](#)).

La salinidad intersticial aumenta significativamente con la profundidad. Una posible explicación a este comportamiento, es que la salinidad del agua intersticial la cual es significativamente más alta durante la época de sequía, debido a procesos de evapotranspiración, y disminución de los flujos de agua dulce, producen un incremento en la concentración de las sales disueltas en las capas superficiales del suelo. La mayor densidad del agua más salina, por gravedad y corrientes convectivas migra verticalmente hacia una mayor profundidad ([Gilman y Bear 1996](#); [Marchan y col. 2004](#); [Lambs y col. 2008](#)). La dilución de las sales en superficie durante la estación húmeda ([Lambs y col. 2008](#)), acentúan las diferencia entre las concentraciones salinas a profundidad y en las capas superficiales.

En bosques maduros dominados por *A. germinans* en la Guyana Francesa la salinidad aumentó desde 20 ‰ en la parte superior a más

de 50 ‰ a 40 cm de profundidad (Marchand y col. 2004). Los valores de salinidad intersticial en superficie reportados por Marchand y col. (2004) son similares a los determinados en el presente estudio; siendo mayores los obtenidos en Laguna La Reina a 40 cm de profundidad, esto podría indicar una más alta concentración de sales durante la época de sequía a mayor profundidad, ya que los dos sistemas difieren en cuanto a las entradas de agua dulce por lluvias y flujos superficiales, y por otro lado la influencia del Amazonas en la costa de Guyana puede bajar la salinidad del agua marina. En la reserva de biosfera de Sian Ka'an, Yucatán, la salinidad intersticial a 30 cm en un bosque dominado por *A. germinans* enano fue 57,2 ‰ (Adame y col. 2013), valor similar al promedio entre 20 y 40 cm de los tres rodales. La salinidad intersticial en los primeros 20 cm del suelo fue menor para los *A. germinans* del Golfete de Cuare y el Parque Nacional Morrocoy (estado Falcón), cuyas salinidades promedios varían entre 47 y 58 ‰ (Barreto y col. 2016) Estas diferencias pueden atribuirse a una mayor entrada de agua dulce en los sitios muestreados de la Laguna La Reina, en comparación al Golfete de Cuare y Parque Nacional Morrocoy.

Lo anteriormente expuesto indica que el gradiente de salinidad observado con la profundidad, posiblemente está relacionado con las características climáticas (régimen pluviométrico, evapotranspiración y evaporación), geomorfología del sistema, el nivel de inundación y

entradas de agua dulce superficiales y sub-superficiales. Hay que destacar que entre las profundidades 40-50 cm, existe una capa con un gran contenido de partículas finas (tamaño limo y arcilla), que podría actuar como una capa impermeable que no permite la infiltración del agua en el suelo y el lavado de las sales.

El pH intersticial fue menor en el R1 y aumento hacia el R3, lo que indica una tendencia a aumentar conforme existe mayor influencia de inundación por agua de mar y menor del agua dulce. El pH intersticial también aumentó con la profundidad, posiblemente debido a las mejores condiciones de oxigenación en los primeros intervalos de profundidad por la presencia de las raíces, las cuales oxigenan el medio circundante lo que puede causar la oxidación de la materia orgánica produciendo CO_2 el cual puede originar H_2CO_3 provocando un disminución en el pH del agua intersticial ([Castro-Rodrigues y col. 2018](#)). En los intervalos más profundos se notó la presencia de restos calcáreos en los sedimentos, que al disolverse en el agua liberan CO_3^{2-} los cuales mediante el equilibrio de carbonatos puede regular el cambio de pH.

Otro factor asociado a menores pH es el contenido de MO en las capas superficiales, la cual posee grupos funcionales ácidos, además al descomponerse, mediante el proceso de humificación se generan grupos funcionales ácidos (ácidos húmicos y fúlvicos), los cuales ocasionan una disminución del pH. [Otero y col. \(2006\)](#),

reportaron en un bosque dominado por *A. germinans* en la laguna de Cananeia, en la costa sur de Brasil, que el pH intersticial disminuye desde el mar hacia las zonas interiores, de 7,0 a 5,1; intervalo dentro del cual se encuentran los valores medidos en laguna La Reina.

6.2. Salinidad y pH del suelo

La salinidad del suelo fue más alta en las primeras secciones del perfil de suelo, en parte por la acumulación de sales producto de la exclusión de estas por las raíces de *Avicennia*, que es el género que tolera las más altas concentraciones de sales en el medio de crecimiento ([Passioura y col. 1992](#); [Popp, 1995](#); [Suarez y col. 1998](#)). La materia orgánica en superficie interacciona con los iones mayoritarios presentes en el agua salada que inunda el suelo, provocando que los iones se mantengan asociados al suelo en lugar de estar en suspensión, explicando la salinidad del suelo más alta en los primeros 30 cm del suelo ([Brady y Weil, 2010](#)). La disminución de la salinidad en las secciones más profundas del perfil de suelo, puede explicarse por el aumento de las arcillas a profundidad, las cuales presentan una menor afinidad por los iones Na^+ y Cl^- que tienden a solvatare, a pesar de ser iones mayoritarios en la aguas salinas, por lo que permanecen en forma iónica en el agua intersticial y no asociados a la matriz del suelo.

Joshi y Ghose (2003), estudiando un manglar oceánico observaron que la salinidad del suelo en los primeros 15 cm de profundidad varió entre 13 y 31 ‰, disminuyendo a medida que se alejaban de la costa. Un bosque oceánico es lavado frecuentemente por las mareas por lo que la salinidad es igual o inferior a la salinidad promedio del agua de mar; mientras que el bosque estudiado en el presente trabajo es de tipo cubeta, inundado solo por mareas altas, acumulando sales por evapotranspiración (Twilley y col. 1996).

El pH del suelo aumentó con la profundidad, lo cual podría estar asociado a los mayores porcentajes de materia orgánica en la superficie del suelo que disminuyen de igual forma con la profundidad. La materia orgánica sufre una descomposición progresiva por los procesos microbianos y la producción de biopolímeros de menor tamaño molecular (Lehmann y Kleber, 2014). El menor pH en superficie está asociado a los ácidos húmicos y fúlvicos productos de la descomposición de la MO. El aumento del pH con la profundidad, puede deberse a la presencia de conchas calcáreas y fragmentos degradados de estas que comienzan a aparecer al aumentar la profundidad del perfil, estas conchas, al entrar en contacto con el agua liberan carbonatos que pueden provocar un aumento en el pH del suelo mediante el equilibrio de los carbonatos.

Cerón-Breton y col. (2014), reportaron variaciones significativas del pH con la profundidad entre 5,65 y 8,43, sugiriendo que estos pH

alcalinos a profundidad indican la presencia de sales de carbonato solubles. Por otra parte [Joshi y Ghose \(2003\)](#), reportaron un pH promedio del suelo a 15 cm de profundidad de 7,53; el cual no varió significativamente con la distancia de la costa. Nuestros valores a profundidades similares son menores posiblemente debido a las diferencias en el porcentaje de materia orgánica y al origen de los sedimentos, pues el estudio de [Cerón-Breton y col. \(2014\)](#) fue realizado en una isla con influencia de inundación solo por mareas.

6.3. Densidad aparente del suelo

La DA varía según el estado de agregación del suelo y la proporción del volumen aparente ocupado por los espacios intersticiales ([Robinson, 1967](#)). La medición de la DA en el momento del muestreo mejora la detección de los cambios y conduce a resultados más precisos ([Schrumppf y col. 2011](#)).

La DA en los perfiles de suelo estudiados aumento con la profundidad en relación inversa al contenido de materia orgánica, dado que esta última es de baja densidad y lo fragmentos vegetales no descompuestos totalmente aumentan el espacio poroso del suelo ([Robinson, 1967](#)). Esta variación en el espacio poroso, puede evidenciarse con el cambio del porcentaje de agua en el suelo, que presenta un comportamiento similar a la MO con la profundidad,

debido a que al ser suelos inundados los espacios porosos están ocupados por agua.

La DA promedio en suelos de manglares oceánicos tipo cubeta dominados por *A. germinans*, fue de $0,26 \text{ g/cm}^3$ (Barreto y col. 2016). Los valores más altos cuantificados en este estudio para un intervalo de profundidad similar, puede explicarse por el aporte de sedimentos de tamaño fino en manglares estuarinos comparado con manglares oceánicos (Twilley y Rivera-Monroy, 2009).

Marchio y col. (2016), encontraron que la DA era mayor en los ambientes tipo cubeta en comparación con los de tipo franja. Los valores de DA en manglares de cubeta colonizados por *R. mangle* y *A. germinans* ($0,1$ a $1,5 \text{ g/cm}^3$) son comparables a los de la Laguna La Reina, y aumentan con la profundidad. En manglares tipo franja y ribereños la DA promedio varió entre $0,07$ a $0,20 \text{ g/cm}^3$, sin una tendencia notable a lo largo del perfil del suelo, estos bosques están dominados por *R. mangle* y se caracterizan por tener suelos muy orgánicos (Marchio y col. 2016).

Donato y col. (2011), en manglares de Indonesia reportaron que la DA no varió significativamente con la distancia del mar, pero si aumento con la profundidad, presentando valores entre $0,35$ y $0,55 \text{ g/cm}^3$, encontrando que no hay diferencia entre ecosistemas estuarinos y oceánicos. Passos y col. (2016), en la costa semiárida de Brasil reportó una DA promedio de $0,75 \text{ g/cm}^3$ en manglares

adyacentes a otros rodales muy deteriorados por deforestación y contaminados por efluentes domésticos. También los valores más altos de densidad aparente para una misma localidad y tipo hidrogeomórfico se ha relacionados con modificaciones y alteraciones en los flujos de agua y aportes de sedimentos que causan deterioro en las condiciones del manglar ([Barreto col. 2016](#); [Marchio y col. 2016](#); [Passos y col., 2016](#)).

6.4. Textura del suelo

El comportamiento de la mayoría de las propiedades físicas del suelo y muchas propiedades químicas están fuertemente influenciadas por las clases de distribución del tamaño de partículas presentes y su abundancia relativa ([Burt, 2004](#)).

Los perfiles evaluados presentaron textura predominantemente arcillosa y arcillosa arenosa en algunas muestras en superficie o a profundidad. Esta dominancia de partículas de tamaño arcilla pueden indicar un ambiente de depositación con baja energía y/o aportes de sedimentos finos desde la parte terrestre del manglar ([Tue y col. 2018](#)).

6.5. Materia orgánica del suelo

La materia orgánica (MO) del suelo es una compleja y variada mezcla de sustancias orgánicas, cuyo elemento en composición

mayoritaria es el carbono (Brady y Weil, 2010). Para la determinación de la MO en suelos de manglar es frecuentemente utilizado el protocolo de LOI a 550 °C (DeVecchia y col. 2014; Morris et al. 2016).

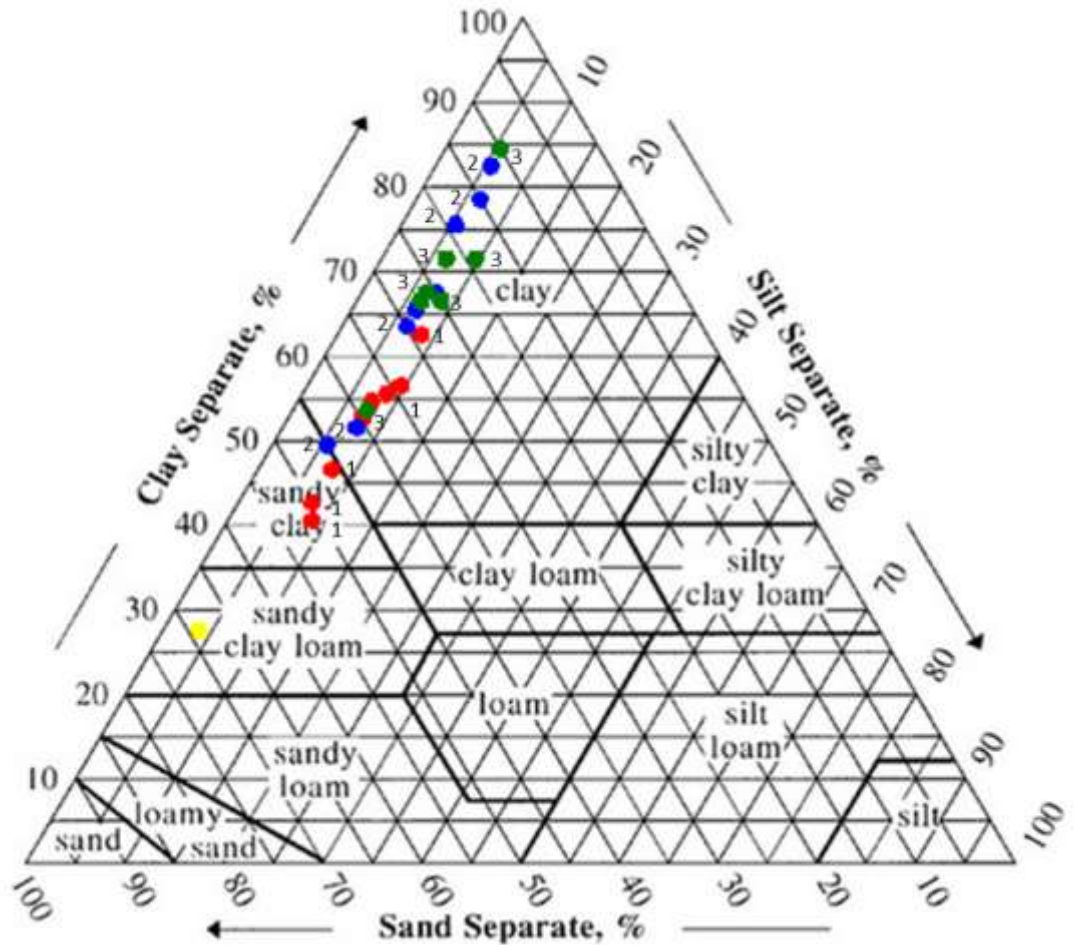


Figura 17. Textura de los núcleos 324 (rojo) y 329 (azul) del R1 y el núcleo 332 (verde) del R2 para las diferentes profundidades a lo largo del perfil del suelo.

https://www.nrcs.usda.gov/wps/portal/nrcs/detail/soils/survey/?cid=nrcs142p2_054167

La MO del suelo disminuyó de forma exponencial con la profundidad, y fue hasta dos veces más alta en los primeros 10 cm

del perfil. En las capas superficiales es donde la acumulación y preservación de la MO se ve favorecida en sitios con abundante pluviosidad y/o flujos de agua dulce, ambientes anegados y condiciones de anoxia en el suelo. [Xiong y col. \(2018\)](#) postulan que la MO en los intervalos sub-superficiales del suelo está altamente descompuesta, con una alta proporción de derivados microbianos.

En bosques dominados por *A. germinans* en Isla del Carmen, México ([Cerón-Breton y col. 2014](#)) y en manglares de *R. mangle* la reserva de Biosfera de Sian Ka'an ([Adame y col. 2013](#)), el contenido de MO disminuyó a medida que aumenta la profundidad. El anegamiento de los suelos mantienen condiciones anóxicas que favorecen la acumulación y preservación de MO en estos sitios donde el hidropereodo es prolongado. Por otra parte [DelVecchia y col. \(2014\)](#), no observaron un patrón de variación de la MO con la profundidad en manglares naturales y restaurados, pero en estos últimos incrementó entre 30 y 60 cm.

[Breithaupt y col. \(2017\)](#), clasificaron los manglares dominados por *R. mangle* de Florida y Yucatán según su contenido porcentual de materia orgánica en: a) orgánicos (>70%), b) intermedios (40–70%) y c) minerales (<40%). Basados en esta clasificación los sitios muestreados en laguna La Reina pueden definirse como minerales, pues la MO promedio fue inferior a 40%. Cabe destacar que la clasificación fue realizada en manglares dominados por *R. mangle*

especie que se caracteriza por suelos con mayor contenido de MO (Chen y Twilley, 1999), a diferencia de *A. germinans* frecuentemente asociada a sedimentos finos (Marchan y col. 2017).

Los factores ambientales y biológicos que influyen en los aportes de MO y descomposición en el suelo de distintos ambientes hidrogomórficos de los manglares (Twilley y Rivera-Monroy, 2009) son comunes entre si y la mayor proporción de la variación observada es explicada por las interacciones entre las propiedades del suelo como la humedad en los primeros 60 cm y de 60 a 100 cm por las fracciones tamaño limo + arcillas (Xiong y col. 2018).

6.6. Relación DA y MO

En los resultados se evidencio la alta correlación negativa entre la DA y la MO (Figura 15). Diversos autores han evaluado de forma empírica esta relación por la necesidad de expresar el contenido orgánico y mineral del suelo en volumen (Morris y col. 1016).

Autores como Donato y col. (2011) y Barreto y col. (2016) han reportado relaciones similares entre la DA y el CO. Estas relaciones difieren en cada uno de los casos, y se han relacionado con la geomorfología, hidroperíodo, y composición florística de los manglares por su influencia en el almacenamiento de la MO, debido a que estos factores intervienen el equilibrio entre producción,

retención, preservación, exportación y almacenamiento de la MO en los ecosistemas de manglar (Twilley y Rivera-Monroy, 2005); por otra parte Xiong y col. (2018) explican la acumulación de MO mediante factores como el porcentaje de humedad y el tamaño de partículas finas, ambos factores dependientes y relacionados con la DA, lo cual ratifica la alta correlación negativa entre ambas variables.

Por otro lado, Weiss y col. (2016), clasifican la DA en dos categorías, densidades orgánicas las cuales poseen valores menores a $0,27 \text{ g/cm}^3$ y en densidades minerales con valores superiores al anterior. Según esta clasificación todas las densidades promedio reportadas pertenecen a la categoría mineral pues exceden dicho valor.

6.7. Carbono orgánico e inorgánico del suelo

El contenido de carbono orgánico (CO) el suelo, está relacionado con las características de la vegetación, procesos de sedimentación, producción primaria y flujos de agua dulce e inundación por la marea, variando así el contenido de CO entre los tipos de bosque y entre las capas del suelo a diferentes profundidades (True y col. 2012; Kauffman y Bhomia, 2017).

Existen diferencias entre los valores de CO obtenidos mediante las diferentes ecuaciones que relacionan el CO obtenido por

combustión seca con la MO estimada por la pérdida al rojo. Esto puede explicarse porque cada una de las ecuaciones fue derivada de manglares que difieren en la hidrogeomorfología y composición de especies. Para la estimación del CO a partir de los datos de MO obtenidos en este estudio, fue aplicada la ecuación de Barreto (comunicación personal, enero 2018), la cual fue derivada de estudios previos realizados en el área de estudio.

El CO disminuye con la profundidad, esta variación está relacionada con la disminución de la MO a profundidad, debido a que el CO es derivado a partir de la MO y los valores de CI son bajos, sin mostrar un patrón definido a lo largo del perfil de suelo. Los valores promedios de CO reportados en el presente estudio en los primeros 20 cm del suelo oscilan entre 6,83 y 8,61%, a diferencia de los reportados por [Barreto y col. \(2016\)](#) para manglares de *A. germinans*, de 12% de CO promedio. Este patrón de disminución del CO con la profundidad es común a muchos sitios de manglares ([Adame y col. 2013](#); [Marchio y col. 2016](#)).

6.8. Densidad y almacenamiento de carbono

La densidad de carbono es el contenido de carbono en el suelo expresado en función del volumen de suelo, cuyas unidades son mgC/cm³. El almacenamiento de carbono en el suelo es la cantidad

total de carbono orgánico conservado en el ecosistema, siendo la suma de la densidad de carbono en el perfil del suelo y es expresado en MgC/ha.

La densidad de carbono es referida solo al suelo, pero el almacenamiento está dividido en reservas sobre el suelo (biomasa arbórea, madera muerta, hojarasca y sotobosque) y en reservas bajo el suelo (biomasa de raíces y suelo orgánico) (IPCC 2000; Sasmito y col. 2016). Las propiedades del suelo reguladas por los factores ambientales como el hidroperíodo, la salinidad, el pH, la humedad y la DA, que a su vez influyen en los procesos de producción (aérea y subterránea), aportes de hojarasca y descomposición de la materia orgánica del suelo pueden explicar la magnitud del almacenamiento de carbono en el suelo (Xiong y col. 2018). Estos factores y procesos producen efectos que varían a través de diversos entornos geomorfológicos y tipos de bosque de manglar (Twilley y Rivera-Monroy, 2009; Xiong y col. 2018).

En laguna La Reina la densidad de carbono con un valor mínimo de 4,06 mgC/cm³ y un máximo de 29,49 mgC/cm³; disminuye con la profundidad, con valores promedio de 28,07 mgC/cm³ entre 0-10 cm hasta 7,21 mgC/cm³ entre 50-60 cm, lo cual es atribuido a la disminución del CO con la profundidad. El almacenamiento total de carbono en el perfil de suelo (0–60 cm), difirió en los tres rodales

estudiados, con valores de 80, 94 y 100 MgC.ha⁻¹ para R1, R2 y R3 respectivamente.

En suelos de manglar dominados por *A. germinans* Barreto y col. (2016), reportaron un almacenamiento de carbono promedio de 31 MgC.ha⁻¹ en un intervalo de profundidad de 0 a 20 cm, esta reserva de carbono es inferior al promedio encontrado en este estudio en un intervalo similar de profundidad (47,6 MgC.ha⁻¹).

Adame y col. (2013), encontraron que el almacenamiento total de carbono en los primeros 50 cm de profundidad, difiere entre los tipos de bosque siendo los manglares altos los que presentan un mayor almacenamiento (176-434 MgC.ha⁻¹), seguidos de los medios (252-368 MgC.ha⁻¹) y finalmente los enanos (154-197 MgC.ha⁻¹), también reportó que el almacenamiento disminuye con la profundidad.

Adame y col. (2015), determinaron que la reserva de carbono del suelo promedio en la Reserva de Biosfera La Encrucijada, en la costa Pacífico de México, en los primeros 50 cm de profundidad fue 180 MgC.ha⁻¹, con variaciones significativas debido a la influencia oceánica, donde los manglares estuarinos presentan la mayor reserva. Weiss y col. (2016) en suelos de manglares oceánicos y estuarinos (degradados y no degradados) en Indonesia, reportaron que los manglares oceánicos poseen una reserva mayor (570 MgC.ha⁻¹), seguidos de los estuarinos no perturbados (310 MgC.ha⁻¹) y los perturbados. Los resultados evidencian que la degradación de los

manglares produce una disminución en las reservas de carbono del ecosistema.

Las diferencias entre los valores de almacenamiento de carbono en el suelo obtenidos en este estudio, respecto a los otros estudios antes mencionados, podrían deberse a diversos factores. En este sentido se ha encontrado que en las capas superiores del suelo la retención y almacenamiento de carbono se ve afectado principalmente por el clima, la humedad y factores como el pH y salinidad que afectan la productividad y la preservación, mientras que en los intervalos inferiores de profundidad, el almacenamiento es afectado por el tipo de suelo y la proporción de partículas finas presentes ([Mathieu y col. 2015](#); [Xiong y col. 2018](#)), esto indica que el almacenamiento de carbono está regulado principalmente por las diferentes tasas de descomposición del carbono a profundidad y en superficie.

El almacenamiento también es influenciado por las tasas de productividad primaria neta y las bajas tasas de sedimentación, entre menor sea la tasa de sedimentación menor es el contenido de carbono almacenado ([Marchan y col. 2017](#)). La edad del bosque y la posición con respecto a la marea influyen la tasa media de almacenamiento, siendo los bosques más cercanos a la marea los que presentan tasas de sedimentación menores ([Marchan y col. 2017](#)), esto implica que el almacenamiento también se ve afectado

por el balance entre las entradas (autóctonas y alóctonas) y las salidas de carbono.

Con lo antes expuesto es posible comprender el porqué de las diferencias entre el almacenamiento reportado por otros autores y el del presente estudio. En el caso de [Barreto y col. \(2016\)](#), sus resultados fueron menores posiblemente debido a que su estudio fue realizado en un bosque de manglar con una mayor influencia de la marea y un clima más seco que los encontrados en nuestra área de estudio, lo cual podría conllevar a una menor productividad y una tasa de descomposición más rápida, sumado a una mayor exportación de materia orgánica por efecto de las mareas lo que tiene como consecuencia un menor almacenamiento de carbono en el suelo.

La tasa de productividad primaria difiere entre las especies de manglar. *R. mangle* se caracteriza por presentar una alta tasa de productividad comparada con *A. germinans*, por otro lado la dominancia de estas especies difiere en las distintas geoformas donde estos habitan. Por lo general, *A. germinans* domina en las cubetas y *R. mangle* en las franjas que bordean los cursos de ríos y cuerpos lagunares ([Twilley y Rivera-Monroy, 2009](#)). Los procesos determinantes en el almacenaje de C en el suelo: productividad, preservación y descomposición de la materia orgánica, difiere entre estas geoformas. Donde por lo general el balance neto de estos

procesos resulta en suelos menos orgánicos en los manglares tipo cubeta.

El almacenamiento de carbono en el suelo obtenido por [Adame y col. \(2013 y 2015\)](#), es mayor al obtenido en este estudio, posiblemente atribuido a que estudiaron boques de manglar dominados por *R. mangle*, y las diferencias en la producción y descomposición son posiblemente las que están determinando las diferencias observadas.

Debido a que los manglares son ricos en carbono (C), la deforestación o perturbación de estos ecosistemas con suelos altamente orgánicos resulta en grandes emisiones de CO₂ a la atmósfera, las cuales han sido poco estudiadas ([Lovelock y col., 2011](#)). Con respecto a esto [Pendleton y col. \(2012\)](#) estiman que entre 0,09 y 0,45 Pg de CO₂ son emitidos anualmente debido a la deforestación y cambio de uso de los suelos en manglares a nivel mundial.

7. Conclusiones y recomendaciones

El almacenamiento de carbono en suelos de manglar de *A. germinans* tipo cubeta obtenidos en este estudio, son comparables con los resultados reportados a nivel mundial por diversos autores para este género.

Los altos contenidos de carbono almacenado en este ecosistema pueden ser considerados argumento suficiente para la implementación de una figura de protección real en Laguna La Reina, la cual está sometida a una intensa presión de uso.

La alta salinidad intersticial y del suelo registrada, es un indicativo de posibles procesos de salinización. Fenómeno que se ha observado en otros manglares de la costa de Venezuela, acompañado de deterioro y mortalidad lo cual se ha relacionado con emisiones de CO₂.

Este es el primer trabajo realizado en manglares de Venezuela en el que se cuantifican diversos parámetros del suelo a profundidad, la distribución de los puntos de muestreo nos dan idea de la heterogeneidad espacial de estas variables.

A pesar de la reconocida importancia de estos ecosistemas y de su amplia distribución a lo largo de las costas de Venezuela, es importante puntualizar la poca información que se ha producido de los aspectos ecológicos de los manglares.

Estudios futuros deben considerar la inclusión de otros sitios y otras especies para comprender las diferencias en el potencial de almacenamiento de carbono entre los diferentes tipos ecológicos e hidrogeomorfológicos.

8. Referencias bibliográficas

Adame MF, Wright SF, Grinham A, Lobb K, Reymond CE, Lovelock CE. (2012). Terrestrial-marine connectivity: patterns of terrestrial soil carbon deposition in coastal sediments determined by analysis of glomalin related soil protein. *Limnology and Oceanography*, 57, 1492–1502.

Adame MF, Kauffman JB, Medina I, Gamboa JN, Torres O, Caamal JP & Herrera-Silveira JA (2013). Carbon stocks of tropical coastal wetlands within the karstic landscape of the Mexican Caribbean. *PLoS one*, 8, e56569.

Adame MF, Teutli C, Santini NS, Caamal JP, Zaldívar-Jiménez A, Hernández R, & Herrera-Silveira JA (2014). Root biomass and production of mangroves surrounding a karstic oligotrophic coastal lagoon. *Wetlands*, 34, 479–488.

Alongi, DM (2012). Carbon sequestration in mangrove forests. *Carbon management*, 3, 313–322.

Alongi DM (2014). Carbon cycling and storage in mangrove forests. *Annual review of marine science*, 6, 195–219.

Atwood TB, Connolly RM, Almahasheer H, Carnell PE, Duarte CM, Lewis CJE y Serrano O (2017). Global patterns in mangrove soil carbon stocks and losses. *Nature Climate Change*, 7, 523–528.

Barreto MB, Camaripano B, Dorta K, Freire R, Manuitt P y Rangel G (2001). Composición Florística y Zonación de los Bosques de Mangle de la Laguna La Reina (Hiquerote, Edo. Miranda, Venezuela). *Proceedings IX Congreso Latinoamericano sobre ciencias del mar*. 264–268.

Barreto MB, Mónaco SL, Díaz R, Barreto-Pittol E, López L, Ruaro M (2016). Soil organic carbon of mangrove forests (*Rhizophora* and *Avicennia*) of the Venezuelan Caribbean coast. *Organic geochemistry*, 100, 51–61.

Bolin, B, Döös BR, Jager J y Warrick RA (1986). The greenhouse effect, climate change and ecosystems. *SCOPE 29*. New York, 95–155

Brady NC & Weil RR (2010). Elements of the nature and properties of soils (No. 631.4 B733E.). Upper Saddle River, NJ: Pearson Educational International. Chapter 11, 361–394.

Breithaupt JL, Smoak JM, Rivera-Monroy VH, Castañeda-Moya E, Moyer RP, Simard M & Sanders CJ (2017). Partitioning the relative contributions of organic matter and mineral sediment to accretion rates in carbonate platform mangrove soils. *Marine Geology*, 390, 170–180.

Burt R (2004). Soil Survey Laboratory Methods Manual. Soil Survey Investigations Report 42, Version 4.0. United States Department of Agriculture. *Natural Resources Conservation Service, National Soil Survey Center*. 700 pp.

Castro-Rodríguez E, León-Luna I & Pinedo-Hernández J (2018). Biogeochemistry of mangrove sediments in the Swamp of Mallorquin, Colombia. *Regional Studies in Marine Science*, 17, 38–46.

Cerón-Bretón JG, Cerón-Bretón RM, Guerra-Santos JJ & Córdova-Quiroz AV (2014). Estimation of regional carbon storage potential in mangrove soils on Carmen Island, Campeche, Mexico. In *CO2 Sequestration and Valorization*. InTech. Chapter 4, 111–128

Chapman VJ (1977). Introduction. In Chapman VJ (Ed.) *Wet Coastal Ecosystems: Ecosystems of the World*. Elsevier. New York, USA. 1-29

Crosby NT & Patel I (1995). General principles of good sampling practice. Volume 1. Royal Society of Chemistry. 68 pp.

Dale VH (1997). The relationship between land-use change and climate change. *Ecological Applications*, 7, 753–769.

DelVecchia, AG, Bruno JF, Benninger L, Alperin M, Banerjee O and Morales JD (2014). Organic carbon inventories in natural and restored Ecuadorian mangrove forests. *PeerJ* 2: e388.

Donato DC, Kauffman JB, Murdiyarso D, Kurnianto S, Stidham M & Kanninen M (2011). Mangroves among the most carbon-rich forests in the tropics. *Nature geoscience*, 4, 293–297.

Duarte CM, Middelburg JJ and Caraco N (2005). Major role of marine vegetation on the oceanic carbon cycle. *Biogeosciences* 2, 1–8.

Duke NC, Benzie JAH, Goodall JA, and Ballment ER (1998). Genetic structure and evolution of species in the mangrove genus *Avicennia* (Avicenniaceae) in the Indo-West Pacific. *Evolution*, 52, 1612–1626.

Gilman A & Bear J (1996). The influence of free convection on soil salinization in arid regions. *Transport in Porous Media*, 23, 275–301.

Gilman E, Ellison J, Duke NC, and Field C (2008). Threats to mangroves from climate change and adaptation options: a review. *Aquatic Botany*, 89, 237–250.

Heiri O, Lotte A and Lemcke G (2001). Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, 25, 101–110.

Hesse P. R. (1971). A Textbook of Soil Analysis Jhon Murray Publisheers London.

Hien TH, Marchand C, Aimé J, Dang HN, Phan NH, Nguyen XT & Nguyen TKC (2018). Belowground carbon sequestration in a mature planted mangroves (Northern Viet Nam). *Forest Ecology and Management*, 407, 191–199.

Howard J, Hoyt S, Isensee K, Telszewski M & Pidgeon E (2014). Coastal blue carbon: methods for assessing carbon stocks and emissions factors in mangroves, tidal salt marshes, and seagrasses. 180 pp.

IBM Corp. Released (2013). IBM SPSS Statistics for Windows, Version 22.0. Armonk, NY: IBM Corp.

Imbert D, Rousteau A & Scherrer P (2000). Ecology of mangrove growth and recovery in the Lesser Antilles: state of knowledge and basis for restoration projects. *Restoration Ecology*, 8, 230–236.

INAMEH en línea [<http://www.inameh.gob.ve/>]. Consultada el día 06 de Enero de 2016.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) (2001). The third assessment report, climate change 2001. Cambridge University Press, Cambridge, UK. 93 pp.

Joshi H & Ghose M (2003). Forest structure and species distribution along soil salinity and pH gradient in mangrove swamps of the Sundarbans. *Tropical Ecology*, 4, 195–204.

Kathiresan K & Bingham BL (2001). Biology of mangroves and mangrove ecosystems. *Advances in marine biology*, 40, 81–251

Kauffman JB, Heider C, Cole TG, Dwire KA & Donato DC (2011). Ecosystem carbon stocks of Micronesian mangrove forests. *Wetlands*, 31, 343–352.

Kauffman JB & Donato DC (2012). Protocols for the measurement, monitoring and reporting of structure, biomass and carbon stocks in mangrove forests. Center for International Forestry Research, Indonesia. 37 pp.

Kauffman JB, Heider C, Norfolk J & Payton F (2014). Carbon stocks of intact mangroves and carbon emissions arising from their conversion in the Dominican Republic. *Ecological Applications*, 24, 518–527.

Kauffman JB & Bhomia RK (2017). Ecosystem carbon stocks of mangroves across broad environmental gradients in West-Central Africa: Global and regional comparisons. *PLoS one* 12: e0187749. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0187749>

Kristensen E, Bouillon S, Dittmar T & Marchand C (2008). Organic carbon dynamics in mangrove ecosystems: a review. *Aquatic Botany*, 89, 201-219.

Lambs L, Muller E & Fromard F (2008). Mangrove trees growing in a very saline condition but not using seawater. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 22, 2835–2843.

Landaeta LJ (2016). Una propuesta de tipos pluviométricos para el estado Miranda, Venezuela. *Revista de Investigación*, 40, 227–252.

Lovelock CE, Ruess RW & Feller IC (2011). CO₂ efflux from cleared mangrove peat. *PloS one*, 6, e21279.

Lovelock CE, Cahoon DR, Friess DA, Guntenspergen GR, Krauss KW, Reef R & Saintilan N (2015). The vulnerability of Indo-Pacific mangrove forests to sea-level rise. *Nature*, 526, 559–563.

Lugo AE & Snedaker SC (1974). The ecology of mangroves. *Annual Review of Ecology and Systematics*. 5, 39–64.

Marchand C, Baltzer F, Lallier-Vergès E & Albéric P (2004). Pore-water chemistry in mangrove sediments: relationship with species composition and developmental stages (French Guiana). *Marine Geology*, 208, 361–381.

Marchand C (2017). Soil carbon stocks and burial rates along a mangrove forest chronosequence (French Guiana). *Forest Ecology and Management*, 384, 92–99.

Marchio DA, Savarese M, Bovard B & Mitsch WJ (2016). Carbon sequestration and sedimentation in mangrove swamps influenced by hydrogeomorphic conditions and urbanization in Southwest Florida. *Forests*, 7, 2–18.

Meyers PA & Ishiwatari R (1993). Lacustrine organic geochemistry — an overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. *Organic Geochemistry*. 20, 867–900.

Mitsch WJ & Gosselink JG (2000). The value of wetlands: importance of scale and landscape setting. *Ecological economics*, 35, 25-33.

Mitsch WJ, Bernal B, Nahlik AM, Mander Ü, Zhang L, Anderson CJ & Brix H (2013). Wetlands, carbon, and climate change. *Landscape Ecology*, 28, 583-597.

Morris JT, Barber DC, J C Callaway, R Chambers, S C Hagen, CS Hopkinson, BJ Johnson, P Megonigal, S Neubauer, T Troxler, and C Wigand (2016). Contributions of organic and inorganic matter to sediment volume and accretion in tidal wetlands at steady state, *Earth's Future*, 4, doi:10.1002/2015EF000334.

Nóbrega GN, Ferreira TO, Romero RE, Marques AGB & Otero XL (2013). Iron and sulfur geochemistry in semi-arid mangrove soils (Ceará, Brazil) in relation to seasonal changes and shrimp farming effluents. *Environmental monitoring and assessment*, 185, 7393-7407.

Ordóñez, A. (1998). Estimación de la captura de carbono en un estudio de caso para bosque templado: San Juan Nuevo, Michoacán. DF, Mexico: Facultad de Ciencias UNAM.

Otero XL, Ferreira TO, Vidal-Torrado P & Macías F (2006). Spatial variation in pore water geochemistry in a mangrove system (Pai Matos island, Cananeia-Brazil). *Applied Geochemistry*, 21, 2171-2186.

Passioura JB, Bal MC & Knight JH (1992). Mangroves may salinize the soil and in so doing limit their transpiration rate. *Functional Ecology*. 6, 476-481.

Passos TR, Artur AG, Nóbrega GN, Otero XL & Ferreira TO (2016). Comparison of the quantitative determination of soil organic carbon in coastal wetlands containing reduced forms of Fe and S. *Geo-Marine Letters*, 36, 223-233.

Pendleton L, Donato DC, Murray BC, Crooks S, & Jenkins WA (2012). Estimating Global “Blue Carbon” Emissions from Conversion and Degradation of Vegetated Coastal Ecosystems. *PloS one* 7(9): e43542.

Phang VX, Chou LM & Friess DA (2015). Ecosystem carbon stocks across a tropical intertidal habitat mosaic of mangrove forest, seagrass meadow, mudflat and sandbar. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40, 1387-1400.

Popp M (1995). Salt resistance in herbaceous halophytes and mangroves. *Progress in Botany*. 56: 416-429.

Ramírez P & Ramos J (1996). *Lagunas costeras venezolanas*. Universidad de Oriente, Núcleo de Nueva Esparta, Centro Regional de Investigaciones Ambientales.

Robinson GW (1967). Los suelos: su origen, constitución y clasificación: introducción a la edafología (No. 631.4 R635S). 3ª ed. Editorial Omega S. A. Barcelona. 515 pp.

Sahu SC, Kumar M & Ravindranath NH (2016). Carbon stocks in natural and planted mangrove forests of Mahanadi Mangrove Wetland, East Coast of India. *Current Science*, 110, 2253–2260.

Saintilan N, Rogers K, Mazumder D & Woodroffe C (2013). Allochthonous and autochthonous contributions to carbon accumulation and carbon store in southeastern Australian coastal wetlands. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 128, 84–92.

Sasmito SD, Murdiyarso D, Friess DA & Kurnianto S (2016). Can mangroves keep pace with contemporary sea level rise? A global data review. *Wetlands ecology and management*, 24, 263–278.

Schumacher BA (2002). Methods for the determination of total organic carbon (TOC) in soils and sediments. EPA report. 23 pp.

Schrumpf M, Schulze ED, Kaiser K & Schumacher J (2011). How accurately can soil organic carbon stocks and stock changes be quantified by soil inventories?. *Biogeosciences*, 8, 1193–1212.

Sebastiani MA, Villamizar A y Sambrano A (1991). El análisis espacial y su relación con la escala de representación. Ejemplos de casos desde la perspectiva geográfica. *Acta Científica Venezolana*, 42, 24–32.

Suárez N, Sobrado MA & Medina E (1998). Salinity effects on the leaf water relations components and ion accumulation patterns in *Avicennia germinans* (L.) L. seedlings. *Oecologia*, 114, 299–304.

Tomlinson PB (1994). *The Botany of Mangroves*. Cambridge University Press. New York, NY, USA. 423 pp.

Tue NT, Dung LV, Nhuan MT & Omori K (2014). Carbon storage of a tropical mangrove forest in Mui Ca Mau National Park, Vietnam. *Catena*, 121, 119–126.

Twilley RR & Rivera-Monroy VH (2005). Developing performance measures of mangrove wetlands using simulation models of hydrology, nutrient biogeochemistry, and community dynamics. *Journal of Coastal Research*, 40, 79–93.

Twilley RR & Rivera-Monroy V (2009). Ecogeomorphic models of nutrient biogeochemistry for mangrove wetlands. In: Perillo, G.M.E., Wolanski, E., Cahoon, D.R., Brinson, M.M., Eds. *Coastal wetlands: an integrated ecosystem approach*. Amsterdam: Elsevier, 641–675.

Van der Werf GR, Morton DC, DeFries RS, Olivier JG, Kasibhatla PS, Jackson RB & Randerson JT (2009). CO₂ emissions from forest loss. *Nature geoscience*, 2, 737–738.

Villalba, C. (1988). Balance de oxígeno en una laguna costera, Laguna La Reina, Carenero, Estado Miranda. Trabajo Especial de grado. Licenciatura en Biología, Universidad Simón Bolívar. Sartenejas.

Vovides, A. G., Vogt, J., Kollert, A., Berger, U., Grueters, U., Peters, R., ... & López-Portillo, J. (2014). Morphological plasticity in mangrove trees: salinity-related changes in the allometry of *Avicennia germinans*. *Trees*, 28(5), 1413-1425.

Walkley A & Black IA (1934). An examination of the Degtjareff method for determining soil organic matter, and a proposed modification of the chromic acid titration method. *Soil science*, 37, 29-38.

Walsh GE (1974). Mangroves: a review. In Reimhold RJ, Queen WH (Eds.) *Ecology of halophytes*. Academic Press, New York, NY, USA. 51–174 pp.

Weiss C, Weiss J, Boy J, Iskandar I, Mikutta R & Guggenberger G (2016). Soil organic carbon stocks in estuarine and marine mangrove ecosystems are driven by nutrient colimitation of P and N. *Ecology and Evolution*, 6, 5043–5056.

Xiong Y, Liao B, Proffitt E, Guan W, Sun Y, Wang F & Liu X (2018). Soil carbon storage in mangroves is primarily controlled by soil properties: A study at Dongzhai Bay, China. *Science of The Total Environment*, 619, 1226–1235.

Anexo I



Bosque de *A. geminans* en Laguna La Reina. **A.** Aspecto del Rodal 1, note la disposición y altura de los arboles; **B.** Toma de núcleos de suelo.